

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO  
INSTITUTO DE FÍSICA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**Componentes da dinâmica de CO<sub>2</sub> em floresta semidecídua no  
norte de Mato Grosso**

**LUDYMILLA BARBOZA DA SILVA**

**ORIENTADORA: PROF<sup>a</sup>. DR<sup>a</sup>. LUCIANA SANCHES ALVES**

Cuiabá-MT, Fevereiro de 2010

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO  
INSTITUTO DE FÍSICA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**Componentes da dinâmica de CO<sub>2</sub> em floresta semidecídua no  
norte de Mato Grosso**

**LUDYMILLA BARBOZA DA SILVA**

*Dissertação apresentada ao Programa de  
Pós-Graduação em Física Ambiental da  
Universidade Federal de Mato Grosso,  
como parte dos requisitos para obtenção do  
título de Mestre em Física Ambiental.*

ORIENTADORA: PROF<sup>a</sup>. DR<sup>a</sup>. LUCIANA SANCHES ALVES

Cuiabá-MT, Fevereiro de 2010

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO  
INSTITUTO DE FÍSICA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**FOLHA DE APROVAÇÃO**

**TÍTULO: Componentes da dinâmica de CO<sub>2</sub> em floresta semidecídua no norte de Mato Grosso**

**Autora: Ludymilla Barboza da Silva**

Dissertação de Mestrado defendida e aprovada em \_\_\_\_\_ de \_\_\_\_\_ de 2010,  
pela comissão julgadora:

---

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Luciana Sanches Alves - Orientadora  
Universidade Federal de Mato Grosso  
Orientadora

---

Prof. Dr. Marcelo de Carvalho Alves  
Universidade Federal de Mato Grosso  
Examinador interno

---

Prof. Dr. Moacir Lacerda  
Universidade Federal de Mato Grosso do Sul  
Examinador externo

## **DEDICATÓRIA**

À Deus, por ter me dado as condições que preciso para evoluir,  
aos meus pais, Marli e Adilson, pelo amor e apoio incondicional,  
aos meus irmãos, Laylla e Junior, pelo amor e companheirismo  
ao Gabriel, meu grande amor, sempre presente em todos os momentos.

## AGRADECIMENTOS

A prof<sup>a</sup> Luciana Sanches pela minha orientação no programa de mestrado, pela confiança, companheirismo, apoio e ensinamentos como pesquisadora, fundamentais a realização deste trabalho.

Ao Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental - PGFA, aos professores pelas contribuições fundamentais na construção do conhecimento, em especial ao prof. José de Souza Nogueira pelo trabalho desenvolvido como coordenador.

Aos amigos e colegas que contribuíram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho. Em especial as amigas Fernanda, Ândrea, Karina e Fluxo de calor latente pela amizade e ajuda. Ao Osvaldo Borges pelas discussões, explicações e contribuições importantes na realização do trabalho.

A CAPES pelo apoio financeiro.

## SUMÁRIO

<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	<b>i</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	<b>iv</b>
<b>LISTA DE ABREVIACÕES E SBOLOS</b> .....	<b>v</b>
<b>RESUMO</b> .....	<b>viii</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>ix</b>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
1.1 PROBLEMÁTICA .....	1
1.2 JUSTIFICATIVA .....	2
<b>2 OBJETIVO GERAL</b> .....	<b>4</b>
2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	4
<b>3 REVISÃO DE LITERATURA</b> .....	<b>5</b>
3.1 CERRADO, FLORESTA AMAZÔNICA E ECOSSISTEMAS DE TRANSIÇÃO ....	5
3.2 INTERCÂMBIO LÍQUIDO DE CO <sub>2</sub> NO ECOSSISTEMA (NEE) .....	6
3.3 FLUXO DE CO <sub>2</sub> E O MÉTODO COVARIÂNCIA DE VÓRTICES TURBULENTOS7	
3.4 PROCESSOS AERODINÂMICOS NA CAMADA LIMITE ATMOSFERICA .....	9
<b>4 Material e Métodos</b> .....	<b>11</b>
4.1 DESCRIÇÃO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	11
4.1.1 Clima .....	11
4.1.2 Vegetação e solo.....	12
4.2 INSTRUMENTAÇÃO E MEDIDAS .....	12
4.2.1 Medidas micrometeorológicas.....	12
4.2.2 Concentração de CO <sub>2</sub> e fluxos de energia .....	13
4.3 ESTIMATIVA DOS COMPONENTES DA DINÂMICA DE CO <sub>2</sub> NO ECOSSISTEMA	15
4.3.1 Estoque de CO <sub>2</sub> no dossel.....	15
4.3.2 Intercâmbio líquido de CO <sub>2</sub> no ecossistema (NEE) .....	15
4.4 MECANISMOS DE CONTROLE DA DINÂMICA DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO NO ECOSSISTEMA.....	15
4.4.1 Condutância aerodinâmica .....	16

4.4.2 Condutância de superfície .....	16
4.4.3 Determinação do parâmetro de estabilidade e fatores de correção.....	17
4.4.4 Fator de desacoplamento .....	18
4.5 AVALIAÇÃO E TRATAMENTO DOS DADOS .....	19
<b>5 RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>21</b>
5.1 DESCRIÇÃO DAS VARIÁVEIS DO MICROMETEOROLÓGICAS .....	21
5.1.1 Precipitação .....	21
5.1.2 Temperatura, umidade relativa do ar e radiação fotossinteticamente ativa.....	24
5.1.3 Fluxos de calor latente e sensível .....	26
5.2 DINÂMICA DO CO <sub>2</sub> NO ECOSISTEMA.....	29
5.2.1 Fluxo de CO <sub>2</sub> .....	29
4.2.2 Concentração de CO <sub>2</sub> .....	33
5.2.3 Componentes da dinâmica do CO <sub>2</sub> no ecossistema.....	39
5.3 INFLUÊNCIA DAS CONDIÇÕES DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA NA ESTIMATIVA NEE .....	49
5.4 MECANISMOS DE CONTROLE DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO NO ECOSISTEMA	59
<b>6 CONCLUSÕES .....</b>	<b>67</b>
<b>7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>68</b>

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1</b> - Localização da área de estudo.....	11
<b>Figura 2</b> - Anemômetro sônico tridimensional (a) e analisador de gás por infravermelho de caminho aberto (b), instalados a 40 m de altura na torre micrometeorológica.....	14
<b>Figura 3</b> - Precipitação acumulada mensal e média anual (linha sólida cinza) de janeiro a dezembro de 2007.....	21
<b>Figura 4</b> – Média horária ( $\pm$ sd) do fluxo de calor latente (a) e sensível (b) de janeiro a dezembro de 2007, em floresta semidecídua.....	26
<b>Figura 5</b> – Dia médio estacional dos fluxos de calor latente (LE) e sensível (H).....	27
<b>Figura 6</b> – Dia médio mensal ( $\pm$ sd) do fluxo de CO <sub>2</sub> (F <sub>c</sub> ) de janeiro a dezembro em floresta semidecídua. Os valores positivos (acima da linha sólida) representam emissão de CO <sub>2</sub> do ecossistema para a atmosfera e, os negativos, a retirada de CO <sub>2</sub> da atmosfera pelo ecossistema.....	29
<b>Figura 7</b> – Dia médio estacional do fluxo de CO <sub>2</sub> em floresta semidecídua, no período diurno (06:00h às 18:00h) e noturno (18:30h às 05:30h) durante à estação chuvosa e seca. Os valores positivos (acima da linha tracejada) representam emissão de CO <sub>2</sub> do ecossistema para a atmosfera e, os negativos, a retirada de CO <sub>2</sub> da atmosfera pelo ecossistema.....	31
<b>Figura 8</b> - Dia médio da concentração de CO <sub>2</sub> nas estações chuvosa (a) e seca (b) nas alturas 1, 4, 8, 20 e 28 m. A linha sólida (cinza) delimitou o período diurno e noturno.....	34
<b>Figura 9</b> - Dia médio das variáveis estoque (S), fluxo (F <sub>c</sub> ) e intercâmbio líquido de CO <sub>2</sub> no ecossistema (NEE). A linha sólida delimitou o período diurno (06:00h às 18:00h) e noturno (18:30h às 05:30h) na estação chuvosa e seca e durante o período anual. Os valores >0 (linha tracejada) representaram a emissão de CO <sub>2</sub> para a atmosfera e, os valores <0, a retirada de CO <sub>2</sub> da atmosfera pelo ecossistema.....	40

- Figura 10** – Dia médio estacional do estoque de CO<sub>2</sub> no dossel (a), fluxo de CO<sub>2</sub> (b) e intercâmbio líquido de CO<sub>2</sub> no ecossistema (c). A linha sólida delimitou o período diurno (06:00h às 18:00h) e noturno (18:30h às 05:30h) na estação seca e chuvosa. Os valores >0 (linha tracejada) representaram a emissão de CO<sub>2</sub> para a atmosfera e, os valores <0, a retirada de CO<sub>2</sub> da atmosfera pelo ecossistema.....46
- Figura 11** – Velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ) e o estoque de CO<sub>2</sub> no dossel (S), fluxo de CO<sub>2</sub> ( $F_c$ ) e respiração noturna ( $R_{not}$ ), entre 18:00h e 6:00h na estação chuvosa e seca e durante o ano.....49
- Figura 12** – Ciclo diário médio mensal ( $\pm$ sd) da velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ) em floresta semidecídua.....52
- Figura 13** – Ciclo diário estacional da velocidade de fricção do ar ( $m\ s^{-1}$ ) nas estações seca e chuvosa em floresta semidecídua.....53
- Figura 14** – Distribuição de frequência de ocorrência da velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ) durante o período diário de 24h (a), diurno entre 6:30h e 17:30h (b) e noturno entre 18:00h e 6:00h (c) nas estações chuvosa e seca.....54
- Figuras 15** – Médias diárias do parâmetro de estabilidade atmosférica ( $\zeta$ ), em que  $\zeta < 0$  representa instabilidade,  $\zeta = 0$  neutralidade (linha sólida cinza) e  $\zeta > 0$  representam estabilidade atmosférica em floresta semidecídua.....56
- Figura 16** – Média mensal do parâmetro de estabilidade atmosférica ( $\zeta$ ) em floresta semidecídua. Os valores do parâmetro de estabilidade negativos ( $\zeta < 0$ ) representam instabilidade atmosférica, o valores iguais a zero ( $\zeta = 0$ ) representam neutralidade (linha sólida cinza) e os valores positivos ( $\zeta > 0$ ) representam estabilidade atmosférica.....57
- Figura 17** – Média mensal da temperatura do ar ( $^{\circ}C$ ) e fluxo de calor sensível (H) ( $W\ m^{-2}$ ).....57
- Figura 18** – Médias mensais do déficit de pressão de vapor de água na atmosfera (DPV), condutância de superfície ( $C_s$ ), condutância aerodinâmica ( $C_a$ ) e fator

de desacoplamento ( $\Omega$ ). A linha sólida cinza (0,5) representa a equivalência entre o controle da evapotranspiração por fatores bióticos e abióticos.....61

## LISTA DE TABELAS

- Tabela 1** - Descrição dos instrumentos e alturas de instalação, utilizados nas medidas de saldo de radiação líquida ( $R_n$ ), radiação solar ( $R_g$ ), radiação fotossinteticamente ativa (PAR), umidade do ar, temperatura e velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ).....13
- Tabela 2** - Limites máximos e mínimos adotados, dados e percentuais de dados utilizados das variáveis de fluxo de  $CO_2$  ( $F_c$ ), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H), velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ), concentração de  $CO_2$  no ar e intercâmbio líquido de  $CO_2$  no ecossistema (NEE) durante 2007.....18
- Tabela 3** – Médias mensais e estacionais de temperatura do ar, umidade relativa do ar (UR) e radiação fotossinteticamente ativa (PAR).....24
- Tabela 4** – Matriz de correlação linear os componentes estoque de  $CO_2$  no dossel (S), fluxo de  $CO_2$  ( $F_c$ ), intercâmbio líquido de  $CO_2$  no ecossistema (NEE) e as variáveis micrometeorológicas fluxo de calor latente (LE) e sensível (H), temperatura (T), déficit de pressão de vapor de água na atmosfera (DPV), umidade relativa (UR), radiação fotossinteticamente ativa (PAR) e conteúdo de água no solo (CAS). Os coeficientes de correlação foram calculados para um intervalo de 12 meses, com médias em intervalos de 30 minutos. Os valores em negrito apresentaram correlação estatística significativa ( $p < 0,05$ ).....42
- Tabela 5** – Matriz de correlação entre fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H), velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ), temperatura do ar (T), déficit de pressão de vapor (DPV), umidade relativa do ar (UR), radiação fotossinteticamente ativa (PAR), conteúdo de água no solo (CSA), condutância de superfície ( $C_s$ ), condutância aerodinâmica ( $C_a$ ), fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) e estabilidade atmosférica ( $\zeta$ ) nas estações chuvosa (A) e seca (B). Os coeficientes de correlação em negrito são estatisticamente significativos.....64

## LISTA DE ABREVIACÕES E SÍMBOLOS

$A_c$	Assimilação de carbono no ecossistema
$A_L$	Altitude (m)
$C_a$	Condutância aerodinâmica ( $\text{mm s}^{-1}$ )
CAS	Conteúdo de Água no solo ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )
CL	Camada de Atmosfera Livre
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLC	Camada Limite Convectiva
CLE	Camada Limite Estável
CLP	Camada Limite Planetária
$\text{CO}_2$	Dióxido de carbono
$c_p$	Calor específico do ar úmido
$C_s$	Condutância de superfície ( $\text{mm m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )
d	Distanciamento do plano zero (m)
DPV	Déficit de pressão de vapor (k Pa)
e	Pressão atual do vapor d'água do ar (kPa)
$e_s$	Pressão de vapor d'água do ar saturado (kPa)
S	Armazenamento de $\text{CO}_2$ no dossel ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )
$F_c$	Fluxo de $\text{CO}_2$ ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )
g	Aceleração da gravidade ( $\text{m s}^{-1}$ )
H	Fluxo de Calor Sensível ( $\text{W m}^{-2}$ )
GEE	Intercâmbio bruto do ecossistema
IAF	Índice de Área Foliar
LE	Fluxo de Calor Latente ( $\text{W m}^{-2}$ )
m	Altura do dossel (m)

NEE	Intercâmbio líquido de CO <sub>2</sub> no ecossistema ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )
P	Pressão atmosférica (kPa)
P <sub>0</sub>	Pressão atmosférica ao nível do mar (kPa)
PAR	Radiação Fotossinteticamente Ativa ( $\text{W m}^{-2}$ )
r	Razão adiabática para o ar saturado ( $\text{K m}^{-1}$ )
R	Constante do gás para o ar seco ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )
R <sub>not</sub>	Respiração noturna do ecossistema ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )
r <sub>s</sub>	Resistência da superfície a difusão do vapor d' água ( $\text{m s}^{-1}$ )
T	Temperatura do ar medida no topo da torre (°C)
T <sub>k</sub>	Temperatura do ar (Kelvin)
T <sub>k0</sub>	Temperatura absoluta medida no topo da torre (Kelvin)
u*	Velocidade de fricção do ar ( $\text{m s}^{-1}$ )
UR	Umidade Relativa do ar (%)
Ψ <sub>H</sub>	Fator de correção para o fluxo de calor sensível
Ψ <sub>M</sub>	Fator de correção para o fluxo de momentum
z	Altura (m)
z <sub>0</sub>	Rugosidade do dossel
δ	Declividade da curva de pressão de saturação do vapor d' água ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ )
Δc	Troca de CO <sub>2</sub> na altura z
z	Altura (m)
Δt	Diferença de tempo do intervalo de medida (minutos)
ζ	Parâmetro de estabilidade atmosférica
λ	Calor latente de evaporação ( $\text{MJ kg}^{-1}$ )
ρ	Densidade do ar ( $\text{K m}^{-3}$ )
Ω	Fator de desacoplamento

$\gamma$       Coeficiente psicrométrico ( $\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$ )

## RESUMO

SILVA, L. B. **Componentes da dinâmica de CO<sub>2</sub> em floresta semidecídua no norte de Mato Grosso**. Cuiabá, 2010. 74 f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) – Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

Atualmente com a problemática ambiental ocasionada pelo aumento dos gases do efeito estufa por emissões antropogênicas, principalmente do CO<sub>2</sub>, desequilibrando o balanço de energia terrestre, as florestas tropicais dentre os ecossistemas terrestres destacaram-se pela quantidade de carbono estocado em sua biomassa, pela magnitude dos fluxos de CO<sub>2</sub> realizados durante os processos de fotossíntese e respiração e pelo potencial assimilatório de CO<sub>2</sub>. Nessa temática, este estudo teve como objetivo analisar os componentes da dinâmica de CO<sub>2</sub> constituídos pelo estoque de CO<sub>2</sub> no dossel (S), fluxo de CO<sub>2</sub> (F<sub>c</sub>) e do intercâmbio líquido de CO<sub>2</sub> no ecossistema (NEE) considerando as condições atmosféricas de estabilidade e instabilidade em uma floresta de semidecídua no norte de Mato Grosso, situada no chamado arco do desmatamento no Brasil. Os dados foram obtidos por meio de sensores de microclimáticos e pelo método de covariância de vórtices turbulentos instalados em uma torre de 42 metros de altura. O estoque de CO<sub>2</sub> no dossel, o fluxo de CO<sub>2</sub> e o intercâmbio líquido de CO<sub>2</sub> no ecossistema foram superiores na estação chuvosa, quando houve atmosfera predominantemente instável. Durante o período noturno (18:00 às 06:00h) houve dependência da respiração noturna (R<sub>not</sub>) à velocidade de fricção do ar (u\*) menor que 0,4 m s<sup>-1</sup> e 0,6 m s<sup>-1</sup> na estação chuvosa e seca, respectivamente. A floresta esteve acoplada a atmosfera em ambas as estações, contudo, os menores valores do fator de desacoplamento (Ω) demonstram que o ecossistema esteve mais fortemente acoplado com a atmosfera durante a estação seca, o que implicou na limitação da evapotranspiração principalmente por fatores fisiológicos (bióticos) da vegetação, enquanto que, na estação chuvosa, em média, o controle da evapotranspiração por fatores bióticos e abióticos foi praticamente igual.

**Palavras-Chave:** fluxo de CO<sub>2</sub>, NEE, condutância, condições atmosféricas, fator de desacoplamento.

## ABSTRACT

SILVA, L. B. **Components of the dynamics of CO<sub>2</sub> in a semi-deciduous forest in northern Mato Grosso.** Cuiabá, 2010. 74 f. Dissertation (Master in Environmental Physics) – Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso.

Actually, due to environmental problems caused by the increase in greenhouse gases by anthropogenic emissions, especially CO<sub>2</sub> gas, upsetting the balance of earth energy, tropical forests among terrestrial ecosystems attention by the amount of carbon storage in their biomass, the magnitude of CO<sub>2</sub> exchange made during the processes of photosynthesis and respiration and the potential assimilatory CO<sub>2</sub>. This study examined the components of the dynamics of CO<sub>2</sub>, canopy CO<sub>2</sub> storage (S), CO<sub>2</sub> flux (F<sub>c</sub>) and the net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange (NEE), considering the climatic conditions, turbulent and atmospheric stability conditions of a semi-deciduous forest in northern Mato Grosso. Data of meteorological, CO<sub>2</sub> flux and canopy CO<sub>2</sub> storage were obtained by sensors and eddy covariance system installed on a tower (40 m above ground level). S, F<sub>c</sub> and NEE were higher during the wet season, when there was predominantly instability atmosphere ( $\zeta < 0$ ). During the night (06:00 to 18:00) occurred a dependence of nocturnal respiration (R<sub>not</sub>) at friction velocity (u \*) less than 0.4 m s<sup>-1</sup> and 0.6 m s<sup>-1</sup> in the wet and dry season, respectively. The forest was coupled to the atmosphere in both seasons, however, lower values of decoupling factor ( $\Omega$ ). These conditions suggests that the ecosystem was more coupled with the atmosphere during the dry season resulted in the limitation of evapotranspiration mainly by physiological (biotic) factor of vegetation, in the wet season, on average, was roughly equal in the control of evapotranspiration by biotic and abiotic factors.

**Keywords:** CO<sub>2</sub> flux, net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange, conductance, atmosphere conditions, decoupling factor.

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 Problemática

As florestas tropicais são importantes sistemas ecológicos terrestres e possuem papel fundamental na determinação dos balanços de água, carbono e da biodiversidade. Recentemente o aumento nas concentrações atmosféricas de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) e vapor de água tornou-se assunto de grande especulação estimulando pesquisas sobre o ciclo do carbono e a contribuição destes ecossistemas na absorção e emissão de carbono para a atmosfera.

Em virtude da intensificação de ações antrópicas, como desmatamento, queimadas em grande escala, implantação de atividades agropecuárias, os biomas Amazônia, Pantanal e Cerrado tem sido foco de atenção mundial, devido aos efeitos que as alterações da cobertura vegetal podem ter sobre clima local e regional.

Mudanças no uso e ocupação do solo em ecossistemas naturais, ocasionam impactos altamente discutido no âmbito científico em relação às interações entre solo, vegetação e atmosfera. Se grandes extensões são desmatadas, pode-se esperar mudanças afetando os sistemas atmosféricos determinantes caracterização climática. Os efeitos ocasionados pela queima de biomassa em escala global e regional têm sido avaliados em diversas áreas de pesquisa, com implicações sobre o balanço radiativo, química da atmosfera, aumento na emissão dos gases que compõem o efeito estufa, e desequilíbrio nos processos evapotranspirativos e regimes hidrológicos.

Perturbações nesses ecossistemas podem resultar em mudanças significativas no ciclo do carbono. E a mensuração da magnitude dessas mudanças requer o avanço do conhecimento da relação entre o ambiente, a estrutura e fisiologia da vegetação e seu potencial em relação à assimilação de carbono. Realizações de pesquisas com fluxos de CO<sub>2</sub> ainda são necessárias, tendo em vista a grande biodiversidade existente dentre os biomas brasileiros e a variabilidade de resultados obtidos pela utilização de métodos distintos, utilizados na quantificação e balanço de CO<sub>2</sub>.

Nos últimos anos, a técnica de covariância de vórtices turbulentos vem sendo utilizada em estudos sobre os fluxos de superfície. O método baseia-se na estimativa dos fluxos por meio da covariância entre as flutuações na velocidade vertical do vento, na concentração de CO<sub>2</sub>, vapor d' água e temperatura. Esses fluxos são utilizados para estimar as trocas líquidas de carbono, calor sensível e latente, entre a atmosfera e a superfície.

A área de interesse neste estudo está situada numa faixa de transição climática, entre a floresta chuvosa amazônica e o cerrado e juntamente com outras áreas florestais de estados inseridos no bioma Amazônico, foco atual de uma série de discussões da comunidade internacional em relação à Redução das Emissões por Desmatamento e Degradação (REDD). Portanto, torna-se imprescindível, definir metodologias e capacitação apropriadas a compreensão da dinâmica e complexidade dos fluxos de massa e energia nessas áreas.

## **1.2 Justificativa**

Tendo em vista a problemática ambiental apresentada faz-se necessária a realização de estudos acerca do balanço de CO<sub>2</sub>, que constitui um dos componentes atmosféricos do efeito estufa mais importantes atualmente no balanço de energia, por ter seu aumento na atmosfera relacionado às atividades antrópicas de maior intensidade, como a queima de combustíveis fósseis e mudanças no uso e ocupação do solo.

Por meio de estudos a respeito do estoque de carbono e o potencial de intercâmbio líquido de CO<sub>2</sub> e acoplamento entre floresta semidecídua e a atmosfera será possível conhecer a dinâmica de interação desse importante gás do efeito estufa e os fatores que influenciam na relação entre biosfera-atmosfera neste ecossistema.

Esses estudos poderão contribuir em ações conservacionistas e em análises acerca dos impactos ocasionados por mudanças no uso e ocupação do solo nesses locais, promovidos principalmente por atividades agropecuárias e de urbanização que fazem parte da realidade dos ecossistemas pertencentes aos biomas da Amazônia e do Cerrado.

A alta variabilidade espacial na fitofisionomia, de espécies e de condições edafoclimáticas no bioma Amazônia, acarreta na complexidade desse bioma. A partir dessa premissa, o estudo da dinâmica do CO<sub>2</sub> em diferentes ecossistemas do bioma Amazônico, tornou-se imprescindível, tendo em vista, a variabilidade que os componentes desta dinâmica podem apresentar entre os inúmeros ecossistemas que compõem esse bioma. Os estudos foram realizados em floresta semidecídua, situada numa faixa de transição entre os biomas Amazônia e Cerrado, com características florísticas típicas principalmente da Amazônia e, com influência climatológica do Cerrado, principalmente na distribuição das precipitações o longo ano.

No presente estudo a dinâmica do CO<sub>2</sub> no ecossistema foi analisada por meio da estimativa do intercâmbio líquido de CO<sub>2</sub> no ecossistema (NEE), estoque de CO<sub>2</sub> no dossel (S) e fluxo de CO<sub>2</sub> (F<sub>c</sub>) e as implicações relacionadas à utilização do método de covariância de vórtices turbulentos na aquisição de dados de fluxos provenientes de processos entre vegetação e atmosfera.

## 2 OBJETIVO GERAL

Analisar a variabilidade espaço-temporal dos componentes da dinâmica de CO<sub>2</sub> em floresta semidecídua no norte de Mato Grosso.

### 2.1 Objetivos específicos

- (a) Descrever o microclima local.
- (b) Analisar as variáveis que compõem a dinâmica de CO<sub>2</sub>: fluxo, concentração, estoque de CO<sub>2</sub> no dossel e intercâmbio líquido de CO<sub>2</sub> no ecossistema (NEE);
- (c) Investigar as implicações que as condições atmosféricas podem apresentar na estimativa dos fluxos de CO<sub>2</sub> realizadas pelo método de covariância de vórtices turbulentos por meio da velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ) e parâmetro de estabilidade atmosférica ( $\zeta$ );
- (d) Analisar os mecanismos de controle da evapotranspiração por meio do fator de desacoplamento.

## **3 REVISÃO DE LITERATURA**

### **3.1 Cerrado, Floresta Amazônica e ecossistemas de transição**

O ecossistema de interesse no presente estudo configura-se como área de transição entre dois biomas, a Amazônia e o Cerrado, com características climáticas e fitofisionômicas de transição entre ambos, considerando que, a dispersão e o intercâmbio de espécies entre biomas são dependentes da localização geográfica, fatores relacionados ao tempo, clima, relevo e solo, os quais são importantes mecanismos reguladores biodiversidade.

O bioma Cerrado constitui um corredor, conectando o chaco à caatinga, ocupando a região intermediária entre as duas maiores florestas chuvosas neotropicais: a floresta Amazônica e a floresta Atlântica. A maior parte do Cerrado apresenta gradiente fitofisionômico com vegetação xeromorfa que varia de campo limpo até cerradão, embora também ocorram matas de galeria e florestas estacionais (MÉIO et al., 2003).

As formações florestais do cerrado incluem o cerradão (classificado como uma floresta xeromórfica), florestas estacionais que englobam matas decíduas e semidecíduas, também conhecidas como matas secas, além de matas de galeria, com dossel podendo chegar a 20 m para algumas espécies (SILVA & HARIDASAN, 2007).

As formações estacionais ocupam 15% do bioma Cerrado, conforme FELFILI (2002) e, normalmente, as matas que ocorrem sob afloramento de rocha são decíduas, perdendo totalmente as folhas na estação seca, enquanto parte das que ocorrem em solos planos e encostas são semidecíduas, mantendo cobertura de 50% aproximadamente ou mais durante a seca (MOTTA et al., 2002).

Já o bioma Amazônico é composto por uma série contínua de formações florestais que são fisionomicamente similares, mas, florísticamente distintas, consistindo de muitas sub-regiões climáticas distintas em que estudos enfatizam a alta variabilidade espacial na fitofisionomia e de espécies.

### 3.2 Intercâmbio líquido de CO<sub>2</sub> no ecossistema (NEE)

Com uma extensa área de floresta tropical chuvosa, a região Amazônica influi no clima principalmente por meio da emissão ou retenção de gases e da evapotranspiração. Assim, por um lado, nessas regiões, a floresta constitui grande fornecedor de vapor de água (calor latente) para a atmosfera e, por outro, atua como importante sumidouro de CO<sub>2</sub> atmosférico. Visto a grande variabilidade de ecossistemas compreendidos por este bioma, é importante considerar que a fixação de CO<sub>2</sub> encontrada em um local possa ser contrabalanceada por emissões em outros locais num mesmo bioma, necessitando assim de um maior número de medições para serem considerados representativos (FEARNSIDE & BARBOSA, 2003).

Por exemplo, houve situações em que a floresta não se comportou como um sumidouro contínuo de CO<sub>2</sub>, pois liberou praticamente a mesma proporção pela respiração, mantendo uma espécie de equilíbrio entre fixação e liberação de CO<sub>2</sub>.

Em floresta semidecídua, VOURLITIS et al. (2004) verificaram que a floresta comportou-se como sumidouro com NEE médio diário de  $-2,78 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  de CO<sub>2</sub> na estação seca e  $-5,1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  na estação úmida. Já em floresta primária úmida Amazônica MALHI et al. (1998) também observaram que o ecossistema comportou-se como sumidouro de CO<sub>2</sub>, no entanto, os valores demonstram ser bem superiores aos apresentados anteriormente, com taxas máximas de NEE de  $-20 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  na estação chuvosa e de  $-15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  na estação seca

Esses valores denotam sazonalidade, apresentando uma relação significativa com a quantidade de água disponível. É possível observar um aumento gradual nas taxas assimilatórias de CO<sub>2</sub> expressos por valores negativos de NEE, que acompanha o aumento da precipitação ao longo do período chuvoso. Entretanto, a magnitude destes valores entre os diversos ecossistemas demonstram grande variabilidade.

Pesquisas recentes com fluxos de CO<sub>2</sub> e NEE na região Amazônica apresentaram valores distintos, a isto, provavelmente pelo fato de amostrarem regiões distintas, ou ainda, a utilização de metodologias diferentes de avaliação dessas variáveis.

De acordo com HOLLINGER (1994), a fixação de CO<sub>2</sub> por um ecossistema é resultado das reações bioquímicas da fotossíntese e respiração. O equilíbrio entre a fotossíntese (P) e a respiração (R) são processos que determinam se o ecossistema

ganhará ou a perderá carbono e é denominado intercâmbio líquido de CO<sub>2</sub> no ecossistema ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) ou NEE, de acordo com a equação 1:

$$NEE = \Sigma P - \Sigma R (\text{folhas}) - \Sigma R (\text{caules}) - \Sigma R (\text{raízes}) - \Sigma R (\text{solo}) \quad (1)$$

Em que  $R$  é os somatório da respiração das folhas, caules, raízes e solo. O NEE consiste na diferença entre o CO<sub>2</sub> absorvido na fotossíntese e a perda na respiração, sendo estimado por medidas do sistema de covariância de vórtices turbulentos com medida do perfil vertical da concentração de CO<sub>2</sub> e do fluxo acima do dossel vegetativo. Desta forma o NEE é calculado pela soma dos fluxos medidos no topo do dossel e da taxa de armazenamento de CO<sub>2</sub> na camada abaixo do dossel (GRACE, 1995).

### 3.3 Fluxo de CO<sub>2</sub> e o método Covariância de vórtices turbulentos

Um dos métodos mais amplamente utilizados em sítios micrometeorológicos no monitoramento contínuo do saldo de trocas escalares de CO<sub>2</sub>, calor sensível, calor latente e fluxo de momentum entre a atmosfera e as superfícies vegetadas têm sido o sistema de covariância de vórtices turbulentos (eddy covariance), também chamado de método aerodinâmico. Este sistema captura amostras contendo fluxo dos turbilhões, através de sensores acoplados ao sistema (CAMPOS, 2008).

O sistema de covariância de vórtices turbulentos tem funcionado como uma ferramenta robusta, entretanto, existem implicações relacionadas às medidas realizadas por este sistema, como erros de natureza sistemática durante condições estáveis, ou seja, este método é mais exato quando a atmosfera apresentar condições de maior instabilidade e a vegetação subjacente for homogênea situada em terreno plano e de grande extensão. Quando o método é aplicado sobre paisagens naturais e complexas, ou, durante as condições atmosféricas que variam com o tempo a quantificação do intercâmbio de CO<sub>2</sub> entre a biosfera-atmosfera, deve incluir medidas de armazenamento atmosférico dentro do dossel vegetativo (BALDOCHI, 2003).

A estabilidade atmosférica pode ser definida como condição atmosférica em que os movimentos atmosféricos ascendentes estão ausentes ou definitivamente

inibidos, enquanto que, a condição de instabilidade é definida como o estado atmosférico em que prevalecem os movimentos verticais. A caracterização de tais condições atmosféricas é realizada de acordo com a distribuição da temperatura do ar, ou seja, uma camada atmosférica será considerada estável ou instável dependendo do valor do gradiente vertical de temperatura observado na camada. Deve-se ainda considerar a situação em que o gradiente vertical de temperatura da camada atmosférica coincide com a razão adiabática seca. Em tal condição, a parcela de ar ao ascender ou descender, terá sempre a mesma temperatura do meio que a envolve, sem oferecer resistência nem favorecer o movimento vertical da parcela, caracterizando condição atmosférica neutra (VIANELLO & ALVES, 2000).

De fato, existem evidências que o método de covariância de vórtices turbulentos frequentemente conduz a uma subestimativa da respiração noturna do ecossistema em noites sob condições de estabilidade atmosférica (MILLER et al., 2004).

Durante o período noturno, sob condições de estabilidade atmosférica a maior parte da respiração fica armazenada no dossel, sendo reabsorvida ou liberada no início da manhã, enquanto que sob condições atmosféricas instáveis (devido à ação do vento forte) o fluxo é liberado intermitentemente durante a noite (MALHI et al., 1998).

Sob condição de estabilidade, como descrito anteriormente, os escalares, particularmente o CO<sub>2</sub> liberado pela respiração da vegetação, pode não ser estimado corretamente pelos sensores do sistema de covariância de vórtices turbulentos instalados acima da copa, ocasionado por problemas de mistura turbulenta insuficiente para a liberação desse gás do dossel. Nesses casos, o filtro  $u^*$  pode ser utilizado como indicador de estabilidade e correções foram adotadas, como por exemplo, a substituição dos dados de fluxo de CO<sub>2</sub> relativos às noites com pouca intensidade turbulenta por dados de fluxos estimados em condições de instabilidade e que apresentam características do efluxo do solo semelhantes (CAMPOS, 2008).

Quando os valores e estimativas de fluxos obtidos por meio do método de covariância de vórtices turbulentos apresentam sinal negativo, significa que houve absorção pela superfície e quando, positivo quando houve perda de massa e energia (BALDOCCHI, 1998). Considerando o ciclo diário de concentração de CO<sub>2</sub>,

SANTOS & COSTA (2003) verificaram valores de concentração de CO<sub>2</sub> negativos ao longo do período diurno devido à atividade fotossintética e, posteriormente, crescem e tornam-se positivos ao iniciar-se o processo de respiração durante período noturno e, em seguida começam a decrescer com o nascer do sol até alcançarem valores negativos no período diurno novamente.

A respiração do ecossistema é controlada por diversos componentes, como respiração das raízes, galhos, folhas, microbiana, decomposição da serrapilheira, carbono orgânico no solo, entre outros componentes. O total de respiração anual é afetado por vários processos, que nem sempre são somente os meteorológicos, como a temperatura do ar e o conteúdo de água no solo, mas por fatores biológicos e bioquímicos como a biomassa vegetal, quantidade de matéria orgânica no solo, disponibilidade de nutrientes, combinação de substâncias e características físicas do solo, presença de distúrbios, idade das árvores, estrutura florestal, área foliar e outros eventos fenológicos (HIRATA et al., 2008).

### **3.4 Processos aerodinâmicos na camada limite atmosférica**

A composição atmosférica terrestre reflete a composição, temperatura da superfície e a dinâmica de gases. A atmosfera, pode ser dividida em camadas conforme algumas especificidades, para o entendimento dos diversos processos físicos e químicos existentes nestas.

A camada subsequente à superfície, denominada troposfera, possui duas camadas principais secundárias com características distintas, sendo a camada de atmosfera livre (CL) e a camada limite atmosférica (CLA) ou camada limite planetária (CLP), com altura típica de 1 km (OLIVEIRA, 2001).

A CLA é a parte da troposfera que é diretamente influenciada pela presença da superfície da Terra, e responde aos forçantes superficiais com uma escala de tempo relativamente pequena, aproximadamente menos de uma hora (BERNARDES, 2008).

A camada limite atmosférica (CLA) pode ser, de uma forma mais abrangente, dividida em duas subcamadas distintas: uma camada superficial (CS), que é aquela que sofre maior influência da superfície que delimita o escoamento; e uma camada acima desta que geralmente é dividida em dois regimes, a camada limite convectiva (CLC) diurna e a camada limite estável (CLE) noturna (BERNARDES, 2008).

Dificuldades relacionadas à determinação da altura da CLA deve-se a alguns fatores resultantes de diversos processos, como turbulência, radiação, advecção, pressão, divergência e movimentos verticais associados, entre outros, os quais influenciam os perfis verticais dos parâmetros médios e turbulentos de diferentes formas (BEYRICH, 1997).

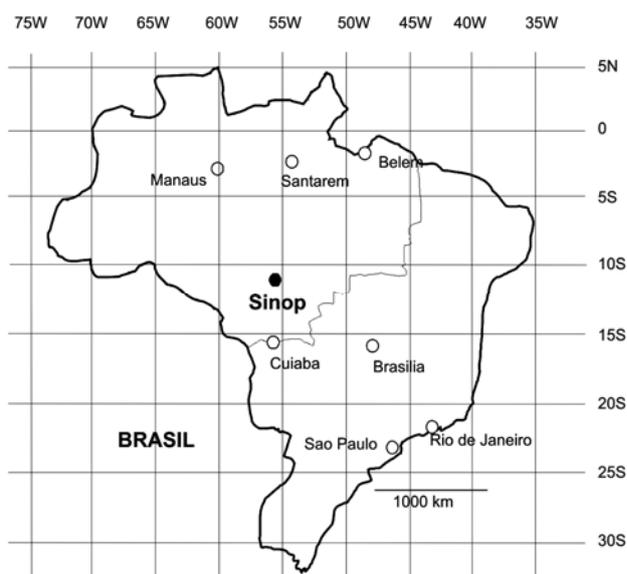
Stull em 1988 verificou que o escoamento turbulento do vento compreende vórtices de diversos tamanhos, sendo que, a turbulência em um escoamento manifesta-se por meio de flutuações quase aleatórias na velocidade do vento, temperatura e grandezas escalares. Desta forma, segundo hipóteses desenvolvidas por Richardson em 1922, e desenvolvidas por Kolmogorov, os vórtices maiores colapsam em vórtices menores sucessivamente, num processo em cascata envolvendo todas as classes intermediárias até atingirem escalas menores, que então serão cessados pelas forças viscosas (DIAS JUNIOR, 2008).

A partir da década de 70, os estudos acerca de escoamentos turbulentos sobre florestas destacaram-se, mediante importantes contribuições como trabalhos de SHUTTLEWORTH et al. (1985) e FITZJARRALD et al. (1990) que ampliaram significativamente o conhecimento sobre o escoamento turbulento acima de florestas. Embora, muitos estudos e contribuições sobre o escoamento turbulento do vento tenham sido feitos em superfícies complexas, como as vegetadas, uma série de características ainda são desconhecidas.

## 4 Material e Métodos

### 4.1 Descrição e localização da área de estudo

O estudo foi realizado em um ecossistema de transição entre os biomas Cerrado e a Amazônia situada a aproximadamente a 50 km de Sinop, Mato Grosso, Brasil ( $11^{\circ}24',43,4''S$ ;  $55^{\circ}19'25,7''O$ ), a 423 m do acima do mar.



**Figura 1-** Localização da área de estudo.

#### 4.1.1 Clima

O clima da região conforme classificação de Köppen é tropical quente e úmido (AW), com temperatura média anual de  $24^{\circ}C$  e uma precipitação média anual de 2000 mm (VOURLITIS et al., 2005). As estações foram classificadas utilizando o critério hidrológico, que segundo TUCCI (2004) consiste em utilizar a média de precipitação anual como parâmetro de classificação, onde os meses que apresentaram precipitação acumulada menor que a média anual foram classificados como pertencentes à estação seca, e os que apresentaram valores maiores que a média são classificados como sendo da estação chuvosa.

A estação seca compreendeu sete meses (abril a outubro), enquanto que, a chuvosa estendeu-se por um período menor, de cinco meses (janeiro a março e de novembro a dezembro).

### 4.1.2 Vegetação e solo

A vegetação foi classificada como floresta semidecídua, com altura média do dossel entre 28 a 30 m. A biodiversidade vegetal no local é constituída por aproximadamente 80 espécies, distribuídas em 35 famílias (VOURLITIS et al., 2008). As principais espécies identificadas no local foram a *Tovomita schomburgkii* (Planch & Triana), *Protium sagotianum* (Marchand), *Brosimum lactescens* (S. Moore), *Dialium guianense* (Aubl.), *Vockysia* sp., *Ocotea spixiana*, *Dinizia excelsa*, *Quina pteridophilla* e *Mezilaurus itauba* (VOURLITIS et al., 2005).

A estrutura da floresta de acordo com o diâmetro na altura do peito (DAP) é composta por pequenas árvores sendo de aproximadamente 96,7% ( $10 < \text{DAP} < 50$  cm), e 3,31% por árvores grandes ( $51 < \text{DAP} < 100$  cm). O Índice de Área Foliar estimado por transmitância de luz e equação de Lambert-Beer na região para estação seca e chuvosa é de  $2,85 \pm 0,64 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$  e  $3,82 \pm 0,90 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ , respectivamente (SANCHES et al., 2006).

O solo do local de estudo foi classificado como neossolo quartzarênico órtico típico A moderado álico, com profundidade de 50 cm e textura arenosa, com 84% de areia, 4% de silte, 12% de argila na camada superior do solo (50 cm) (PRIANTE FILHO et al., 2004).

## 4.2 Instrumentação e medidas

### 4.2.1 Medidas micrometeorológicas

As medições foram realizadas por equipamentos fixados numa torre micrometeorológica com 42 metros de altura. Os sensores responsáveis pelas medidas de saldo de radiação ( $\text{W m}^{-2}$ ), radiação solar ( $\text{W m}^{-2}$ ), radiação fotossinteticamente ativa ou PAR ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ), temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) e umidade (%) estão listados na Tabela 1.

Estes foram conectados a um sistema de aquisição de dados (Datalogger CR10X, Campbell Scientific Instrument, Utah, Inc., USA) programado para realizar leitura das medidas a cada 10 segundos e armazenar uma média a cada 30 minutos. Os dados armazenados no datalogger eram transferidos para um disco rígido de computador.

O registro das medidas diárias de precipitação foi fornecido pela estação meteorológica da Fazenda Continental, localizada a aproximadamente 17 km do local do experimento, por meio de um pluviômetro (Modelo 260-2530, Nova Lynx Corporation, USA) instalado em área de manejo florestal.

**Tabela 1** - Descrição dos instrumentos e alturas de instalação, utilizados nas medidas de saldo de radiação líquida ( $R_n$ ), radiação solar ( $R_g$ ), radiação fotossinteticamente ativa (PAR), umidade do ar, temperatura e velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ).

Variáveis	Instrumentos	Altura (m)
$R_g$ ( $Wm^{-2}$ )	Piranômetro (LI-200SA Pyranometer Sensor, LI-COR, Inc., USA)	42
PAR ( $\mu molm^{-2}s^{-1}$ )	Sensor quantum (LI-190SZ Quantum Sensor, LI-COR, Inc., USA)	1, 28, 42
UR (%)	Psicrômetro (HMP45C, Campbell Scientific, Inc., USA)	36, 41
T ( $^{\circ}C$ )	Termopar	41

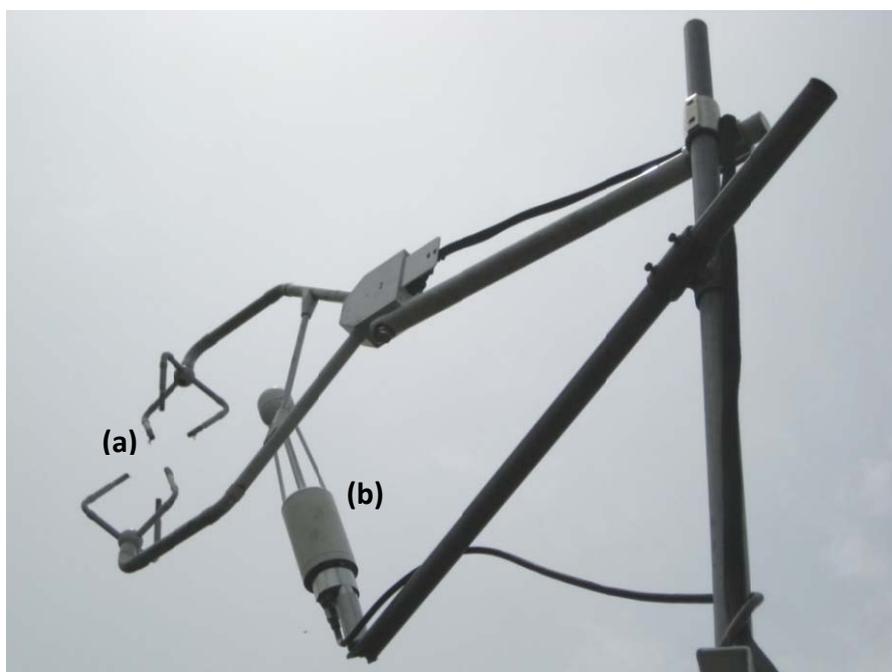
#### 4.2.2 Concentração de CO<sub>2</sub> e fluxos de energia

As medidas das concentrações de CO<sub>2</sub> foram realizadas por um sistema de bomba diafragma e válvulas solenóides que retiraram amostras do ar nas alturas 1, 4, 12, 20 e 28m conduzindo-as ao analisador de gás no infravermelho de circuito fechado (IRGA, mod. LI-820, LI-COR, Inc.). Para a aquisição e armazenamento dos dados do perfil vertical de concentração de CO<sub>2</sub> foi utilizado um datalogger CR 10X (Campbell, Scientific, Inc., USA).

Os analisadores de gases de caminho aberto e fechado foram calibrados de 2 a 4 semanas por meio de um gás padrão de 300 e 400  $\mu\text{mol mol}^{-1}$  e um gerador portátil de ponto de orvalho (LI-610; LI-COR, Lincoln, Nebraska, USA) (VOURLITIS et al., 2004).

Para a estimativa dos fluxos de  $\text{CO}_2$ , calor latente, calor sensível e velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ), foi utilizado o método de covariâncias de vórtices turbulentos (eddy covariance). Os fluxos foram realizados em dados de 10 Hz e armazenados a cada 30 minutos em um datalogger CR 5000 (Campbell Scientific, Inc.).

O sistema de covariância de vórtices turbulentos era composto por um anemômetro sônico tridimensional (CSAT-3D, Applied Technologies, Inc., USA), (Figura 2<sup>a</sup>), que media as três componentes da velocidade do vento, sendo, a velocidade horizontal do vento a leste ( $u$ ), velocidade horizontal do vento a norte ( $v$ ) e a velocidade vertical do vento ( $w$ ) e, ainda, um analisador de gás por infravermelho de caminho aberto (IRGA, LI-7500, LI-COR Biosciences, Inc., Lincoln, NE, USA) (Figura 2) que estimou as concentrações de vapor d' água e de  $\text{CO}_2$  a 42 m de altura.



**Figura 2** - Anemômetro sônico tridimensional (a) e analisador de gás por infravermelho de caminho aberto (b), instalados a 40 m de altura na torre micrometeorológica.

### 4.3 Estimativa dos componentes da dinâmica de CO<sub>2</sub> no ecossistema

#### 4.3.1 Estoque de CO<sub>2</sub> no dossel

O armazenamento do dossel foi estimado pela troca de concentração de CO<sub>2</sub> medida em na alturas 1, 4, 12, 20 e 28 m, conforme eq. (2).

$$S = \frac{\Delta c}{\Delta t} \Delta z \quad (2)$$

Em que S é o estoque de CO<sub>2</sub> no dossel ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ),  $\Delta c$  ( $\mu\text{mol}$ ) é a troca de CO<sub>2</sub> na altura z (m),  $\Delta t$  é o período de tempo (s),  $\Delta z$  é a variação de altura entre os níveis de medição da concentração de CO<sub>2</sub> da camada do dossel (m) (AUBINET et al., 2001; CARRARA et al., 2003; NAGY et al., 2006).

#### 4.3.2 Intercâmbio líquido de CO<sub>2</sub> no ecossistema (NEE)

O intercâmbio líquido de CO<sub>2</sub> no ecossistema ou troca líquida de CO<sub>2</sub> entre floresta e atmosfera (NEE - Net Ecosystem Exchange) consiste na diferença entre o CO<sub>2</sub> absorvido na fotossíntese e o liberado na respiração da vegetação e do solo, sendo constituído por dois componentes: um fluxo turbulento de CO<sub>2</sub> medido acima da floresta ( $F_c$ ) e o estoque de CO<sub>2</sub> no dossel (S), que se manifesta como uma mudança na concentração média de CO<sub>2</sub> (GRACE et al., 1995; AUBINET et al., 2001; BARR et al. 2006). O NEE ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) foi estimado conforme equação 3.

$$NEE = S + F_c \quad (3)$$

### 4.4 Mecanismos de controle da dinâmica de evapotranspiração no ecossistema

O processo evapotranspirativo de um ecossistema é controlado, em geral, por diferentes fatores biofísicos: a energia disponível na superfície ( $R_n$ ), a demanda atmosférica de vapor d' água, a resistência à transferência de vapor d' água e por fatores fisiológicos da vegetação.

Visando a compreensão do processo controle da transpiração na vegetação pelos fatores bióticos relacionados à características intrínsecas da vegetação e abióticos os quais compreendem as variáveis micrometeorológicas, foram estimados

os seguintes parâmetros: condutância aerodinâmica ( $C_a$ ), condutância da superfície ( $C_s$ ) e fator de desacoplamento ( $\Omega$ ).

#### 4.4.1 Condutância aerodinâmica

A condutância aerodinâmica ( $\text{m s}^{-1}$ ) foi estimada adotando a condição de não neutralidade atmosférica descrita na equação 4.

$$C_a = \frac{0,4^2 u^*(z)}{\left[ \ln\left(\frac{z-d}{z_0} + \Psi_M\right) \right] \left[ \ln\left(\frac{z-d}{z_0} + \Psi_H\right) \right]} \quad (4)$$

Em que,  $C_a$  é a condutância aerodinâmica ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $u^*$  é a velocidade de fricção do ar na altura ( $z$ ) em que foi mensurado,  $d$  é o distanciamento do plano zero parametrizado como 70% da altura do dossel e  $z_0$  é a rugosidade do dossel ( $\text{m}$ ) em que foi adotada a parametrização de 10% da altura do dossel. Foi utilizado ainda o fator de correção para fluxo de momentum ( $\Psi_M$ ) e fluxo de calor sensível ( $\Psi_H$ ) em condições de estabilidade e instabilidade, conforme as equações 14 e 15 (CAMPBELL & NORMAN, 1998).

#### 4.4.2 Condutância de superfície

A condutância de superfície ou estomática ( $\text{m s}^{-1}$ ) é inversamente proporcional a resistência da superfície a difusão do vapor d'água ( $r_s$ ) conforme Penman-Monteith, equação 5.

$$C_s = (r_s)^{-1} = \left[ \frac{\rho_a c_p \text{DPV}}{\gamma \text{LE}} - \frac{1}{C_a} \left( 1 - \frac{\delta H}{\gamma \text{LE}} \right)^{-1} \right] \quad (5)$$

O déficit de pressão de vapor ( $\text{kPa}$ ) foi determinado conforme equação 6.

$$\text{DPV} = e_s - e \quad (6)$$

Sendo, DPV o déficit de pressão de vapor ( $\text{kPa}$ ),  $C_s$  é a condutância de superfície,  $r_s$  é a resistência da superfície ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $\rho_a$  é a densidade do ar ( $1,292 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $c_p$  é o calor específico do ar úmido ( $1013 \text{ J Kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ), DPV é o déficit de pressão de vapor ( $\text{kPa}$ ),  $\gamma$  é a constante psicrométrica ( $\text{kPa }^\circ\text{C}^{-1}$ ), LE é o fluxo de calor latente ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $C_a$  é a condutância aerodinâmica ( $\text{m s}^{-1}$ ), H é o fluxo de calor sensível ( $\text{W m}^{-2}$ ) e  $\delta$  é a declividade da curva de pressão de saturação de vapor d'água ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ ).

A pressão atual do vapor d'água do ar dada em (e) (kPa), foi determinada pela pressão de vapor d'água do ar saturado ( $e_s$ ) (kPa), conforme equações 7 e 8.

$$e = e_s \times \frac{UR}{100} \quad (7)$$

$$e_s = 0,6108 \times \exp \left[ \frac{17,27 \times T}{T+237,3} \right] \quad (8)$$

Em que, T é a temperatura (°C), UR (%) a umidade relativa e  $\gamma$  (kPa°C<sup>-1</sup>) o coeficiente psicrométrico, conforme equação 9.

$$\gamma = 0,0016286 \frac{P}{\lambda} \quad (9)$$

Sendo,  $\lambda$  é o calor latente de evaporação (MJ kg<sup>-1</sup>) e P é a pressão atmosférica (kPa) determinada conforme Burman et al. (1987), equação 10.

$$P = P_0 \left[ \frac{T_{k0} - r(A - z_p)}{T_{k0}} \right]^{\frac{g}{rR}} \quad (10)$$

Em que,  $P_0$  é a pressão atmosférica ao nível do mar (101,3 kPa),  $T_{k0}$  é a temperatura absoluta medida no topo da torre (K), r é a razão adiabática para o ar saturado (0,0065 Km<sup>-1</sup>), A é a altitude (423 m),  $z_p$  é a altura em que foi realizada a medida de pressão P (m), g é a aceleração da gravidade (9,8 m s<sup>-1</sup>), R é a constante do gás para o ar seco (287 J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>).

A determinação do calor latente de evaporação ( $\lambda$ ) realizada em função de T que é a temperatura do ar medida no topo da torre (°C) conforme a equação 11.

$$\lambda = 2,501 - (2,361 \times 10^{-3}) \times T \quad (11)$$

Sendo, UR é umidade relativa do ar (%).

A declividade da curva de pressão de vapor d'água  $\delta$  (kPa °C<sup>-1</sup>), foi calculada conforme equação 12.

$$\delta = \frac{4098 e_s}{(T+237,3)^2} \quad (12)$$

Em que,  $e_s$  é a pressão de saturação do vapor d'água (kPa) e T a temperatura (°C).

#### 4.4.3 Determinação do parâmetro de estabilidade e fatores de correção

As condições atmosféricas foram determinadas conforme CAMPBELL & NORMAN (1998), a partir da taxa de convecção que produz turbulência mecânica do

ar, que pode ser utilizada para estimar o parâmetro de estabilidade atmosférica ( $\zeta$ ), descrita na equação.

$$\zeta = -\frac{0,4gzH}{\rho c_p T_k u^{*3}} \quad (13)$$

Em que,  $g$  é a aceleração da gravitacional ( $9,8 \text{ m s}^{-1}$ ),  $\rho$  é a densidade do ar ( $\text{K m}^{-3}$ ),  $T_k$  é a temperatura do ar (K),  $u^*$  é a velocidade de fricção do ar ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $c_p$  é o calor específico do ar úmido.

A estabilidade atmosférica foi utilizada no fator de correção para o fluxo de momentum ( $\Psi_M$ ) e fluxo de calor sensível ( $\Psi_H$ ), conforme equações 14 e 15.

Para atmosfera estável ( $\zeta \geq 0$ ):

$$\Psi_M = \Psi_H = 6 \ln(1 + \zeta) \quad (14)$$

Para atmosfera instável ( $\zeta < 0$ ):

$$\Psi_H = -2 \ln \left[ \frac{1 + (1 - 16 \zeta)^{\frac{1}{2}}}{2} \right] \quad \Psi_M = 0,6 \Psi_H \quad (15)$$

#### 4.4.4 Fator de desacoplamento

Para a compreensão da contribuição dos elementos fisiológicos e meteorológicos que controlam a evapotranspiração, foi calculado o fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) proposto por JARVIS & MCNAUGHTON (1986), que permite verificação do grau de interação entre o dossel e a vegetação por meio da condutância de superfície ( $C_s$ ) e a aerodinâmica ( $C_a$ ).

$$\Omega = \frac{1}{1 + \left[ \frac{\gamma}{\delta + \gamma} \right] \left( \frac{C_a}{C_s} \right)} \quad (16)$$

O fator  $\Omega$  varia conforme o intervalo  $0 < \Omega < 1$ , sendo que valores próximos ou iguais a 0, indicam que a transpiração vegetal depende do controle dos estômatos ( $C_e$ ) e de outros fatores fisiológicos e, quando próximos a 1, que a transpiração está sensível ao saldo de radiação solar ( $R_n$ ) (JARVIS & MCNAUGHTON, 1986).

## 4.5 Avaliação e tratamento dos dados

Para cada variável micrometeorológica foram determinados valores máximos e mínimos, com exceção da série de dados referente à concentração de CO<sub>2</sub> no ar em que não foram utilizados os limites mínimo e máximo. Após a aplicação dos limites, o valor mínimo de amostras (N) das séries temporais de cada variável foi superior a 66% do conjunto de dados completo, conforme Tabela – 2.

**Tabela 2** - Limites máximos e mínimos adotados, número de dados amostrais (N) e percentuais de dados resultantes (%) após a para aplicação dos limites para as variáveis: fluxos de CO<sub>2</sub> (F<sub>c</sub>), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H), velocidade de fricção do ar (u\*), concentração de CO<sub>2</sub> no ar e intercâmbio líquido de CO<sub>2</sub> no ecossistema (NEE).

Variáveis	Valores mínimos	Valores máximos	N	Dados (%)
F <sub>c</sub> (μmol m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )	-50	50	16320	93,15
LE (W m <sup>-2</sup> )	-50	700	16399	93,60
H (W m <sup>-2</sup> )	-150	500	16955	96,78
u* (m s <sup>-1</sup> )	0	1,5	16988	96,96
Concentração de CO <sub>2</sub> (ppm)	-	-	15970	91,15
NEE (μmol m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )	-40	40	12058	68,82
Estoque de CO <sub>2</sub>	-40	40	11722	66,91

Posteriormente, para análise dos dados foi utilizada estatística descritiva, em que foram calculados dias médios mensais e estacionais com médias horárias a cada 30 minutos em intervalos mensais e estacionais para representar o ciclo diário do fluxo de CO<sub>2</sub> (F<sub>c</sub>), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H), velocidade de fricção do ar (u\*), concentração de CO<sub>2</sub> no ar e intercâmbio líquido de CO<sub>2</sub> no ecossistema (NEE). Para a análise de significância da variabilidade estacional foi utilizado o teste T pareado com dados diários em intervalos horários de 30 minutos.

Para a análise da velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ) foi utilizado o teste T não pareado. Além disso, foi realizada a distribuição de frequências em intervalos de classes para a variável  $u^*$  e o parâmetro de estabilidade atmosférica ( $\zeta$ ).

Por meio da análise de variância por múltiplas comparações (ANOVA on Ranks,  $p < 0,05$ ) do comportamento das concentrações de  $\text{CO}_2$  ao longo do ciclo diário nas alturas 1, 4, 12, 20 e 28 m. Após verificar o grau de significância das diferenças no comportamento das concentrações entre as alturas, procedeu-se o teste de Tukey para avaliar a magnitude destas diferenças por meio das médias das concentrações de  $\text{CO}_2$  verificadas nas cinco alturas de mensuração.

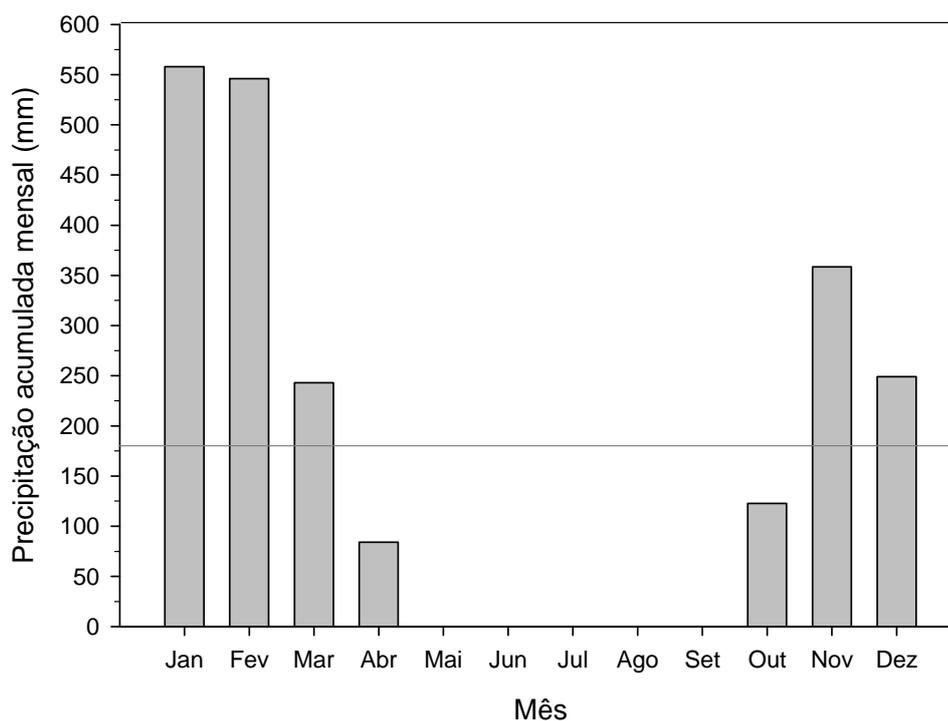
Foi realizado ainda, teste de correlação entre as variáveis NEE, Fluxo e estoque de  $\text{CO}_2$ , Temperatura e umidade relativa do ar, conteúdo de água no solo (CAS), radiação fotossinteticamente ativa (PAR), velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ), parâmetro de estabilidade ( $\zeta$ ), déficit de pressão de vapor de água na atmosfera (DPV), condutância aerodinâmica ( $C_a$ ), condutância de superfície ( $C_s$ ) e fator de desacoplamento ( $\Omega$ ).

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 5.1 Descrição das variáveis do micrometeorológicas

#### 5.1.1 Precipitação

A precipitação anual acumulada de janeiro a dezembro de 2007 foi 2.161 mm. A variabilidade mensal da precipitação está apresentada na Figura - 3, a estação chuvosa correspondente a 5 meses (janeiro, fevereiro, março, novembro e dezembro) representou 90,8% da precipitação anual com 2.038,5 mm. Os índices de precipitação em janeiro e fevereiro foram os maiores registrados durante a estação chuvosa, representando 51% do total. A precipitação anual acumulada foi superior a verificada por VOURLITIS et al. (2002) em Vera – MT para um período de 30 anos, com média anual de 2.030 mm.



**Figura 3** - Precipitação acumulada mensal e média anual (linha sólida cinza) de janeiro a dezembro de 2007.

Durante a estação seca (abril a outubro), foram registradas precipitações somente em abril e outubro com valor acumulado de 206,7 mm ou 9,2% da precipitação anual acumulada. Dos 214 dias compreendidos pela estação seca, foram registradas precipitações em somente 15 dias, e em outubro ocorreu o valor máximo diário de precipitação ( $50 \text{ mm d}^{-1}$ ). A partir dos resultados obtidos por SANCHES et al. (2008) em estudos na mesma área florestal com registros de precipitações, foi possível verificar que o tempo máximo sem precipitações no local entre 2001 e 2006 foi de 4 meses durante a estação seca, ou seja, em 2007 a seca foi mais severa no local.

Segundo OLIVEIRA et al. (2008) numa área de floresta Amazônica, em Caxiuanã, a precipitação possui sazonalidade definida com um acúmulo anual de 2.350 mm, cerca de 78,2% das chuvas ocorrem no período úmido (1.845 mm), enquanto que, no período seco, o total precipitado foi 514,4 mm ou 20,8% do total anual, entretanto, a proporção de precipitação na estação seca na floresta semidecídua foi consideravelmente menor em relação a floresta Amazônica oriental de Caxiuanã.

A distribuição das chuvas na Amazônia é bastante irregular, apresentando variabilidade espacial e temporal. As médias anuais de precipitações variam de mais de 6000 mm nas encostas dos Andes a aproximadamente 1600 mm na interface da Amazônia com o cerrado no Planalto Central brasileiro (FERREIRA et al., 2005).

A disponibilidade de água proveniente da precipitação é altamente distinta entre áreas de floresta Amazônica e a floresta semidecídua. OLIVEIRA et al. (2008) quantificaram 343 eventos de precipitações em Caxiuanã com volumes superiores a  $1,6 \text{ mm h}^{-1}$ , sendo que no período chuvoso 78,5% dos dias ocorrem precipitações, enquanto que, para o período menos chuvoso houve precipitação em 51,6% dos dias. Na presente área de estudo foi verificado uma quantidade inferior de eventos de precipitação, com apenas 83 eventos, sendo que 68 destes ocorreram na estação chuvosa.

OLIVEIRA (2001) analisou séries históricas de precipitação entre 1982 e 1996 em floresta úmida em Ji-Paraná-RO. E constatou-se a existência de uma forte sazonalidade na distribuição da precipitação, com o período chuvoso (novembro-abril) apresentando totais mensais acima de  $200 \text{ mm mês}^{-1}$ . A estação menos chuvosa

estende-se de maio a outubro, com poucas chuvas entre Junho-Agosto, com total mensal menor que  $20 \text{ mm mês}^{-1}$ , contudo, a sazonalidade da precipitação verificada na floresta semidecídua apresenta-se mais acentuada, com uma variabilidade superior a verificada pelo referido autor.

A heterogeneidade nas precipitações em ambas as áreas reside tanto na distribuição ao longo das estações, quanto no total de precipitação acumulada ao ano. Além disso, a floresta semidecídua possui uma concentração de precipitações significativamente maior na estação úmida em relação à floresta amazônica central, em que ocorre praticamente toda a precipitação anual (94%) na estação úmida ocasionando maior déficit hídrico durante a estação seca, visto o longo período com pouca ou ausência de precipitação.

### 5.1.2 Temperatura, umidade relativa do ar e radiação fotossinteticamente ativa

A temperatura do ar foi maior durante a estação chuvosa do que na seca, com médias estacionais de 26,02 e 24,19°C, respectivamente. O mesmo comportamento sazonal da temperatura foi observado por SANCHES et al. (2008) analisaram a variabilidade sazonal e interanual de janeiro de 2001 a dezembro de 2006 da temperatura do ar. Os autores verificaram que a temperatura foi ligeiramente superior a média dos 30 anos anteriores ao período de estudo conforme dados de VOURLITIS et al. (2002). Seguindo a tendência de aumento na temperatura do ar verificada anteriormente, o ano de 2007 apresentou média anual de 25, 1°C.

Os valores médios mensais de temperatura, umidades relativa do ar e radiação fotossinteticamente ativa (PAR) estão apresentados na Tabela – 3.

**Tabela 3** – Médias mensais e estacionais de temperatura do ar, umidade relativa do ar (UR) e radiação fotossinteticamente ativa (PAR).

Estação	Mês	Temperatura (°C)	UR (%)	PAR ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )
Chuvosa	Jan	27,92	87,02	753,61
Chuvosa	Fev	26,84	89,30	637,83
Chuvosa	Mar	28,23	83,09	862,94
Seca	Abr	27,66	83,49	831,54
Seca	Mai	-	-	-
Seca	Jun	18,76	-	794,99
Seca	Jul	23,85	59,32	826,59
Seca	Ago	23,75	57,78	899,73
Seca	Set	25,06	60,20	886,27
Seca	Out	26,06	62,86	814,45
Chuvosa	Nov	23,68	79,78	695,06
Chuvosa	Dez	23,45	82,87	611,19
Chuvosa		26,02	84,40	712,02
Seca		24,19	64,72	842,26
Diferença		1,83	19,68	130,13

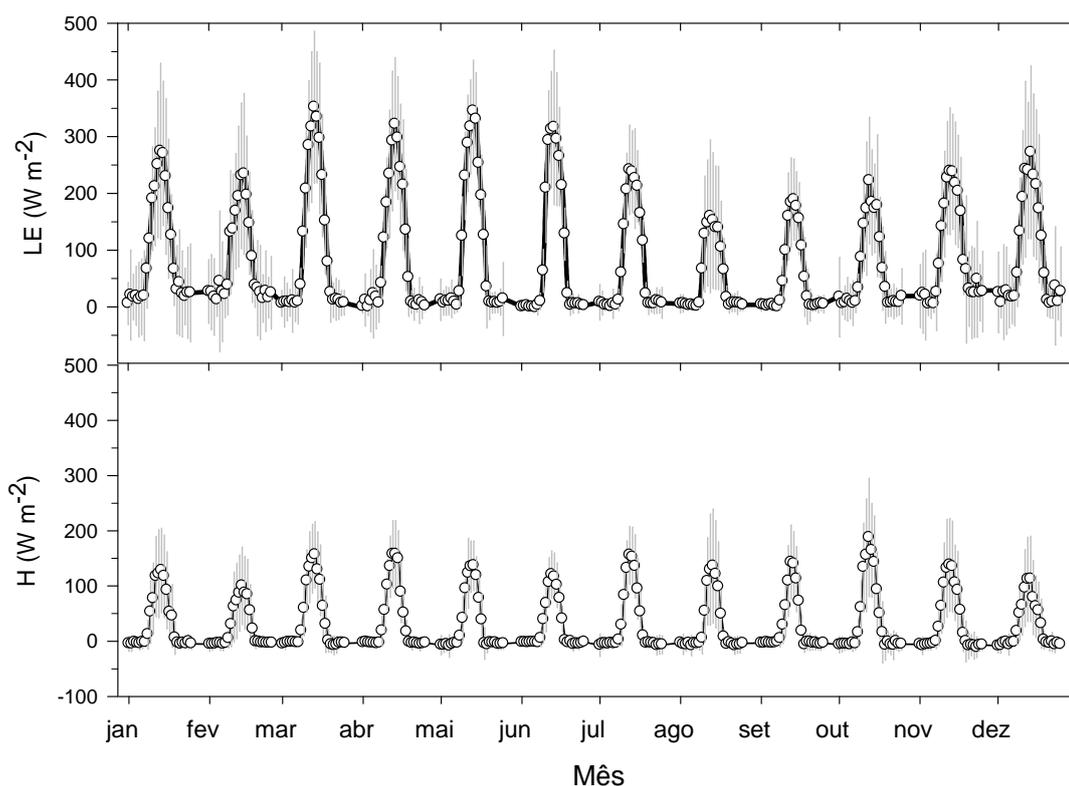
A temperatura e a umidade relativa do ar foram superiores durante a estação chuvosa acompanhando o comportamento da precipitação que foi superior na estação

chuvosa. Em agosto foram registrados os menores valores de umidade relativa do ar, enquanto que em fevereiro, ocorreram os maiores registros, com valor médio de 89,2%. Os valores de PAR foram superiores na estação seca com média estacional de  $842,26 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , e valores máximos em agosto e setembro. O comportamento estacional da PAR está em conformidade com estudos realizados em diferentes anos no mesmo sítio experimental em que os autores associam os valores máximos verificados durante a estação seca as condições de céu limpo e os valores mínimos registrados na estação chuvosa a maior interceptação da radiação pelas nuvens com maior ocorrência nesta estação (PINTO JUNIOR, 2009; VOURLITIS et al., 2005; VILLANI et al., 2006).

Na estação seca, o mês de abril constituiu uma exceção com relação à umidade relativa do ar, pois este mês foi antecedido por um período com valores elevados de precipitação. Já os valores inferiores de umidade relativa do ar durante a estação seca devem-se ao período prolongado com ausência de precipitações (5 meses) verificado em 2007. Desde 2001 a estiagem não havia se estendido a 5 meses comparado aos dados de SANCHES et al. (2008).

### 5.1.3 Fluxos de calor latente e sensível

O fluxo de calor latente (LE) apresentou diferenças significativas entre as estações, com médias de  $92,17 \text{ W m}^{-2}$  durante a estação chuvosa e  $74,43 \text{ W m}^{-2}$  na seca, isto, deve-se pela influência direta da precipitação e da temperatura, que foram superiores durante os meses da estação chuvosa (Figura – 4).



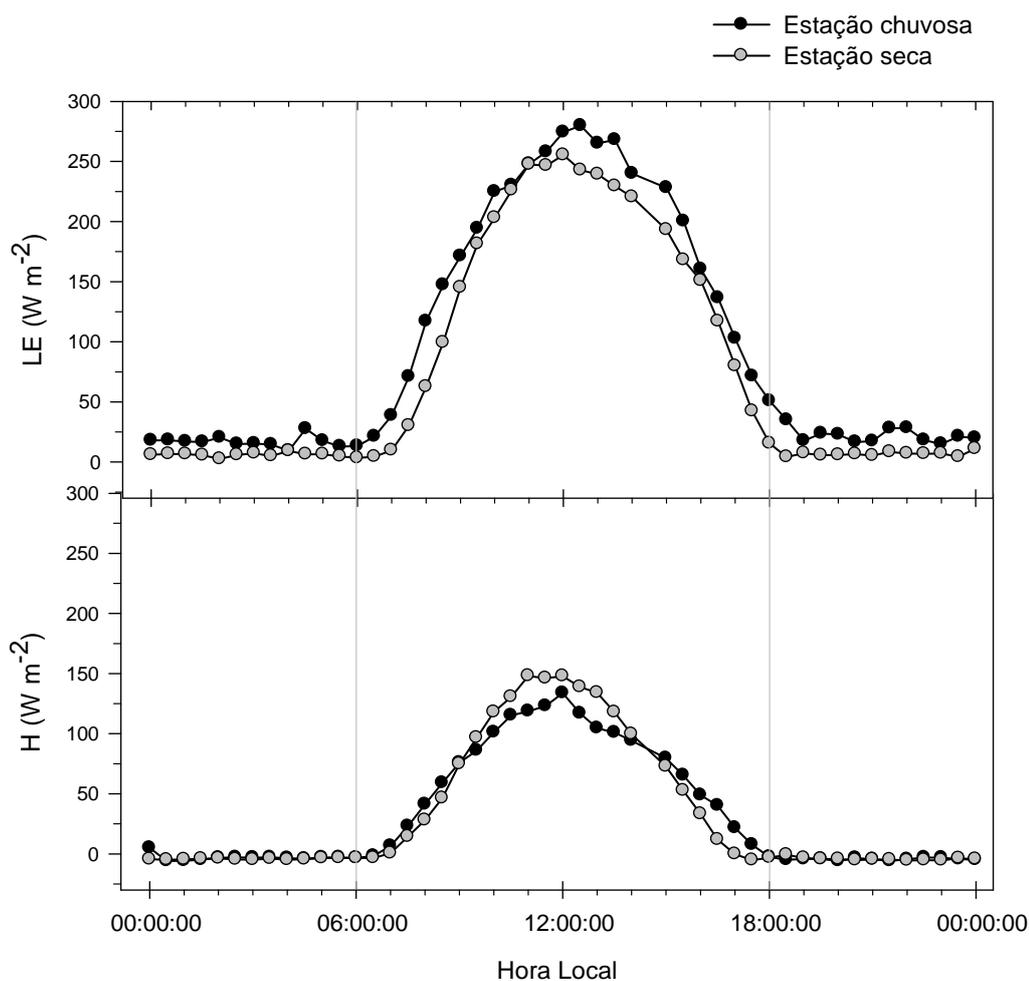
**Figura 4** – Média horária ( $\pm$ sd) do fluxo de calor latente (a) e sensível (b) de janeiro a dezembro de 2007, em floresta semidecídua.

AGUIAR (2005) verificou que em floresta Amazônica em Ji-Paraná o fluxo de calor latente apresentou maior amplitude na variação sazonal quando comparado com o saldo de radiação, com médias de  $115,5 \text{ W m}^{-2}$  durante a estação chuvosa e de  $92,9 \text{ W m}^{-2}$  na seca, indicando uma diminuição de 19,6% na seca.

O considerável valor médio de fluxo de calor latente durante a estação chuvosa ocasionou o aumento das taxas evapotranspirativas e tornou superior a proporção de fluxo de calor latente em relação ao fluxo de calor sensível. SOUZA

FILHO (2002) considerou em estudos numa floresta tropical no Pará que os períodos chuvosos e menos chuvosos, são fatores que determinam as trocas de vapor d'água nessas florestas, em razão da variação na quantidade de energia disponível e na disponibilidade de água no solo.

A Figura -5 apresenta o ciclo diário estacional dos fluxos de calor latente e sensível e respectivas médias horárias.



**Figura 5** – Dia médio estacional dos fluxos de calor latente (LE) e sensível (H).

O maior valor de fluxo de calor latente ocorreu às 12:00h na estação chuvosa, contudo, durante a seca ocorreu às 11:00h, com exceção de abril. Isso também foi observado por SOUZA FILHO et al. (2005) que mencionaram que a transferência de vapor d'água para a atmosfera teve início às 07:00h, atingindo o máximo às 12:00h. Após este horário o processo de evapotranspiração começou a diminuir.

Diferentemente do fluxo de calor latente (LE), o fluxo de calor sensível (H) foi 2,25% maior na estação seca em relação à chuvosa.

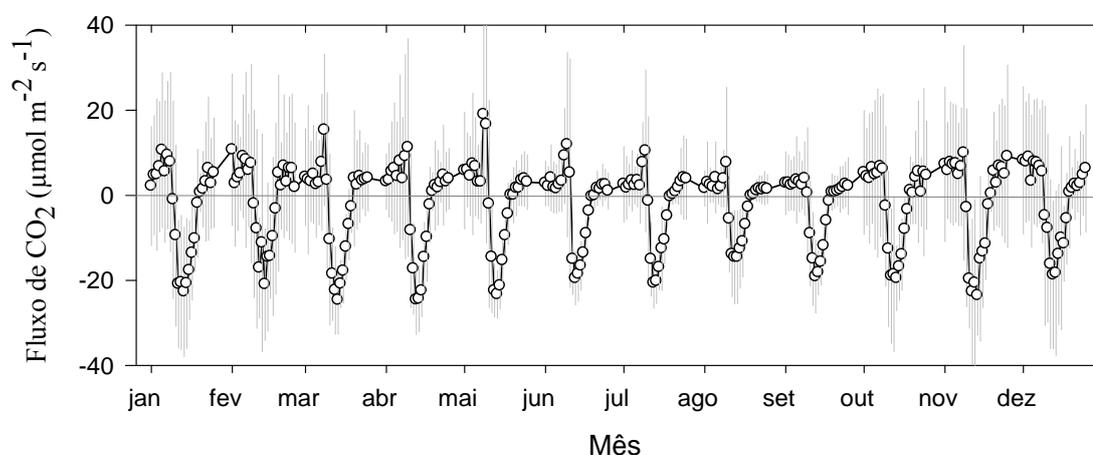
A amplitude média do ciclo diário em relação a cada mês dos valores de fluxo de calor sensível (Figura – 3) apresentou valores consideravelmente maiores ao longo da estação seca, principalmente no início e final da estação em maio ( $152,06 \text{ W m}^{-2}$ ) e outubro ( $180,41 \text{ W m}^{-2}$ ), respectivamente. Esta diferença entre os valores máximos e mínimos do ciclo diurno do fluxo de calor sensível foi 17,52% maior durante a estação chuvosa. Isto foi ocasionado pela diminuição de água disponível no ecossistema, decorrente da escassez de precipitação neste período do ano.

O fluxo de calor sensível (H) foi superior na estação seca em relação a chuvosa, com média de  $31,1 \text{ Wm}^{-2}$  e  $30,42 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. Esse comportamento sazonal foi semelhante com os fluxos de calor sensível em floresta Amazônica, porém com maior diferença entre as estações chuvosa e seca, com médias estacionais de  $17 \text{ Wm}^{-2}$  e  $37,1 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente; representando um aumento de 118,2% dos fluxos de calor sensível na seca. ROCHA et al. (2009) analisaram a sazonalidade climática e dos fluxos de energia em sete torres diferentes distribuídas em ecossistemas como floresta tropical úmida, floresta semidecídua, Cerradão e Cerrado. Os autores mencionam o fluxo de calor sensível variando entre 23 e  $41 \text{ W m}^{-2}$ .

## 5.2 Dinâmica do CO<sub>2</sub> no ecossistema

### 5.2.1 Fluxo de CO<sub>2</sub>

Durante a estação seca, na qual ocorreram os maiores fluxos positivos de CO<sub>2</sub>, o valor máximo do ciclo diário ocorreu em maio (18,97  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ). Durante a estação chuvosa, os maiores valores ocorreram em março (15,34  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) (Figura – 6).



**Figura 6** – Dia médio mensal ( $\pm\text{sd}$ ) do fluxo de CO<sub>2</sub> (F<sub>c</sub>) de janeiro a dezembro em floresta semidecídua. Os valores positivos (acima da linha sólida) representam emissão de CO<sub>2</sub> do ecossistema para a atmosfera e, os negativos, a retirada de CO<sub>2</sub> da atmosfera pelo ecossistema.

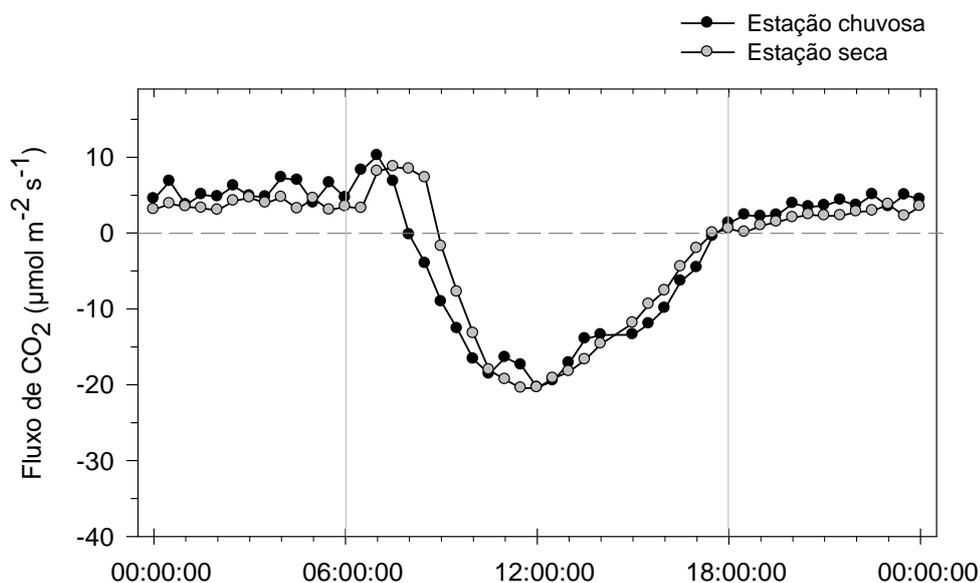
Em março e abril, final da estação chuvosa e início da seca, ocorreram os máximos negativos alcançando -22,11  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . No período de transição entre a estação chuvosa para a seca verificaram-se a combinação de condições meteorológicas importantes como elevada disponibilidade de água em decorrência da precipitação acumulada até março, diminuindo a limitação fotossintética por água em decorrência do aumento de temperatura ao longo do dia e demanda evaporativa da atmosfera.

Os picos nos valores positivos verificados entre março e agosto no início da manhã (Figura 6), demonstraram a liberação do CO<sub>2</sub> aprisionado pelo dossel vegetativo à medida que houve aumento da instabilidade atmosférica. Nesses meses ocorreram às menores velocidades de fricção do ar ( $u^*$ ) no período noturno, contribuindo para o maior acúmulo do CO<sub>2</sub> à noite. Contudo no período diurno, nesses meses foram observados as maiores velocidades de fricção do ar ( $u^*$ ) o que promoveu a maior liberação desse gás no início da manhã.

Os valores médios dos fluxos de CO<sub>2</sub> para o ciclo estacional foram de  $-1,80 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$  durante a estação chuvosa e de  $-1,94 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$  na estação seca (Figura 4), demonstrando que o ecossistema em média comportou-se como sumidouro de CO<sub>2</sub>, em virtude dos valores negativos. Embora, o fluxo médio tenha sido maior durante a estação seca, esses valores não apresentaram diferenças sazonais significativas.

Os valores de fluxos de CO<sub>2</sub> obtidos na floresta semidecídua em estudo concordam com OLIVEIRA et al. (2001) que verificaram fluxos de CO<sub>2</sub> de  $-1,48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  em floresta Amazônica sob condições meteorológicas com vento forte e friagem; contudo os valores de fluxo de CO<sub>2</sub> em dias considerados em condições normais de temperatura de ar, foi em média  $0,33 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Em área de savana CHEN et al. (2008) encontraram valor médio superior aos estudos em floresta, em que o fluxo médio diário foi  $-2,04 \pm 3,49 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ .

Em relação ao padrão horário do fluxo de CO<sub>2</sub>, tanto no ciclo mensal quanto no estacional, durante a estação seca os maiores fluxos positivos ocorreram entre 07:00h e 08:00h da manhã, entretanto, na estação chuvosa os valores apresentaram maior intervalo horário de ocorrência, com picos entre 00:00h e 07:00h da manhã (Figura 7), sendo que entre 06:00h e 08:00 foram os maiores.



**Figura 7** – Dia médio estacional do fluxo de CO<sub>2</sub> em floresta semidecídua, no período diurno (06:00h às 18:00h) e noturno (18:30h às 05:30h) durante à estação chuvosa e seca. Os valores positivos (acima da linha tracejada) representam emissão de CO<sub>2</sub> do ecossistema para a atmosfera e, os negativos, a retirada de CO<sub>2</sub> da atmosfera pelo ecossistema.

Os picos de fluxos positivos no início da manhã são resultantes das condições de estabilidade atmosférica típica do período noturno, responsável pelo acúmulo do CO<sub>2</sub> no interior do dossel. Assim, com o amanhecer o aquecimento gradativo da superfície desencadeou o aumento da atividade convectiva, em que movimentos verticais e horizontais na atmosfera aumentaram a ventilação no interior do dossel e houve a liberação do CO<sub>2</sub> acumulado entre 06:00h e 8:00h da manhã.

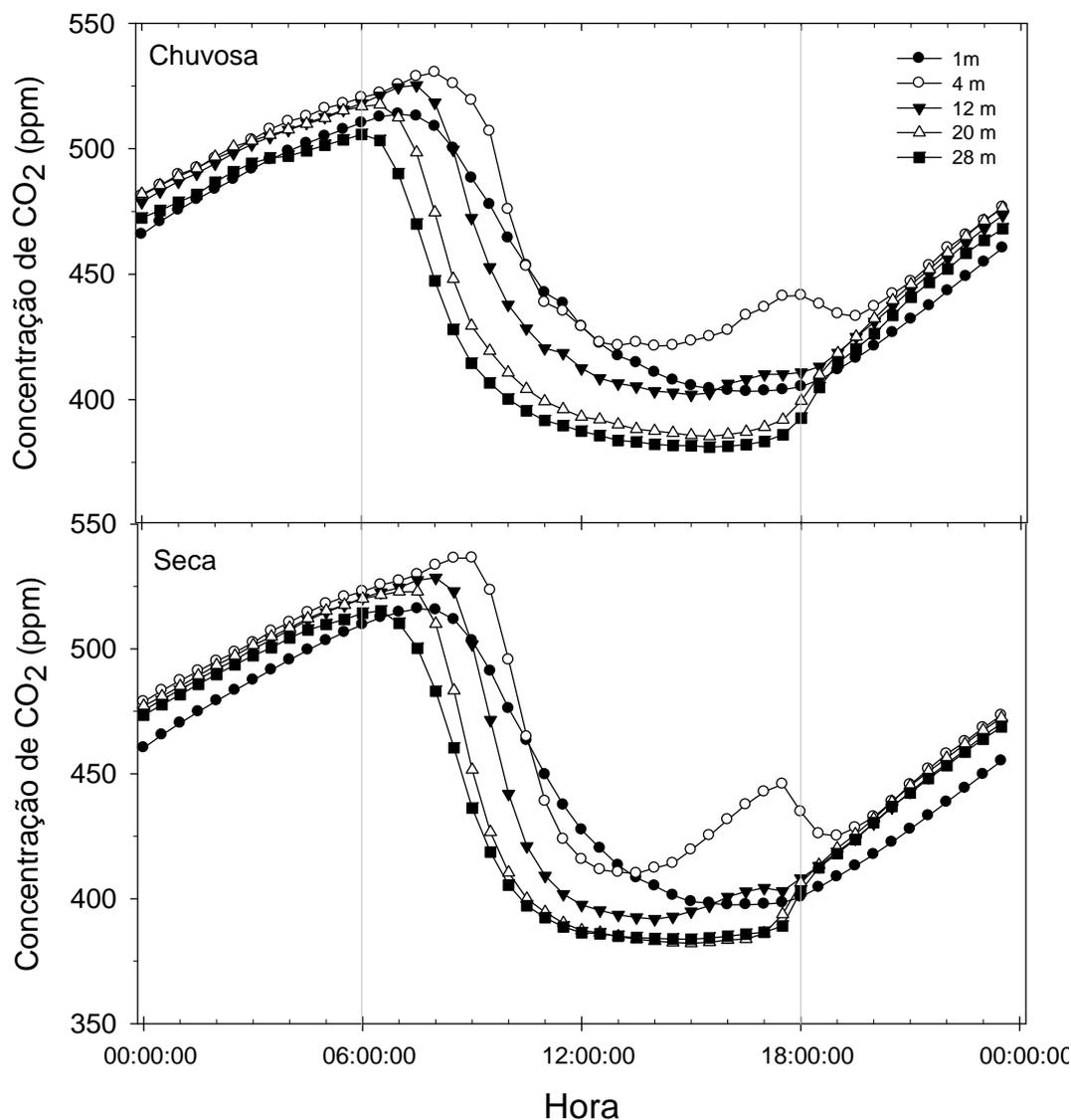
GALLON et al. (2006) verificaram na mesma área experimental que em ambas as estações, houve um pequeno aumento de CO<sub>2</sub> a partir do amanhecer (08h00min), representando o CO<sub>2</sub> armazenado durante a noite e liberado no início da manhã acompanhando o aumento da turbulência.

Segundo GRACE et al. (1996), os fluxos negativos e positivos medidos sobre o dossel com o sistema de covariância de vórtices turbulentos são resultantes da atividade fisiológica do ecossistema proveniente da fotossíntese e da respiração das folhas do dossel, raízes, galhos e do solo, e ainda, devem ser consideradas as trocas no armazenamento que entram no espaço do dossel, trazidos pelas variações de ventilação do dossel devido as condições meteorológicas.

#### 4.2.2 Concentração de CO<sub>2</sub>

A análise do perfil concentração de CO<sub>2</sub> mensurada em cinco alturas ao longo do perfil vertical na floresta possibilitou verificar os níveis que apresentam maior influência dos processos de fotossíntese e respiração da vegetação e do efluxo do solo, além do padrão horário da concentração de CO<sub>2</sub>. A 1 m de altura observou-se a menor variação das concentrações de CO<sub>2</sub> ao longo do ciclo diário médio em ambas as estações, além da menor altura este nível demonstrou menor contribuição da atividade fotossintética por ter menor quantidade de órgãos fotossintetizantes (folhas) distribuídos nesse nível em relações as alturas 4, 12, 20 e 28 m.

Os valores máximos médios ocorreram entre 6h00min e 8h00min na estação chuvosa e na estação seca entre 6:30h e 9:00h. A partir, destes horários em ambas as estações iniciaram-se o decréscimo nos valores de concentração até valores mínimos diários no período vespertino (aproximadamente às 15:00h) (Figura – 8).



**Figura 8** - Dia médio da concentração de CO<sub>2</sub> nas estações chuvosa (a) e seca (b) nas alturas 1, 4, 8, 20 e 28 m. A linha sólida (cinza) delimitou o período diurno e noturno.

A análise de variância demonstrou que houve diferença estatística altamente significativa ( $p < 0,01$ ) no comportamento diário da concentração de CO<sub>2</sub> ao longo do ciclo diário entre as alturas 1, 4, 12, 20 e 28 m. No teste de Tukey de comparação múltipla de médias foram verificadas diferenças significativas ( $p < 0,05$ ) das médias das concentrações entre as alturas 1, 4, 12 e 28 m, com exceção ( $p > 0,05$ ) entre as alturas 1 e 12 m.

Em floresta Amazônica, ARAÚJO et al. (2010) verificaram variações praticamente imperceptíveis nas concentrações de CO<sub>2</sub>, principalmente no período noturno nas estações seca e chuvosa, além disso, CHAMBERS et al. (2004) atribuíram valores mais baixos de respiração do solo na estação úmida, à saturação do solo ocasionada pela precipitação elevada limitando a difusão do CO<sub>2</sub> no solo e ou a respiração microbiana.

Em ambas as estações, as maiores concentrações de CO<sub>2</sub> foram a 4 e 12 de altura, enquanto que, as menores ocorreram a 20 e 28 m. Alguns eventos podem ter influenciado a elevada concentração de CO<sub>2</sub> a 4 m de altura, como a menor ventilação ocasionado pela distanciamento da superfície do dossel (18-16 m). Além disso, a proximidade do solo, que constitui uma fonte de CO<sub>2</sub> por meio da decomposição da serrapilheira, respiração autotrófica e heterotrófica pode ser apontado como fator importante no aumento destas concentrações.

GALLON et al. (2006) em estudos referentes ao perfil vertical de concentração de CO<sub>2</sub> na mesma área de transição também verificaram a ocorrência de maiores concentrações próximas a superfície do solo até 4 m de altura. LEAL et al. (2006) verificaram que as camadas inferiores do dossel apresentaram comportamento desvinculado das superiores, com concentrações significativamente maiores até 5 metros de altura, e atribuiu isto a baixa disponibilidade de radiação solar, alta concentração de vapor de água no ar e baixa condutância estomática verificada nestes níveis, contribuindo para redução na taxa fotossintética e favorecendo o acúmulo de CO<sub>2</sub>.

Em média, as concentrações durante a estação chuvosa e seca foram similares, sendo  $452,1 \pm 38,3$  e  $452,8 \pm 32,8$  ppm, respectivamente. GALLON et al. (2006) mencionaram que de dezembro a janeiro e junho a agosto de 2000 a 2003 foram menores com concentrações médias de  $439,5 \pm 36,8$  ppm para estação chuvosa e  $394,9 \pm 25$  ppm na seca. Estes valores foram superiores aos observados por SOUZA FILHO (2002) em floresta Nacional de Caxiuanã localizada no estado do Pará com concentrações médias de 373 ppm durante a estação chuvosa e 375 ppm na seca, posteriormente, LEAL et al. (2006) no mesmo sítio experimental verificaram valores médios de CO<sub>2</sub> medidos dentro do dossel e acima dele foram de 427,2 e 339 ppm, respectivamente.

Considerando todo o perfil vertical (1-28 m), os valores máximos e mínimos  $518,5 \pm 79,8$  e  $398,5 \pm 13,7$  ppm na estação chuvosa e na seca foram  $523,8 \pm 62,5$  e  $393,1 \pm 16,1$  ppm.

Os valores médios de  $\text{CO}_2$  foram semelhantes em ambas estações, contudo, o horário médio de ocorrência dos valores máximos distingue-se dos encontrados por SILVA JUNIOR et al. (2004). Esses autores observaram que o máximo diário foi  $533 \pm 11$  ppm às 2:00h, e o valor mínimo foi  $367 \pm 80$  ppm às 15:00h, apresentando uma amplitude entre os valores extremos de 165 ppm.

É importante ressaltar que outros fatores além do balanço entre fotossíntese e respiração pela vegetação devem ser considerados. Dentre os níveis mesurados, a altura 1m constituiu a amostragem mais próxima a superfície do solo e apresentou menor variabilidade nas concentrações ao longo do ciclo diário.

SILVA JUNIOR et al. (2004) mencionaram que aproximadamente 80% do  $\text{CO}_2$  emitido em ecossistemas de florestas tropicais chuvosas é resultante de processos como respiração de raízes, microorganismos, fauna do solo e pela oxidação química dos compostos de carbono presentes no solo. A taxa de transferência de  $\text{CO}_2$  destas fontes para a atmosfera controladas por fatores como gradientes de temperatura no solo e na atmosfera, concentração no sistema solo, planta e atmosfera, propriedades físicas do solo e flutuações da pressão atmosférica do ambiente.

Valores inferiores de respiração para componentes que constituem a vegetação foram obtidos por GUAN et al. (2006) em estudos no nordeste da China, em ecossistema de floresta mista temperada, em que o solo foi responsável por 48% da respiração do ecossistema, as folhas por 22-40% e a partição da respiração realizada pelos galhos variou entre 13-29% entre as estações.

Estudos sobre efluxo de CO<sub>2</sub> no solo na mesma área em estudo apresentaram média anual do efluxo de CO<sub>2</sub> do solo entre maio de 2005 a abril de 2006 de  $5,48 \pm 0,66 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Observou-se que os maiores efluxos ocorreram em outubro e novembro, devido ao início da estação chuvosa e conseqüente aumento da umidade e temperatura, proporcionando um incremento da atividade microbiana do solo e conseqüente um aumento da emissão de CO<sub>2</sub> do solo. Esse valor anual de efluxo de acordo foi maior que a média anual estimada por alguns autores como, por exemplo, em estudos realizados em ecossistemas Amazônicos (PINTO JÚNIOR, 2007).

Assim, apenas os processos fisiológicos da vegetação não são suficientes para explicar a variabilidade vertical e temporal das concentrações de CO<sub>2</sub> no ecossistema. Os valores de efluxo de CO<sub>2</sub> podem contribuir para a compreensão dos elevados valores, em ambas as estações, de concentração de CO<sub>2</sub> no ar verificados neste ecossistema. A combinação das variáveis meteorológicas, principalmente a precipitação, nos meses que configuram transição no início e final da estação seca provavelmente contribuíram para a elevada taxa de concentração apresentada nesta estação.

No período noturno verificou-se a diminuição da amplitude nos valores de concentração de CO<sub>2</sub> entre todas as alturas mensuradas. À medida que inicia-se o período diurno o gradiente no perfil de temperatura, PAR, vento e umidade promovem respostas distintas em cada extrato da floresta e as diferenças entre cada altura de mensuração acentuaram-se. A concentração de órgãos fotossintéticos (folhas) distribuídas verticalmente nos diferentes extratos constitui um fator fundamental para explicar o comportamento diário das concentrações verificadas em cada nível de mensuração, visto que o intercâmbio gasoso ocorre nestas estruturas.

As concentrações mensuradas a 20 m de altura apresentaram as maiores amplitudes entre os valores extremos, com amplitudes médias entre as concentrações mínimas e máximas diárias de 132,1 ppm na estação chuvosa e 140,7 ppm na seca. Considerando o ciclo diário anual, em média os valores mínimos ocorreram às 15:00h aproximadamente, enquanto que, os máximos às 7:00h. As alturas de mensuração 20 e 28 m amostraram o extrato que compreende principalmente espécies *Tovomita schomburgkii*, *Protium sagotianum* e *Brosimum lactescens* que compõem os 10 metros mais altos do dossel e de acordo com representam 51% do

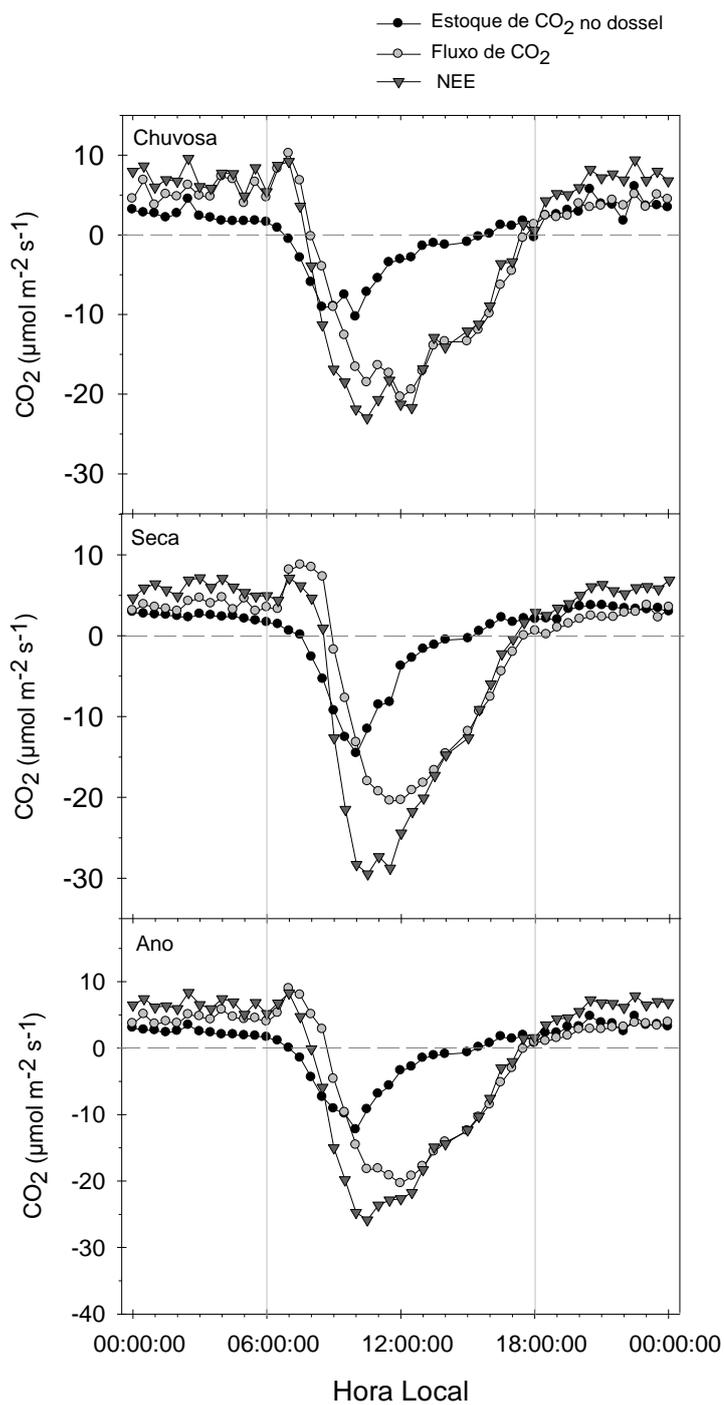
IAF neste local (SANCHES et al., 2006). Desta forma, uma parcela significativa da atividade fotossintética na vegetação por apresentar maior área foliar e exposição a PAR. Assim, a maior amplitude na concentração de CO<sub>2</sub> verificada a 20 m de altura pode ser ocasionada pela maior atividade fotossintética diurna e respiração noturna, devido a presença de maior área foliar. Essa tendência não foi verificada a 28 m de altura, provavelmente pela maior turbulência existente nesse nível, diminuindo o acúmulo de CO<sub>2</sub> proveniente da respiração noturna.

A estrutura do dossel neste tipo de vegetação constitui uma barreira ao fluxo ascendente do CO<sub>2</sub> liberado pelo efluxo do solo e pelos extratos inferiores de vegetação da floresta. O acúmulo de CO<sub>2</sub> durante o período noturno observado ao longo do perfil vertical entre 20 e 28 m de altura possibilitaram verificar a importância que a turbulência possui no fluxo deste gás, nas mensurações e interpretações das concentrações observadas.

As possíveis causas de variações das concentrações de CO<sub>2</sub> no perfil vertical ao longo de topografias distintas em florestas Amazônicas devem-se a drenagem do ar frio noturno, estratificação térmica abaixo no dossel e diferenças na respiração do solo (efluxo) (ARAÚJO et al., 2008). A respiração do solo representa o somatório da liberação de CO<sub>2</sub> pelo processo respiratório das raízes, microorganismos e decomposição de matéria orgânica.

### 5.2.3 Componentes da dinâmica do CO<sub>2</sub> no ecossistema

Em geral, o fluxo de CO<sub>2</sub> ( $F_c$ ), o estoque de CO<sub>2</sub> no dossel (S) e o intercâmbio líquido de CO<sub>2</sub> no ecossistema (NEE) apresentaram tendências horárias similares (Figura – 9), com valores positivos durante o período noturno indicando liberação de CO<sub>2</sub> principalmente pelo processo de respiração do ecossistema e negativos durante o período diurno indicando absorção de CO<sub>2</sub> por meio de atividade fotossintética realizada pela vegetação, entretanto, o processo de respiração não ocorreu somente à noite e, desta forma, os valores diurnos de NEE consideram a absorção e emissão ocorridas durante este período.



**Figura 9** - Dia médio das variáveis do estoque de carbono no dossel (S), fluxo ( $F_c$ ) e intercâmbio líquido de CO<sub>2</sub> no ecossistema (NEE). A linha sólida delimitou o período diurno (06:00h às 18:00h) e noturno (18:30h às 05:30h) na estação chuvosa e seca e durante o período anual. Os valores  $>0$  (linha tracejada) representaram a emissão de CO<sub>2</sub> para a atmosfera e, os valores  $<0$ , a retirada de CO<sub>2</sub> da atmosfera pelo ecossistema.

As médias estacionais para o estoque de CO<sub>2</sub> no dossel, do fluxo de CO<sub>2</sub> e NEE foram superiores na estação chuvosa. O fluxo de CO<sub>2</sub> foi 38% maior em relação ao estoque de CO<sub>2</sub> no dossel na estação chuvosa e 16% na seca. Com o teste T, foram verificadas diferenças estatisticamente significativas entre os valores de S, F<sub>c</sub> e NEE (p<0,05).

Em média o estoque de CO<sub>2</sub> no dossel foi de 0,11 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> na estação chuvosa e -0,05 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> na seca. O fluxo de CO<sub>2</sub> foi -1,78 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> na estação chuvosa e -1,95 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> na seca. O NEE em média foi duas vezes maior durante a estação chuvosa, com médias estacionais de -2,30 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> na estação seca e -1,32 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> na chuvosa

Por ser constituído pela soma dos valores de fluxo e estoque de CO<sub>2</sub>, o NEE apresentou maior variabilidade ao longo do ciclo diário. E o fluxo de CO<sub>2</sub> contribuiu em aproximadamente 72% no NEE na estação chuvosa e 86% na seca. Dentre os componentes da dinâmica de CO<sub>2</sub> foi possível verificar a correlação significativa entre NEE e estoque de CO<sub>2</sub> no dossel (r=0,77) considerando o ciclo anual (Tabela – 4).

**Tabela 4** – Matriz de correlação linear os componentes estoque de CO<sub>2</sub> no dossel (S), fluxo de CO<sub>2</sub> (F<sub>c</sub>), intercâmbio líquido de CO<sub>2</sub> no ecossistema (NEE) e as variáveis micrometeorológicas fluxo de calor latente (LE) e sensível (H), temperatura do ar (T), déficit de pressão de vapor de água na atmosfera (DPV), umidade relativa (UR), radiação fotossinteticamente ativa (PAR) e conteúdo de água no solo (CAS). Os coeficientes de correlação foram calculados para um intervalo de 12 meses, com médias em intervalos de 30 minutos. Os valores em negrito apresentaram correlação estatística significativa ( $p < 0,05$ ).

	S	F <sub>c</sub>	NEE	LE	H	T	DPV	UR	PAR	CAS
S	1,00									
F <sub>c</sub>	0,02	1,00								
NEE	0,40	<b>0,77</b>	1,00							
LE	-0,18	-0,36	-0,35	1,00						
H	-0,29	-0,46	-0,49	<b>0,68</b>	1,00					
T	-0,07	-0,19	-0,20	0,43	0,26	1,00				
DPV	0,03	-0,26	-0,20	<b>0,56</b>	0,33	0,77	1,00			
UR	-0,05	0,29	0,21	<b>-0,56</b>	-0,38	<b>-0,50</b>	<b>-0,91</b>	1,00		
PAR	-0,24	-0,38	-0,40	<b>0,70</b>	<b>0,70</b>	<b>0,50</b>	<b>0,54</b>	-0,48	1,00	
CAS	-0,21	0,02	-0,08	0,11	0,16	0,20	0,12	-0,04	0,22	1,00

A análise dos coeficientes de correlação no período anual não demonstrou significância entre os componentes da dinâmica de CO<sub>2</sub> e as variáveis micrometeorológicas. Na análise de correlação com dados estacionais essa tendência foi mantida, com exceção da correlação entre o NEE e F<sub>c</sub> foi maior na estação seca ( $r=0,92$ ) em relação à chuvosa ( $r=0,74$ ).

As correlações significativas verificadas entre déficit de pressão de vapor (DPV) e o fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e temperatura (T) devem-se pela utilização destas variáveis micrometeorológicas na estimativa do DPV. No entanto, as correlações entre a variável independente PAR e as DPV, LE, H e T demonstraram a influência significativa da radiação sobre o microclima, pois a radiação constitui a força motriz no desencadeamento de processos de transporte ou fluxos e na temperatura.

Dentre as correlações existentes entre o estoque de CO<sub>2</sub> no dossel, fluxo de CO<sub>2</sub> e NEE, houve uma maior correlação, embora não significativa ( $p > 0,05$ ), com as variáveis fluxo de calor sensível, PAR e conteúdo de água no solo. A análise dos resultados obtidos com as correlações indicou que provavelmente fatores intrínsecos a vegetação explicam a variabilidade do intercâmbio de CO<sub>2</sub> entre vegetação e atmosfera.

Isto não foi verificado por LAW et al. (2001) que compararam fluxos de CO<sub>2</sub>, vapor de água e energia em uma floresta de pinus jovem na Califórnia e floresta antiga no Oregon, sugerindo que a captação de carbono na floresta jovem foi consideravelmente maior, mas, os resultados obtidos por modelos demonstraram que primariamente as diferenças se devem aos fatores climáticos, e não a idade da floresta.

Resultados diferentes foram obtidos por ANTHONI et al. (2002) comparando o intercâmbio de carbono e água entre uma floresta jovem e uma antiga de pinus (*Pinus ponderosa* Dougl.) distantes 10Km uma da outra, em região de clima semiárido. Os autores verificaram que o intercâmbio na floresta jovem é potencialmente mais sensível ao estresse hídrico. Para verificar a resposta do intercâmbio de carbono no ecossistema a fatores ambientais, determinaram a assimilação de carbono no ecossistema ( $A_c = -NEE + R_{not}$ ) em condições com DPV (déficit de pressão de vapor)  $< 50\%$  e PAR  $> 1000 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ , assim, observaram que a floresta antiga assimilou 40% mais carbono que a floresta jovem em condições de PAR elevada, e, em condições de estresse hídrico a floresta antiga chegou a assimilar 50% mais carbono que a jovem.

BYRNE et al. (2005) em área de pastagem, sugeriram que o NEE é fortemente relacionada com a PAR e o IAF, enquanto que a respiração é dependente tanto da umidade quanto da temperatura do solo.

Estudos sobre fatores que influenciam a evapotranspiração demonstraram que o conteúdo de água no solo constitui um dos principais fatores no controle desse processo dentre os fatores meteorológicos. MIGLIAVACCA et al. (2009), estudaram a variabilidade sazonal e interanual do intercâmbio líquido de CO<sub>2</sub> no ecossistema, produtividade primária líquida, respiração e evapotranspiração sob diferentes condições micrometeorológicas e ambientais em culturas e, verificaram que a

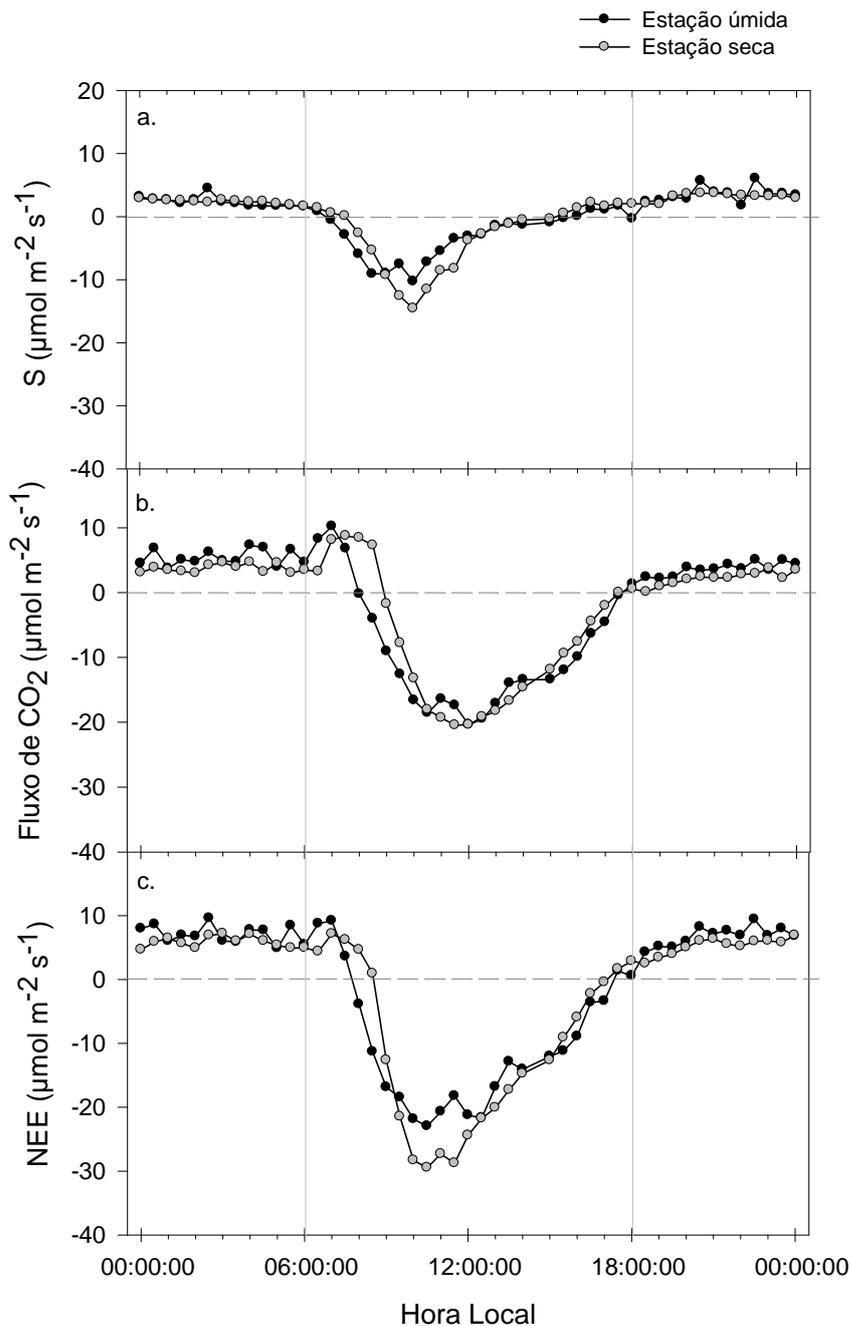
redução na captação de CO<sub>2</sub> durante o seca foi controlada por limitações estomáticas e não estomáticas como temperatura e diminuição do conteúdo de água no solo. Sob condições extremas de seca observou-se que a vegetação diminuiu aproximadamente 30% a eficiência no uso da PAR.

MIGLIAVACCA et al. (2009) discutiram ainda que o NEE em ecossistemas de florestas temperadas apresentaram maior sensibilidade principalmente ao aumento de temperatura e DPV do que ao conteúdo de água no solo.

POWELL et al. (2006) observaram que valores médios diurnos máximos de NEE ocorreram no verão ( $-16 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) quando ocorreram os maiores valores de IAF, temperatura do ar e conteúdo de água no solo, entretanto, a taxa respiratória do ecossistema foi maior nesta estação em relação ao inverno, sendo o NEE 2,0 e 6,9  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , respectivamente. Em escala estacional os autores observaram que a precipitação, o conteúdo de água no solo, IAF e temperatura do ar foram os fatores de maior influência na variabilidade dos fluxos de CO<sub>2</sub> no ecossistema.

A análise estatística (Teste T pareado,  $p < 0,05$ ) dos componentes da dinâmica de CO<sub>2</sub>, em que os termos S, fluxo de CO<sub>2</sub> e NEE demonstrou que comportamento sazonal dos valores de S, F<sub>c</sub> e NEE apresentaram diferenças estatisticamente significativas ( $t=1,96$ ).

Verificando o ciclo diário médio estacional dos componentes (Figura – 10) foi possível observar picos nos valores de fluxo de CO<sub>2</sub> e conseqüentemente no NEE no início da manhã entre 6:00h e 8:00h. Isso ocorreu devido à diminuição gradativa da camada estável noturna ocasionada pela inversão térmica típica desse período. Assim com o aumento dos movimentos convectivos iniciou-se a diminuição dessa camada e a liberação do CO<sub>2</sub>, oriundo da respiração da vegetação e do efluxo do solo, para a atmosfera, que originaram os picos em ambas as estações no início do período diurno.



**Figura 10** – Dia médio estacional do estoque de  $\text{CO}_2$  no dossel (a), fluxo de  $\text{CO}_2$  (b) e intercâmbio líquido de  $\text{CO}_2$  no ecossistema (c). A linha sólida delimitou o período diurno (06:00h às 18:00h) e noturno (18:30h às 05:30h) na estação seca e chuvosa. Os valores  $>0$  (linha tracejada) representaram a emissão de  $\text{CO}_2$  para a atmosfera e, os valores  $<0$ , a retirada de  $\text{CO}_2$  da atmosfera pelo ecossistema.

O ecossistema assimilou maior quantidade de CO<sub>2</sub> da atmosfera no período matutino, representados por valores negativos de NEE aproximadamente até alcançando valores máximos negativos de NEE até as 12:00h nas estações seca e chuvosa. Posteriormente, no período vespertino houve aumento gradual dos valores de NEE até tornarem-se positivos aproximadamente às 17:30h em ambas as estações.

Em estudos em áreas de floresta Amazônica ARAÚJO et al. (2010) observaram comportamentos horários com tendências similares de ocorrência, com o NEE apresentando valor mínimo as 10:00h nas estações seca e chuvosa. Durante a estação seca houve maior variabilidade diária entre valores de respiração noturna com média máxima de 9,58  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (úmida) e 7,16  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (seca).

Durante a estação seca, os menores valores de NEE indicaram que o ecossistema foi maior sumidouro de CO<sub>2</sub> em relação à estação chuvosa, com média diária de -2,3 e -1,32  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , respectivamente.

Além de apresentar valores de NEE menores, a respiração noturna na estação chuvosa (6,5  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) foi superior 21,5% em relação à estação seca (5,1  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ). Os valores encontrados neste ecossistema foram similares aos encontrados em ecossistema de floresta tropical úmida na Amazônia central, em que ARAÚJO et al. (2010) encontraram valores noturnos de NEE de 5,37 e 4,54  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , estação chuvosa e seca, respectivamente; indicando que a estação chuvosa é responsável pelas maiores taxas de respiração noturna em relação à seca

GUAN et al. (2006) em estudos em floresta mista temperada, verificaram que a respiração e o NEE foram responsáveis por aproximadamente 74% e 26% da intercâmbio bruto do ecossistema (GEE).

Na estação seca o ecossistema teve uma assimilação de CO<sub>2</sub> superior considerando todos os componentes, podendo-se destacar o estoque de CO<sub>2</sub> no dossel. ARAÚJO et al. (2010) também verificaram maiores valores de S durante a estação seca para duas áreas com topográficas distintas localizadas em área de floresta tropical na Amazônia central a 60km de Manaus.

Geralmente, a vegetação comporta-se como absorvedora de CO<sub>2</sub> na época da chuvosa, pois nessa estação as limitações fotossintéticas decorrentes de estresse hídrico são significativamente menores. Assim, o acúmulo de biomassa e

crescimento seriam maiores em relação à época menos chuvosa ou seca. Entretanto, pode existir uma inversão no que diz respeito à emissão e absorção de CO<sub>2</sub> em cada estação. HERRMANN & FREITAS (2004) também verificaram esse comportamento na floresta Nacional do Tapajós, localizada em torno de 50 km ao sul de Santarém, no estado do Pará em que a floresta emitiu mais CO<sub>2</sub> durante a estação chuvosa em relação à estação seca. A isso, os autores remetem que devido à estação seca ser mais longa naturalmente, ocorre uma maior mortalidade de árvores, promovendo o acúmulo de serrapilheira no solo, que devido ao tempo de residência no solo, serão os responsáveis pela liberação de uma parcela importante de CO<sub>2</sub> à medida que são decompostos mais tarde na época chuvosa. Diferentemente do presente estudo BALDOCCHI et al. (2001) associaram as maiores taxas de emissões de CO<sub>2</sub> às temperaturas mais elevadas do ecossistema promovendo um aumento na taxa de respiração quando o conteúdo de água no solo é elevado em um período sem estresse hídrico, típico na estação chuvosa.

A combinação entre temperaturas elevadas e maior quantidade de serrapilheira em decomposição durante a estação chuvosa provavelmente podem ter sido um dos fatores responsáveis pela maior liberação de CO<sub>2</sub> implicando em menores valores de NEE nessa estação. Essas atribuições baseiam-se no comportamento estacional da temperatura, índice de área foliar (IAF) e produção de serrapilheira. Em média a temperatura foi superior na estação úmida em relação à seca, com 26,02°C e 24,19°C, respectivamente.

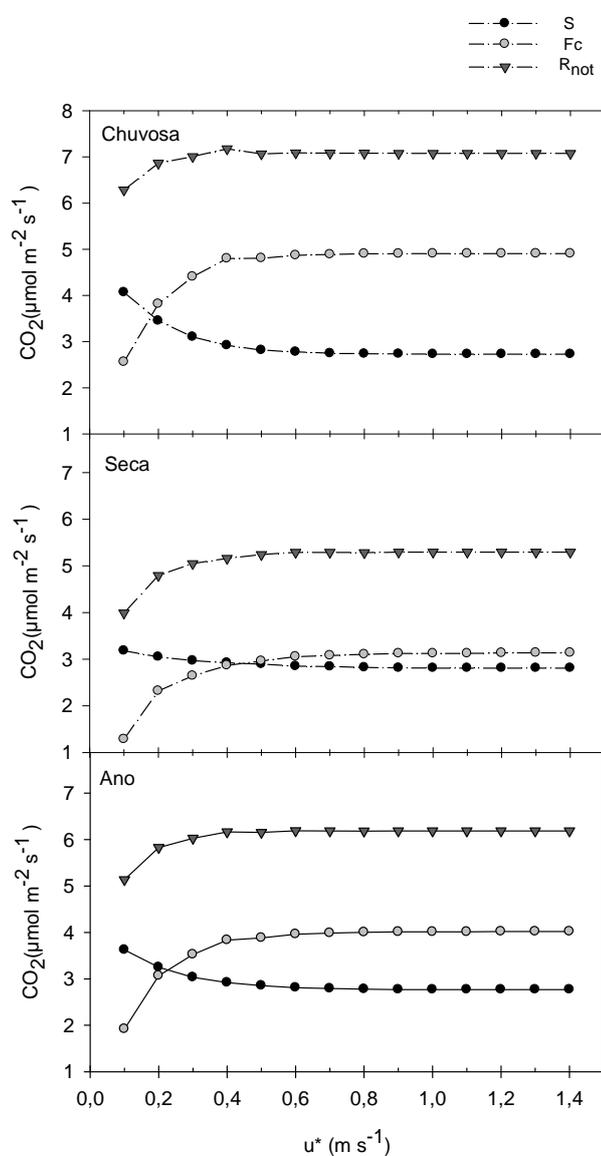
No mesmo sítio experimental SANCHES et al. (2006) verificaram que em média o IAF foi 26,32% menor na estação seca ( $2,8 \pm 0,6 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ ) em relação a chuvosa ( $3,8 \pm 0,9 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ ). Esses autores verificaram, entre 2001 e 2006 por meio da quantificação da serrapilheira, verificaram que o aumento da precipitação estimulou a produção de folhas durante a estação úmida e, o decréscimo da precipitação típico da estação seca estimulou o aumento na produção de serrapilheira. Na quantificação da serrapilheira verificaram que as folhas constituíram 70 - 90% do total de serrapilheira, enquanto que, na estação úmida este valor foi inferior (55 - 70%). Isso demonstrou que o aumento da proporção de folhas na serrapilheira durante a estação seca foi resultado do aumento da senescência e abscisão foliar, que são as principais estruturas responsáveis pela perda de água pela planta.

Durante a estação seca, período em que a precipitação foi significativamente menor com valor acumulado de 206,5mm, o intercâmbio líquido de CO<sub>2</sub> no (NEE) e a respiração do ecossistema indicaram que houve maior assimilação de CO<sub>2</sub> pela floresta na estação seca em relação à chuvosa, com médias diárias de -2,30 e -1,32  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , respectivamente. A quantidade e distribuição de precipitações são fatores importantes na dinâmica sazonal do CO<sub>2</sub> na floresta. O menor conteúdo de água no solo e o maior déficit de pressão de vapor d' água na atmosfera na estação seca, implicaram na diminuição da área foliar da vegetação, como mecanismo adaptativo da vegetação para minimizar a perda de água em condições de estresse hídrico. Assim, a intensidade e a duração da estação seca influenciou indiretamente a taxa anual de emissão de CO<sub>2</sub> para atmosfera, pela produção de serrapilheira.

As maiores taxas de respiração do ecossistema durante a estação chuvosa, resultaram principalmente do efluxo do solo, que teve as maiores concentrações de CO<sub>2</sub> (ppm) a 1 e 4m. Nessa estação a decomposição da serrapilheira é superior, propiciada pelas elevadas taxas de temperatura e umidade favorecendo a ação do intemperismo e atividade microbiana sobre a matéria orgânica depositada no solo.

### 5.3 Influência das condições da camada limite atmosférica na estimativa NEE

Com base na análise dos valores noturnos (18:00h e 6:00h) do estoque de CO<sub>2</sub> no dossel (S), fluxo de CO<sub>2</sub> (F<sub>c</sub>) e respiração noturna (R<sub>not</sub>), representada pelos valores positivos noturnos do NEE, e a velocidade de fricção do ar (u\*), foi verificado aumento nos valores dos componentes F<sub>c</sub> e R<sub>not</sub> e decréscimo do S à medida que aumentaram os valores de u\* (Figura - 11).



**Figura 11** – Velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ) e o estoque de CO<sub>2</sub> no dossel (S), fluxo de CO<sub>2</sub> (F<sub>c</sub>) e respiração noturna (R<sub>not</sub>), entre 18:00h e 6:00h na estação chuvosa e seca e durante o ano.

De acordo com DOLMAN et al. (2002), as variáveis  $S$ ,  $F_c$  e  $R_{\text{not}}$  não são dependentes de  $u^*$ . Entretanto, a metodologia empregada em estudos de fluxos por meio do sistema de covariância de vórtices turbulentos torna pressupostos como turbulência, instabilidade atmosférica e homogeneidade da superfície condições extremamente importantes para a estimativa adequada do fluxo de  $\text{CO}_2$  mais especificamente. Caso estas condições não sejam satisfeitas, as estimativas podem ser comprometidas.

Diferentemente, GU et al. (2005) verificaram que os fluxos mais altos estiveram associados a valores de  $u^*$  significativamente mais altos que os fluxos obtidos em condições de  $u^*$  intermediário ou baixo.

Durante o período noturno houve dependência de dos valores de  $R_{\text{not}}$  em condições de velocidade de fricção do ar ( $u^*$ )  $<0,6 \text{ m s}^{-1}$  na estação seca,  $<0,4 \text{ m s}^{-1}$  na chuvosa e  $<0,8 \text{ m s}^{-1}$  considerando o período anual, sob estas condições de  $u^*$  menores que os limites verificados não há turbulência suficiente para liberar o  $\text{CO}_2$  do interior do dossel e provavelmente houve medidas subestimadas de fluxo de  $\text{CO}_2$ . Acima dos valores de  $0,6 \text{ m s}^{-1}$  (seca) e  $0,4 \text{ m s}^{-1}$  (chuvosa) houve decréscimo sensível nos valores médios e posteriormente a estabilização das taxas de  $R_{\text{not}}$ .

Em conformidade, FEIGENWINTER et al. (2008) que estudaram o perfil vertical de  $\text{CO}_2$  e os efeitos da advecção em locais com topografias distintas, e também observaram a ocorrência de valores máximos no estoque de  $\text{CO}_2$  no dossel quando  $u^*$  apresentou velocidades mínimas, principalmente, em área de vale onde foram verificados os maiores gradientes verticais e horizontais com média máxima do estoque em  $10 \mu\text{mol m}^2\text{s}^{-1}$ . Isso, segundo os autores deve-se principalmente a influência da advecção, pois não foram detectadas mudanças significativas nas fontes de  $\text{CO}_2$ , como o efluxo do solo.

GORSEL et al. (2009) em estudos sobre a  $R_{\text{not}}$  em 25 sítios experimentais de ecossistemas distintos, sugeriram que análises realizadas com dados obtidos em uma única torre impossibilitam a verificação do efeitos da advecção e a drenagem de  $\text{CO}_2$  devido a heterogeneidade da superfície.

Embora os valores tenham sido distintos utilizando valores entre 6:00h e 7:00h, as diferenças das dependências  $R_{\text{not}}$  e  $F_c$  não foram significativas.

Em estudos na floresta Amazônica em Rondônia AGUIAR (2005) verificou um decréscimo de 70% nas taxas de  $R_{\text{not}}$  do total de dados obtidos sob condições de  $u^* < 0,3 \text{ m s}^{-1}$ . SOUZA et al. (2006), em estudos em um ecossistema de manguezal na Amazônia, não verificaram variação significativa na respiração durante o período noturno que ficou em torno de 3,9 e 3,5  $\mu\text{mol m}^2\text{s}^{-1}$ , durante a estação seca e chuvosa, respectivamente, sugerindo que a pequena variação observada está indiretamente associada à condição de estabilidade, o que torna a análise do  $u^*$  um critério importante na avaliação dos dados de fluxos noturnos.

COOK et al. (2004) utilizaram o filtro  $u^*$  com limite de  $0,3 \text{ m s}^{-1}$  para avaliação de dados obtidos no período noturno numa floresta estacional decídua com IAF de aproximadamente  $5,3 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ . Em vegetação menos densa, em área de savana, CHEN et al. (2008) verificaram um limite inferior de  $u^*(0,1 \text{ m s}^{-1})$  em que a  $R_{\text{not}}$  apresentaram dependência da turbulência.

Características como altura e densidade da vegetação são fatores importantes para a aplicabilidade e eficiência do método do método de vórtices turbulentos (FEIGENWINTER et al., 2009), pois a conformação condiciona maior ou menor ventilação do dossel. A relação de dependência do estoque de  $\text{CO}_2$  no dossel a velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ) foi negativa comparada à dependência dos valores  $F_c$  e  $R_{\text{not}}$  a  $u^*$ , principalmente na estação chuvosa, isto, demonstra que houve maior concentração abaixo do dossel associada a valores de  $u^*$  menores que  $0,4 \text{ m s}^{-1}$ . Assim, à medida que os valores de  $u^*$  aumentaram houve diminuição do S ocasionando o aumento do  $F_c$  estimado pelo sistema covariância de vórtices turbulentos.

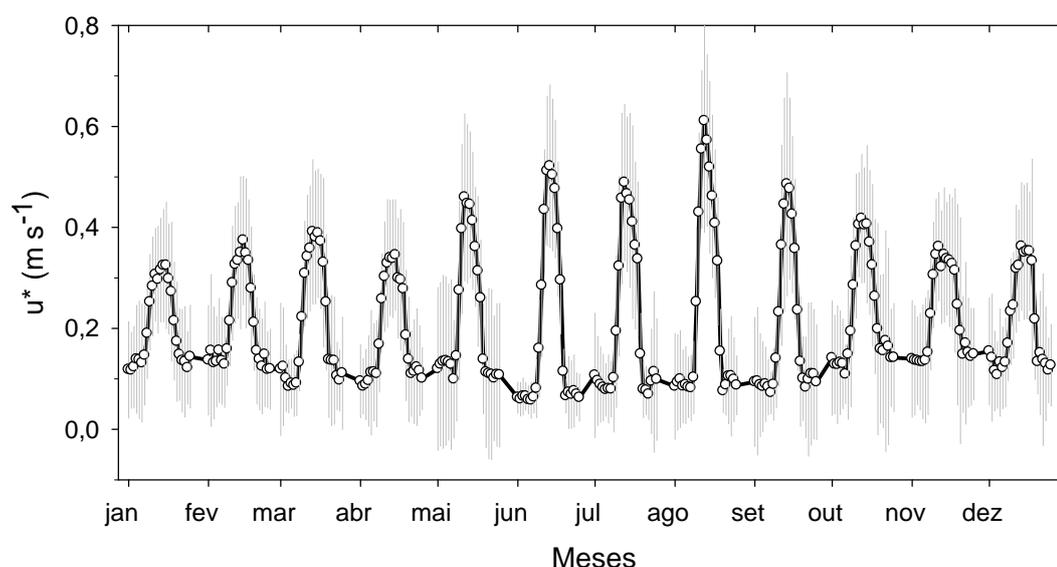
A influência da densidade e altura da vegetação e a classe de  $u^*$  a ser utilizada são fatores que estão relacionadas, por exemplo, CHEN et al. (2008) estudando fluxos em área de savana, para estimar adequadamente a  $R_{\text{not}}$  utilizou filtro  $u^*$  descartando dados de fluxo de  $\text{CO}_2$  em condições de  $u^* < 0,1 \text{ m s}^{-1}$ .

DOLMAN et al. (2002) discutem que o S constitui uma estimativa importante para a análise da existência de subestimativas do fluxo de  $\text{CO}_2$ . Valores elevados de S dependentes de  $u^*$  menores confirmam a maior concentração de  $\text{CO}_2$  abaixo da superfície do dossel ocasionada pela baixa turbulência.

A análise do S foi realizada por FEIGENWINTER et al. (2009) que estudaram o transporte de CO<sub>2</sub> em diferentes condições micrometeorológicas e discutiram que mudanças do S no perfil vertical no período noturno foram controladas pela direção e inclinação da componente do vento, pois o gradiente de concentração de CO<sub>2</sub> foi sempre negativo neste período.

A análise dos valores estacionais da velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ) demonstrou que não houve diferenças estatisticamente significativas entre as estações em relação a  $u^*$ . As médias estacionais foram similares entre a estação chuvosa ( $0,209 \pm 0,147 \text{ m s}^{-1}$ ) e estação seca ( $0,206 \pm 0,190 \text{ m s}^{-1}$ ).

A diferença entre o máximo e mínimo mensal nos valores de  $u^*$  foi superior na estação seca, sendo o valor médio máximo e mínimo de  $1,4 \text{ m s}^{-1}$  e  $0,005 \text{ m s}^{-1}$ , enquanto que, na estação chuvosa foram de  $1,3 \text{ m s}^{-1}$  e  $0,008 \text{ m s}^{-1}$ , respectivamente (Figura – 12).

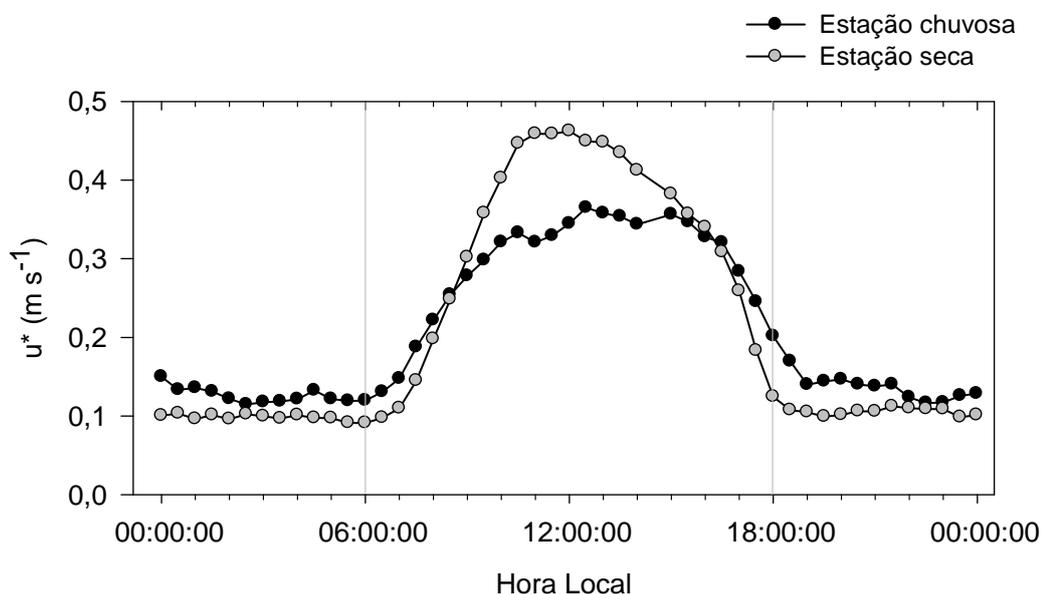


**Figura 12** – Ciclo diário médio mensal ( $\pm$ sd) da velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ) em floresta semidecídua.

Em junho e agosto ocorreram os maiores valores médios de  $u^*$ , entretanto, em abril início da estação seca a média mensal foi aproximadamente 13% menor que a média estacional.

A menor amplitude nos valores de  $u^*$  na estação chuvosa foi ocasionada tanto pelo aumento de valores noturnos, em que são observados os menores valores

diários, quanto pela diminuição dos valores máximos, típicos de 12:00h (Figura – 13).

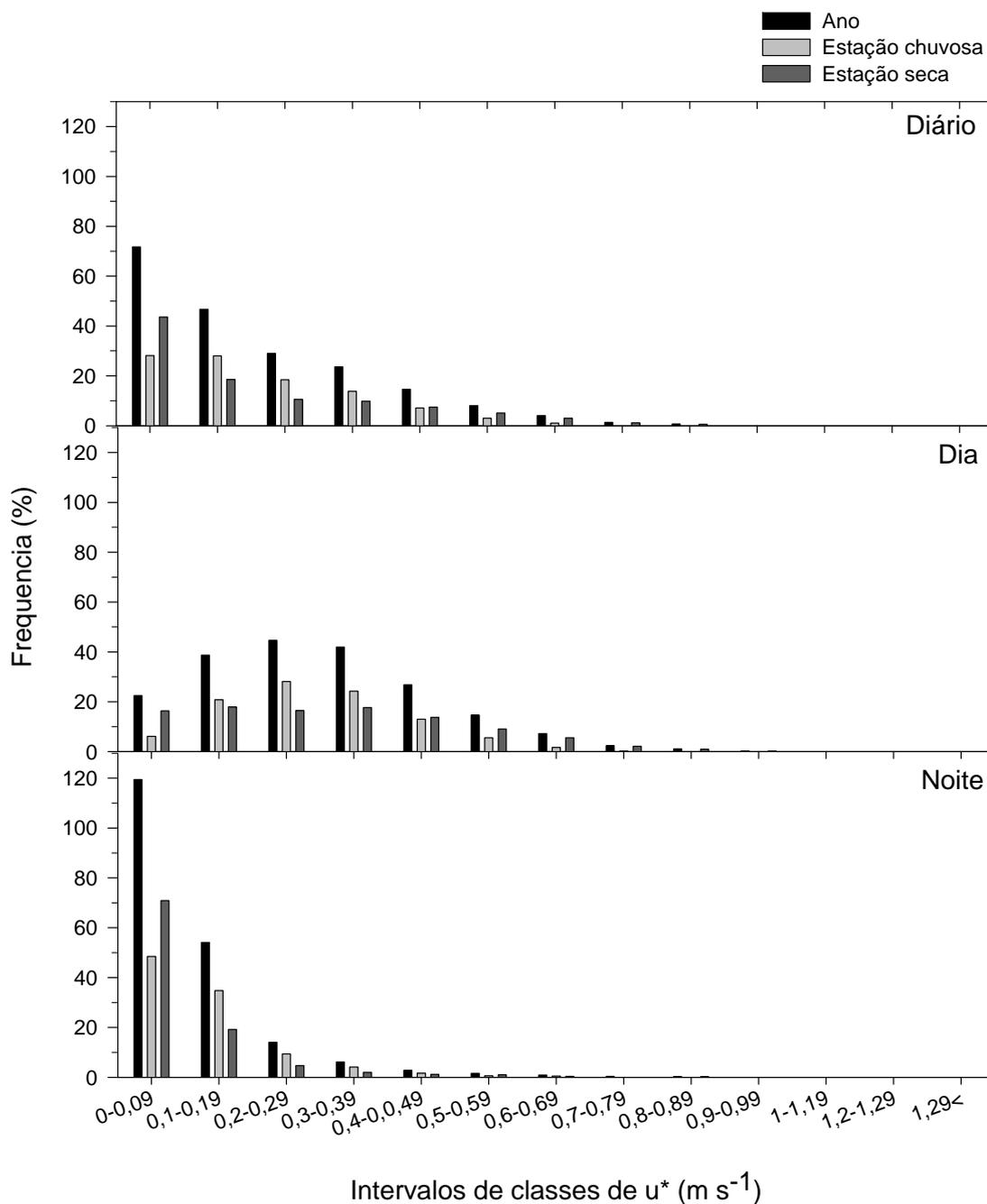


**Figura 13** – Ciclo diário estacional da velocidade de fricção do ar ( $m s^{-1}$ ) nas estação seca e chuvosa em floresta semidecídua.

No período noturno, em média, a velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ) foi superior em todos os horários na estação chuvosa. No entanto, no período diurno  $u^*$  foi superior na estação seca, especificamente nos horários em que são verificadas as maiores temperaturas do dia (09:00h às 15:00h).

Em média, os valores mínimos de  $u^*$  durante a estação chuvosa, foi 27,68% maior em relação à estação seca, o que constituiu um comportamento estacional importante na análise da influência estacional de  $u^*$  na estimativa sob os componentes da dinâmica de  $CO_2$  no ecossistema.

A análise de frequência relativa de ocorrências da velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ) demonstrou que a classe modal de intervalo 0 - 0,09  $m s^{-1}$  representou 28,13% dos valores na estação chuvosa e 43,59% na seca durante o ciclo diário (Figura – 14).



**Figura 14** – Distribuição de frequência de ocorrência da velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ) durante o período diário de 24h (a), diurno entre 6:30h e 17:30h (b) e noturno entre 18:00h e 6:00h (c) nas estações chuvosa e seca.

A classe de  $u^*$  de 0 - 0,09 m s<sup>-1</sup> representou a faixa de menor turbulência atmosférica, que pode ter ocasionado a subestimativa de 71,72% dos dados anuais de NEE no ciclo diário. O intervalo de classe de baixa turbulência (0-0,09 m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>)

apresentou uma frequência noturna de 48,52% e 70,90%, na estação chuvosa e seca, respectivamente.

O valor de velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ) que produz valores de fluxos de  $\text{CO}_2$  consistentes não é universal, estudos mencionaram que para diferentes fisionomias florestais o  $u^*$  pode variar de 0 a  $0,6 \text{ m s}^{-1}$  (BALDOCCHI, 2003; MASSMAN & LEE, 2002).

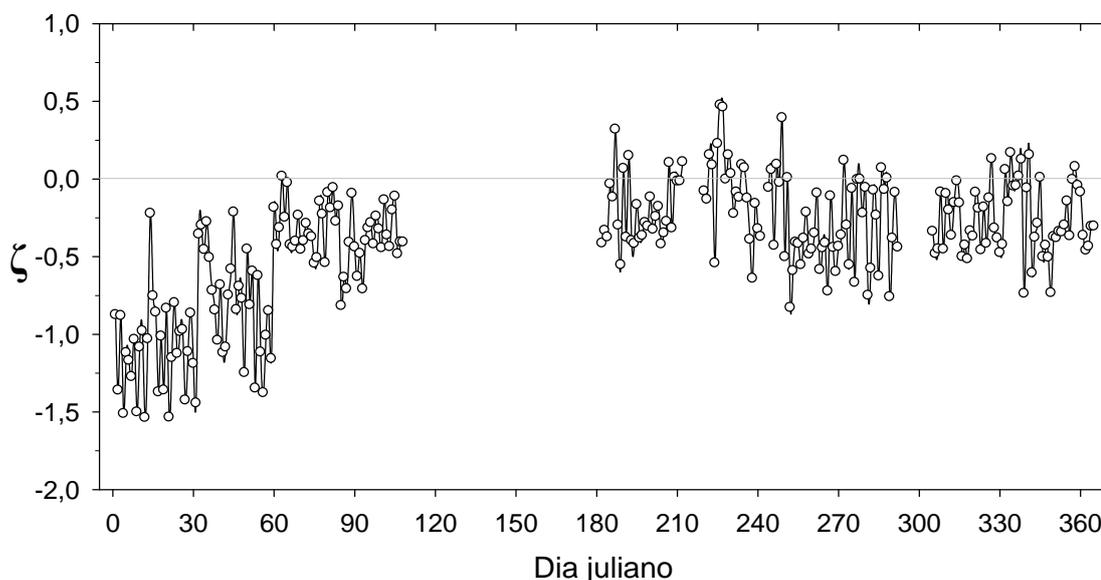
Desta forma, 31,05% dos dados anuais  $R_{\text{not}}$  podem ter sido subestimados em decorrência das limitações do método de covariância de vórtices turbulentos em condições de baixa turbulência.

GUAN et al. (2006) em floresta temperada, que por meio da aplicação do filtro  $u^*(=0,2 \text{ m s}^{-1})$  verificaram que houve decréscimo de  $24,6 \text{ g C m}^{-2}$  na captação média anual, correspondendo a 13,5% do NEE anual corrigido.

Além da velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ), para a avaliação das condições atmosféricas na área de floresta foi estimado o parâmetro de estabilidade atmosférica ( $\zeta$ ) proposto por CAMPBELL & NORMAN (1998) utiliza a taxa de convecção que produz turbulência mecânica do ar.

A condição de estabilidade atmosférica caracteriza-se quando os movimentos atmosféricos ascendentes estão ausentes ou definitivamente inibidos, enquanto que, à instabilidade refere-se ao estado atmosférico em que no qual prevalecem os movimentos verticais (VIANELLO & ALVES, 2004).

Foram utilizados valores diários do parâmetro de estabilidade atmosférica ( $\zeta$ ) ao longo do ano (Figura – 14), em que os valores maiores que 0 (zero) representam condições em que a atmosfera encontra-se estável, enquanto que, menores que 0 (zero) condições de instabilidade atmosférica.

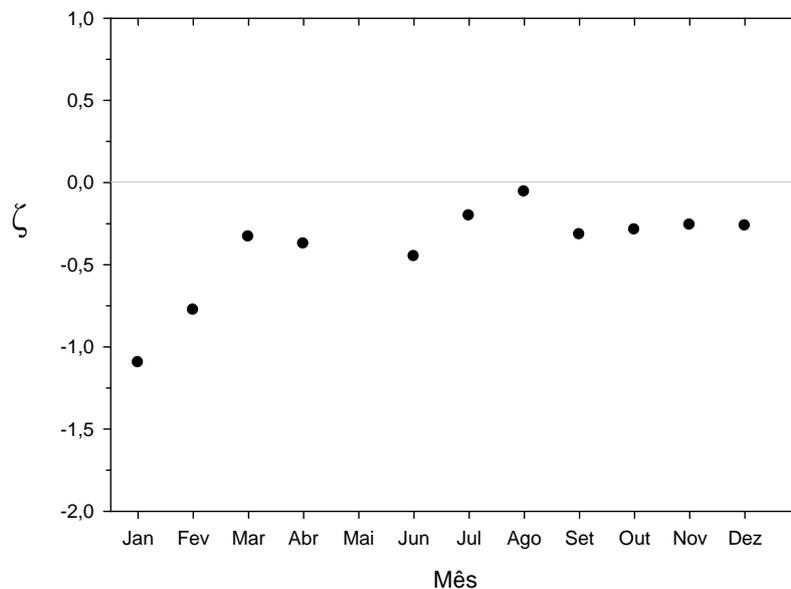


**Figuras 15** – Médias diárias do parâmetro de estabilidade atmosférica ( $\zeta$ ), em que  $\zeta < 0$  representa instabilidade,  $\zeta = 0$  neutralidade (linha sólida cinza) e  $\zeta > 0$  representam estabilidade atmosférica em floresta semidecídua.

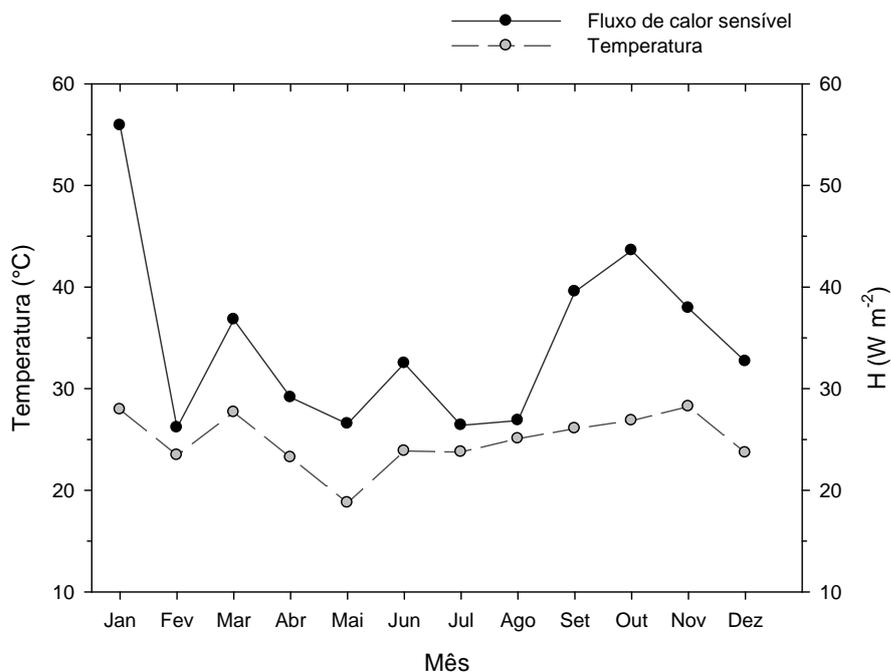
Na estação úmida, em janeiro e fevereiro ocorreram os menores valores médios diários do parâmetro de estabilidade atmosférica ( $\zeta$ ), que indicaram condição de instabilidade atmosférica mais acentuada. A partir de março, final da estação úmida houve aumento nos valores significou a diminuição das condições de instabilidade, tendência mantida ao longo da estação seca, com os maiores valores médios em julho (-0,2) e agosto (-0,05) (Figura – 15).

As lacunas existentes entre os dias julianos 109 e 181 devem-se a descontinuidade da série de dados de temperatura utilizados na estimativa de do parâmetro de estabilidade atmosférica.

Nas figuras – 15 e 16 encontram-se representadas as médias mensais do parâmetro de estabilidade, temperatura e fluxo de calor sensível (H) para análise da variabilidade mensal.



**Figura 16** – Média mensal do parâmetro de estabilidade atmosférica ( $\zeta$ ) em floresta semidecídua. Os valores do parâmetro de estabilidade negativos ( $\zeta < 0$ ) representam instabilidade atmosférica, o valores iguais a zero ( $\zeta = 0$ ) representam neutralidade (linha sólida cinza) e os valores positivos ( $\zeta > 0$ ) representam estabilidade atmosférica.



**Figura 17** – Média mensal da temperatura do ar (°C) e fluxo de calor sensível (H) (W m<sup>-2</sup>).

Com a análise dos valores de  $\zeta$ , temperatura e H (Figura - 16) foi possível verificar que em média, os meses com temperaturas superiores a 24 °C e H superior a 35 W m<sup>-2</sup>, apresentaram maiores níveis de instabilidade atmosférica, que foi mais acentuado em janeiro e fevereiro. Enquanto que, a menor instabilidade verificada durante a estação seca coincidiu com os menores valores de temperatura do ar e fluxo de calor sensível (H), principalmente em julho e em agosto. Isto foi discutido por NUNES (2008) que verificou que a energia térmica na camada limite atmosférica representada em forma de fluxo de calor sensível (H) pode caracterizar a camada e o regime turbulento, ou seja, quando o solo com temperatura superior ao ar torna-se fonte de energia existe um fluxo positivo em que a energia térmica é transmitida para a atmosfera por condução e esta, por convecção aquecerá a CLA, constituindo a camada convectiva com predominância de movimentos verticais caracterizando condições de instabilidade. Por outro lado, quando o solo possui temperatura inferior a atmosfera, este age como sumidouro de calor e o fluxo térmico torna-se negativo formando-se a camada estável.

As condições de instabilidade atmosférica foram predominantes ao longo do ano, com médias estacionais de  $-0,54 \pm 0,42$  durante a estação chuvosa e  $-0,24 \pm 0,26$  na seca. Cerca de 88,5% dos dias ao longo do ano estiveram sob condições instabilidade, contudo, as maiores ocorrências e níveis de instabilidade ocorreram durante a estação úmida em 52,3% dos dias. Já a estabilidade foi condição atmosférica, embora tenha tido menor ocorrência ao longo do ano, na estação seca estação seca ocorreu em aproximadamente 8,1%, com maiores ocorrências principalmente em julho, agosto e setembro.

## 5.4 Mecanismos de controle da evapotranspiração no ecossistema

A evapotranspiração é influenciada pelo saldo de radiação na superfície ( $R_n$ ), pelo déficit de pressão de vapor de água entre a superfície evaporante e a atmosfera (DPV) e as condutâncias de vapor de água como a condutância aerodinâmica ( $C_a$ ) e a condutância de superfície ( $C_s$ ) e estomática ( $C_e$ ).  $R_n$ , DPV e  $C_a$  constituem os fatores abióticos de controle da evapotranspiração do ecossistema, enquanto que,  $C_s$  fator de controle biótico.

Para a compreensão dos fatores que controlam as trocas de vapor de água entre dossel vegetativo e atmosfera foi calculado o fator de desacoplamento. Esses fatores de que controlam a evapotranspiração podem ser bióticos referentes representam as características e processos fisiológicos intrínsecos ao dossel e, abióticos relacionados as condições atmosféricas. MCNAUGHTON & JARVIS (1983) a partir da equação de Penman-Monteith, desenvolveram o conceito do fator de desacoplamento ( $0 \leq \Omega \leq 1$ ) que funciona como um indicativo da interação biosfera-atmosfera nos processos de evapotranspiração vegetal. Valores iguais ou próximos a 0 (zero) indicam que controle biótico sobre a evapotranspiração é maior e quando próximos a 1, as condições atmosféricas (abiótico) são determinantes no processo.

Quando a condutância aerodinâmica é mínima (vegetação perfeitamente acoplada com a atmosfera) ou, a resistência da superfície a transferência de vapor é grande (estômatos fechados) em que são verificados valores mínimos de condutância de superfície ( $C_s$ ), o valor de  $\Omega$  tende a zero. Nessas condições, o déficit de pressão de vapor é o fator predominante no processo de transpiração, sendo que a vegetação pode exercer um controle efetivo sobre o fenômeno. Por outro lado, quando a condutância aerodinâmica mínima (vegetação isolada aerodinamicamente da atmosfera) ou a condutância de superfície ( $C_s$ ) é máxima (condição hipotética de ausência de resistência estomática), o valor de  $\Omega$  tende a um. Nestas condições, a evaporação é predominantemente governada pela radiação líquida, e a vegetação não exerce nenhum controle sobre a transpiração. A complexidade e a interação entre os fatores bióticos e abióticos dificilmente permitem com que os valores de  $\Omega$  alcancem os extremos absolutos 0 e 1.

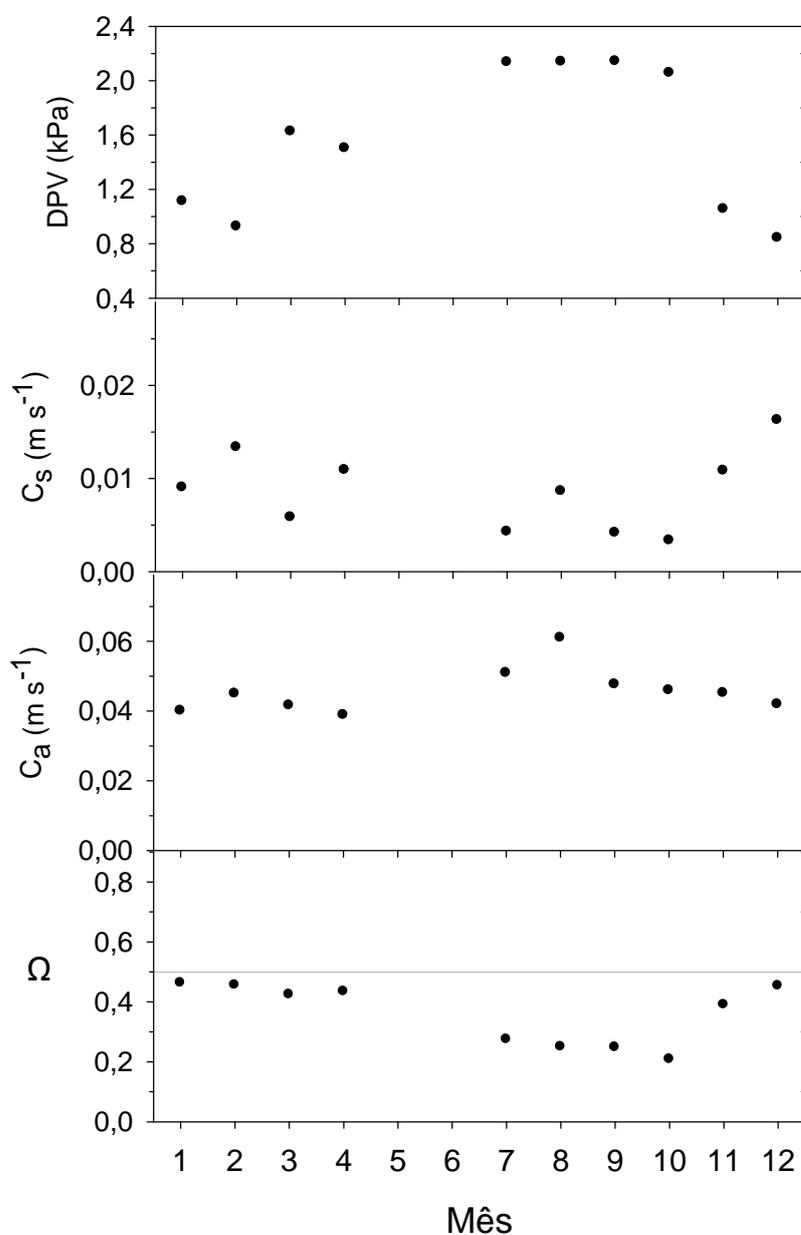
O DPV teve variação sazonal com valor médio de 1,1kPa na estação chuvosa e 1,9 na estação seca. Os menores valores de DPV ocorreram na estação chuvosa com valor mínimo médio verificado em dezembro (0,9 kPa), enquanto que, na estação seca ocorreram os maiores valores, principalmente em setembro com média 2,1kPa. PINTO JUNIOR (2009) na mesma área experimental em 2008 verificou valores inferiores mas com comportamento sazonal similar superior na estação seca ( $1,35\pm 0,56$  kPa) em relação a estação chuvosa ( $0,44\pm 0,29$  kPa). O maior período com ausência de precipitações em 2007 em relação a 2008, provavelmente foi o principal fator responsável pelo DPV superior neste estudo.

VOURLITIS et al. (2005) na mesma área de floresta semidecídua verificaram a mesma tendência na variabilidade sazonal do DPV com valores maiores que 2,4 kPa durante a estação seca e menores que 1,6 kPa na chuvosa, sendo que os valores médios diários foram aproximadamente de 1,1 e 1,7 kPa durante a estação chuvosa e seca, respectivamente.

A condutância aerodinâmica ( $C_a$ ) foi superior a condutância de superfície ( $C_s$ ) nas estações seca e chuvosa. Os valores de  $C_a$  foram maiores na estação seca em relação à chuvosa, com médias estacionais de 0,05 e 0,04  $m\ s^{-1}$ , respectivamente.

Segundo LEAL et al. (2006) os mecanismos fisiológicos que regulam a transpiração podem ser reconhecidos quando as taxas transpiracionais não acompanham a capacidade evaporativa do ar, sendo que as causas iniciais para a uma redução temporária no grau de abertura estomática vão desde a redução da intensidade luminosa, o ar seco associado ao vento, elevado DPV, as temperaturas extremas ou os gases tóxicos.

Na Figura – 18 são apresentadas as médias mensais do déficit de pressão de vapor de água (DPV), da condutância de superfície ( $C_s$ ) e aerodinâmica ( $C_a$ ), fator de desacoplamento ( $\Omega$ ). Em maio e junho ocorreram falhas instrumentais nas medições de temperatura que impossibilitaram as estimativas de  $C_s$ ,  $C_a$  e  $\Omega$ .



**Figura 18** – Médias mensais do déficit de pressão de vapor de água na atmosfera (DPV), condutância de superfície ( $C_s$ ), condutância aerodinâmica ( $C_a$ ) e fator de desacoplamento ( $\Omega$ ). A linha sólida cinza (0,5) representa a equivalência entre o controle da evapotranspiração por fatores bióticos e abióticos.

A  $C_s$  representa a evaporação do solo e a transpiração vegetal, contudo, estudos assumem que a condutância estomática ( $C_e$ ) e a condutância aerodinâmica ( $C_a$ ) são quase idênticas quando o IAF é maior que  $3 m^2 m^{-2}$ , devido à contribuição

insignificante de evaporação da superfície do solo para o fluxo total (KUMAGAI et al., 2004; KELLIHER et al., 1995).

Estudos relacionados ao IAF foram realizados no mesmo sítio experimental em diferentes anos. O mais recente realizado por PINTO JUNIOR et al. (2009) entre outubro de 2007 a outubro de 2008 que verificaram que o IAF estacional médio na estação chuvosa foi  $4,25 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$  e na seca foi  $3,32 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ . Já SANCHES et al. (2005) verificaram valores médios inferiores na estação chuvosa ( $3,8 \pm 0,9 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ ) e seca ( $2,8 \pm 0,6 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ ). VOURLITIS et al. (2005) obteve valores de IAF superior na estação úmida ( $5,0 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ ) e inferior na seca ( $2,5 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ ).

A  $C_s$  foi superior na estação chuvosa com média  $0,01 \text{ m s}^{-1}$  em relação à seca que foi  $0,006$ .

LARCHER (2006) discutiu que a evaporação de água pela superfície foliar ou cutícula é muito pequena, com valores de referência de  $6$  a  $10 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  para folhas decíduas de espécies lenhosas,  $10$ - $20 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  para plantas herbáceas cultivadas, de  $3$  a  $5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  para folhas sempre verdes e de  $0,5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  para espécies suculentas de deserto.

ANTHONI et al. (2002) comparou fluxos de  $\text{CO}_2$ , vapor de água e energia entre uma floresta de pinus jovem na Califórnia e uma antiga no Oregon, verificaram que na primavera, a combinação de maior IAF, mas a menor condutância na floresta jovem e o menor IAF e maior condutância na floresta antiga resultou em taxas transpiratórias similares entre as duas florestas.

Em geral, a floresta semidecídua apresentou valores de  $\Omega$  que indicaram acoplamento entre biosfera e atmosfera em ambas as estações, porém, este acoplamento foi menor durante a estação chuvosa, com valores médios de  $0,4$  (chuvosa) e  $0,2$  (seca).

VOURLITIS et al. (2005) e PINTO JUNIOR et al. (2009) encontraram valores similares aos verificados nesse estudo durante a estação chuvosa ( $\Omega=0,4$ ) indicando que nessa estação existe uma dependência maior do processo de evapotranspiração ligado ao saldo de radiação. Na estação seca e nos períodos de transição entre as estações, os autores obtiveram valores do fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) entre  $0,2$  e  $0,3$  indicando que nestes períodos, especialmente na seca, a

transpiração é regulada não só pelas condições atmosféricas, mas principalmente pelas variáveis fisiológicas.

PINTO JUNIOR (2009) estudou o acoplamento solo-planta-atmosfera em ecossistema de transição Amazônia Cerrado e verificou que quanto mais seco, maior a defasagem temporal do fluxo de seiva para as cinco espécies arbóreas estudadas, com os menores valores de fluxo medidos na estação chuvosa e máximos no período de transição entre a estação seca e chuvosa, sendo  $0,18L\text{ dia}^{-1}$  e  $227L\text{ dia}^{-1}$ , respectivamente.

Na estação seca os menores valores de  $\Omega$  sugeriram que o ecossistema esteve mais fortemente acoplado a atmosfera em relação à estação chuvosa, com exceção ao mês de abril que apresentou valores de condutância de superfície ( $C_s$ ), condutância aerodinâmica ( $C_a$ ) e fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) similares aos verificados na estação chuvosa. Estudos de MEINZER et al. (1997) demonstraram que quando a magnitude da condutância de superfície é similar ou menor do que a condutância estomática, a transpiração das folhas promove a umidificação do ar em torno das folhas, desacoplando a pressão de vapor na superfície da folha da pressão do ar local.

Embora a condutância de superfície tenha sido predominantemente controlada por fatores intrínsecos a vegetação ao longo do ano, houve diferenças importantes no comportamento dos mecanismos de controle da evapotranspiração. Os coeficientes de correlação entre as condutâncias e as variáveis micrometeorológicas (Tabela – 5), durante a estação seca e chuvosa corroboraram com os resultados obtidos com análise dos valores estacionais do fator de desacoplamento ( $\Omega$ ).

**Tabela 5** – Matriz de correlação entre fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H), velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ), temperatura do ar (T), déficit de pressão de vapor (DPV), umidade relativa do ar (UR), radiação fotossinteticamente ativa (PAR), conteúdo de água no solo (CAS), condutância de superfície ( $C_s$ ), condutância aerodinâmica ( $C_a$ ), fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) e estabilidade atmosférica ( $\zeta$ ) na estação chuvosa e seca. Os coeficientes de correlação em negrito são estatisticamente significativos.

Estação chuvosa												
	LE	H	$u^*$	T	DPV	UR	PAR	CAS	$C_s$	$C_a$	$\Omega$	$\zeta$
LE	1,00											
H	<b>0,52</b>	1,00										
$u^*$	0,06	0,37	1,00									
T	0,32	<b>0,65</b>	<b>0,81</b>	1,00								
DPV	0,12	0,37	<b>0,96</b>	<b>0,88</b>	1,00							
UR	-0,13	-0,26	<b>-0,92</b>	<b>-0,83</b>	<b>-0,99</b>	1,00						
PAR	0,44	<b>0,78</b>	<b>0,77</b>	<b>0,83</b>	<b>0,77</b>	<b>-0,70</b>	1,00					
CAS	0,27	-0,01	<b>-0,54</b>	<b>-0,58</b>	<b>-0,67</b>	<b>0,71</b>	-0,21	1,00				
$C_s$	<b>0,61</b>	0,03	<b>-0,60</b>	-0,48	<b>-0,62</b>	<b>0,62</b>	-0,22	<b>0,84</b>	1,00			
$C_a$	0,01	0,30	<b>0,99</b>	<b>0,78</b>	<b>0,95</b>	<b>-0,93</b>	<b>0,72</b>	<b>-0,56</b>	<b>-0,63</b>	1,00		
$\Omega$	<b>0,51</b>	0,04	<b>-0,76</b>	<b>-0,52</b>	<b>-0,75</b>	<b>0,75</b>	-0,31	<b>0,81</b>	<b>0,95</b>	<b>-0,79</b>	1,00	
$\zeta$	-0,29	-0,37	<b>0,64</b>	0,22	<b>0,61</b>	<b>-0,66</b>	0,13	<b>-0,57</b>	<b>-0,57</b>	<b>0,69</b>	<b>-0,76</b>	1,00
Estação seca												
Seca	LE	H	$u^*$	T	DPV	UR	PAR	CAS	$C_s$	$C_a$	$\Omega$	$\zeta$
LE	1,00											
H	<b>0,69</b>	1,00										
$u^*$	0,44	0,35	1,00									
T	0,40	0,25	0,16	1,00								
DPV	<b>0,56</b>	0,34	0,30	<b>0,75</b>	1,00							
UR	<b>-0,55</b>	-0,38	-0,36	-0,42	<b>-0,88</b>	1,00						
PAR	<b>0,70</b>	<b>0,72</b>	0,36	<b>0,50</b>	<b>0,54</b>	-0,47	1,00					
CAS	0,12	0,16	-0,02	0,24	0,14	-0,03	0,23	1,00				
$C_s$	-0,03	-0,12	-0,05	-0,21	-0,22	0,24	-0,16	-0,04	1,00			
$C_a$	0,39	0,28	<b>0,99</b>	0,14	0,28	-0,34	0,31	-0,03	-0,04	1,00		
$\Omega$	0,12	-0,08	-0,41	-0,27	-0,44	<b>0,51</b>	-0,15	-0,02	0,44	-0,42	1,00	
$\zeta$	-0,16	-0,43	<b>0,51</b>	-0,08	0,01	-0,04	-0,26	-0,13	0,09	<b>0,56</b>	-0,32	1,00

As correlações significativas entre as variáveis micrometeorológicas fluxo de calor latente (LE) e sensível (H), velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ), temperatura e umidade relativa do ar (UR) e as dependentes déficit de pressão de vapor (DPV), condutância de superfície ( $C_s$ ), condutância aerodinâmica ( $C_a$ ) e fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) foram esperadas, e possibilitou verificar a contribuição de cada uma na variabilidade das estimativas.

Dentre as variáveis independentes o conteúdo de água no solo (CAS) constituiu o fator abiótico com maior correlação com a condutância de superfície ( $C_s$ ) ( $r=0,84$ ).

A correlação negativa entre a velocidade de fricção do ar ( $u^*$ ) e condutância de superfície ( $C_s$ ) ( $r=-0,60$ ) demonstrou a contribuição significativa de  $u^*$  na diminuição da resistência a difusão do vapor de água para a atmosfera.

A condutância aerodinâmica ( $C_a$ ) durante a estação chuvosa teve a variabilidade explicada pelas variáveis déficit de pressão de vapor de água (DPV), umidade relativa do ar (UR), temperatura e radiação fotossinteticamente ativa (PAR) e pelo conteúdo de água no solo (CAS). A correlação negativa entre  $C_a$  e o conteúdo de água no solo (CAS) demonstrou que o aumento da  $C_a$  esteve associada à diminuição do conteúdo de água no solo.

Na estação seca não foi verificada a mesma tendência. A análise dos valores de  $\Omega$  havia sugerido que nessa estação a evapotranspiração foi controlada principalmente por fatores bióticos. O teste de correlação linear confirmou esta tendência, em que os valores de  $C_s$  não apresentaram correlações significativas tanto com as variáveis dependentes quanto com as independentes. A exceção foi  $C_a$  que apresentou comportamento correlacionado ao parâmetro de estabilidade atmosférica ( $\zeta$ ), além da variável de entrada  $u^*$  ( $r=0,99$ ).

WILSON et al. (2001) compararam diferentes técnicas para a estimativa da evapotranspiração e a análise dos dados de evapotranspiração, obtidos por meio do método de covariância turbulentos, demonstraram maior correlação com a umidade do solo em floresta mista decídua.

Resultados diferentes foram obtidos por MACKAY et al. (2003) em floresta temperada, que verificaram que o DPV foi o fator preponderante no controle da evapotranspiração. HARRIS et al. (2004) avaliaram que a dependência da  $C_s$  em

relação ao DPV e ao conteúdo de água no solo foi significativo em floresta úmida na Amazônia.

FRAGA (2009) em área de cambarazal no Pantanal norte matogrossense, verificou que durante a estação chuvosa o ecossistema esteve desacoplado a atmosfera demonstrando que a evapotranspiração foi controlada principalmente pelo saldo de radiação ( $R_n$ ). No período seco, no entanto, o  $\Omega$  médio foi 0,5 no cambarazal dificultou a compreensão do mecanismo predominante no controle da evapotranspiração. Essa tendência não foi observada no presente estudo e, em geral, não ocorre em florestas tropicais úmidas conforme literatura.

## 6 CONCLUSÕES

A dinâmica de CO<sub>2</sub> no ecossistema foi constituída pelo estoque de CO<sub>2</sub> no dossel, fluxo de CO<sub>2</sub> e intercâmbio líquido de CO<sub>2</sub> no ecossistema.

O estoque de CO<sub>2</sub> no dossel, fluxo de CO<sub>2</sub> e intercâmbio líquido de CO<sub>2</sub> no ecossistema foram superiores na estação chuvosa, quando houve atmosfera predominantemente instável e, aumento da liberação de CO<sub>2</sub> pelas fontes (decomposição da serrapilheira, efluxo, respiração autotrófica) e o aumento do índice de área foliar. A tendência nesse comportamento foi verificado em estudos realizados em ecossistemas da região Amazônica.

Durante a estação seca ocorreram as menores velocidades de fricção do ar ( $u^*$ ) e menor condição de instabilidade atmosférica, ocasionando condições propícias a maior subestimativa da respiração noturna nessa estação.

Os valores do fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) indicaram que a floresta esteve acoplada à atmosfera durante a estação seca e chuvosa. Entretanto o fator de desacoplamento foi superior na estação chuvosa demonstrando que além do controle fisiológico da evapotranspiração houve a crescente influência de fatores abióticos no processo, que foram o maior conteúdo de água no solo e saldo de radiação.

## 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANTHONI, P. M.; UNSWORTH, M. H.; LAW, B. E.; IRVINE, J.; BALDOCCHI, D.; TUYL, S. V.; MOORE, D.; Seasonal differences in carbon and water vapor exchange in Young and old-growth ponderosa pine ecosystems. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 11, p. 203-2002, 2002.

AGUIAR, R.G. **Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia**. 2005. 59f. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente) – Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2005.

de ARAÚJO, A. C.; KRUIJT, B.; NOBRE, A. D.; DOLMAN, A. J.; WATERLOO, M. J.; MOORS, E. J.; SOUZA, J. S. Nocturnal accumulation of CO<sub>2</sub> underneath a tropical forest canopy along a topographical gradient. **Ecological Applications**, v. 18, p. 1406–1419, 2008.

de ARAÚJO, A. C.; DOLMAN, A. J.; WATERLOO, M. J.; GASH, J. H. C.; KRUIJT, B.; ZANCHI, F. B.; de LANGE, J. M. E.; STOEVELAAR, R.; MANZI, A. O.; NOBRE, A. D.; LOOTENS, R. N.; BACKER, J. The spatial variability of CO<sub>2</sub> storage and the interpretation of eddy covariance fluxes in central Amazonia. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 150, p. 226-237, 2010.

AUBINET, A.; CHERMANNE, B.; VANDENHAUTE, M.; LONGDOZ, B.; YERNAUX, M.; LAITAT, E.; Long term carbon dioxide exchange above a mixed forest in the Belgian Ardennes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 108, p. 293-315, 2001.

BARR, A.G.; MORGENSTERN, K.; BLACK, T. A.; MCCAUGHEY, J.H.; NESIC, Z. Surface Energy balance closure by the eddy-covariance method above three boreal forest stands and implications for the measurement of the CO<sub>2</sub> flux. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 140, p.322-337, 2006.

BALDOCCHI, D.; MEYERS, T. On using eco-physiological, micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and trace gas fluxes over vegetation: a perspective. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 90, p. 1-25, 1998.

BALDOCCHI, D.; FALGE, E.; GU, L.; OLSON, R.; HOLLINGER, D.; RUNNING, S. ANTHONI, P.; BERNHOFER, C.; DAVIS, K.; EVANS, R.; FUENTES, J.; GOLDSTEIN, A.; KATUL, G.; LAW, B.; LEE, X.; MALHI, Y.; MEYERS, T.; MUNGER, W.; OECHEL, W.; PAW, K. T.; PILEGAARD, K.; SCHMID, H. P.; VALENTINI, R.; VERMA, S.; VESALA, T.; WILSON, K.; WOFSY, S. FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, p.2415-2434, 2001.

BALDOCCHI, D. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. **Global Change Biology**, v. 9, p. 479-492, 2003.

BEYRICH, F. Mixing height estimation from sodar data: a critical discussion. **Atmospheric Environment**, v. 233, p. 3941-3953, 1997.

BERNARDES, M. **Uma análise da variabilidade do fluxo de momentum na camada superficial atmosférica em condições instáveis**. 2008. Tese (Mestrado em Métodos Numéricos em Engenharia) - Setor de Tecnologia e Ciências Exatas, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2008.

BYRNE, K. A.; KIELY, G.; LEAHY, P.; CO<sub>2</sub> fluxes in adjacent new and permanent temperate grasslands. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 135, p. 82-92, 2005.

CAMPBELL, G. S.; NORMAN, J. M. **An introduction a environmental biophysics**. 2 ed. New York: Springer. 1998. 286 p.

CAMPOS, J. G.; ACEVEDO, O. C. **Escala temporal da turbulência para escoamento noturno acima da copa de uma floresta tropical úmida na Amazônia**. 2008. 61 f. Dissertação (Mestrado em Física) – Centro de Ciências Rurais, Universidade de Santa Maria, Santa Maria, 2008.

CARRARA, A.; KOWALSKI, A. S.; NEIRYNCK, J.; JANSSENS, I. A.; YUSTE, J. C.; CEULEMANS, R. Net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange of mixed Forest in Belgium over 5 years. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 119, p. 209-227, 2003.

CHAMBERS, J. Q.; TRIBUZY, E. S.; TOLEDO, L. C.; CRISPIM, B. F.; HIGUCHI, N.; DOS SANTOS, J.; DE ARAÚJO, A. C.; KRUIJT, B.; NOBRE, A. D.; TRUMBORE, S. Respiration from a tropical forest ecosystem: partitioning of sources and low carbon use efficiency. **Ecological Applications**, v. 14, p.S72–S88, 2004.

CHEN, Q.; BALDOCCHI, D.; GONG, P.; DAWSON, T. Modeling radiation and photosynthesis of a heterogeneous savanna woodland landscape with a hierarchy of model complexity. . **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 1005-1020, 2008.

COOK, B. D.; DAVIS, K. J.; WANG, W.; DESAI, A.; BERGER, B. W.; TECLAW, R. M.; MARTIN, J. G.; BOLSTAD, P. V.; BAKWIN, P. S.; YI, C.; HEILMAN, W. Carbon Exchange and venting anomalies in an upland deciduous Forest in northern Wisconsin, USA. . **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 126, p. 271-295, 2004.

DIAS JUNIOR, C. Q. **Estudo comparativo da estrutura da turbulência Atmosférica na camada limite superficial acima da floresta primária e região desmatada da Amazônia: análise de ondoletas aplicada à detecção de estruturas coerentes**. 2008. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2008.

DOLMAN, A. J.; MOORS, E. J.; ELBERS J. A. The carbon uptake of a mid latitude pine Forest growing on sandy soil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 111, p.157-170, 2002.

FEARNSIDE, P. M.; BARBOSA, R. I. Avoided deforestation in amazonian as a global warming mitigation measure: the case of Mato Grosso. **World Resource Review**, v.15, p. 352-361, 2003.

FEIGENWINTER, C.; BERNHOFER, C.; EICHELMANN, U.; HEINESCH, B. HERTEL, M.; JANOUS, D.; MODEROW, U.; MEELIS, M.; MONTAGNANI, L.; QUECK, R.; REBMAN, C.; VESTIN, P.; YERNAUX, M.; ZERI, M.; ZIEGLER, W.; AUBINET, M. Comparison of horizontal and vertical advective CO<sub>2</sub> fluxes at three forest sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 12-24, 2008.

FEIGENWINTER, C.; MONTAGNANI, L.; AUBINET, M. Plot-scafluxo de calor latente vertical horizontal transport of CO<sub>2</sub> modified by a persistent slope Wind system in and above na alpine forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, doi:10.1016/j.agrformet.2009.05.009.

FELFILI, J. M.; NOGUEIRA, P. E.; SILVA JÚNIOR, M. C.; MARINON, B. S.; DELITI, W. B. C. Composição florística e fitossociologia do cerrado restrito do município de Água Boa, MT. **Acta Botânica Brasílica**, v. 16, p. 103-112, 2002.

FERREIRA, S.J.F.; LUIZÃO, F.J.; DALLAROSA, R.L.G. Precipitação interna e interceptação da chuva em floresta de terra firme submetida à extração seletiva de madeira na Amazônia central. **Acta Amazonica**, v.35, p. 55-62, 2005.

FITZRRALD, D. R.; MOORE, K. E.; CABRAL, O. M.R.; SCOLAR, J.; MANZI, A. O.; SÁ, L.D. A. Daytime turbulent exchange between the Amazon Forest and the atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, p. 825-838, 1990.

FRAGA, C. I. M. Evapotranspiração e Fator de Desacoplamento em Área de Cambarazal no Pantanal. 2009. 56 f., **Dissertação** (Física Ambiental) - Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá - MT. 2009.

GALLON, M. M. P.; SANCHES, L.; de PAULO, S. R. Fluxo e perfil de dióxido de carbono no dossel uma floresta tropical de transição amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 291-300, 2006.

GORSEL, E.; DELPIERRE, N.; LEUNING, R.; BLACK, A.; MUNGER, W.; WOFSEY, S.; AUBINET, M.; FEIGENWINTER, C.; BERINGER, J.; BONAL, D.; CHEN, B.; CHEN, J.; CLEMENT, R.; DAVIS, K. J.; DESAI, A. R.; DRAGONI, D.; ETZOLD, S.; GRUNWALD, T.; GU, L.; HEINESCH, B.; HUTYRA, L. R.; JANS, W. W. P.; KUTSCH, W.; LAW, B. E.; LECLERC, M. Y.; MAMMARELLA, I.; MONTAGNANI, L.; NOORMETS, A.; REBMAN, C.; WHARTON, S. Estimating nocturnal ecosystem respiration from the vertical turbulent flux and change in storage of CO<sub>2</sub>. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, p. 1919-1930, 2009.

GRACE, J.; MCINTYRE, J.; MIRANDA, A.; MEIR, P.; MIRANDA, H.; MONCRIEFF, J.; WRIGTH, I.; GASH, J. Fluxes of carbon dioxide and vapor over undisturbed tropical forest in south-west Amazonia. **Global Change Biology**, v. 1, p. 1-12, 1995.

GRACE, J.; LLOYD, J.; MCINTYRE, J.; MIRANDA, A. C.; MEIR, P.; MIRANDA, H. S. Carbon dioxide flux over Amazonian rain forest. In: **Amazonian deforestation and climate**. GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS, J.M. p. 307-318. J. M. Wiley and Sons, New York, 1996.

GU, L.; FALGE, E. M.; BODEN, T.; BALDOCCHI, D. D.; BLACK, T. A.; SALESKA, S. R.; SUNI, T.; VERMA, S. B.; VESALA, T.; WOFSEY, S. C.; XU, L. Objective threshold determination for nighttime eddy flux filtering. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 128, p. 170-197, 2005.

GUAN, D.; WU, J.; ZHAO, X.; HAN, S.; YU, G.; SUN, X.; JIN, C. CO<sub>2</sub> fluxes over an old, temperate mixed Forest in northeastern China. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 137, p. 138-139, 2006.

HARRIS, P. P.; HUNTINGFORD, C.; COX, P. M.; GASH, J. H. C.; MALHI, Y. Effect of soil moisture on canopy conductance of Amazonian rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 122, p. 215-227, 2004.

HERRMANN, V. I.; FREITAS, S. **Balço de CO<sub>2</sub> na atmosfera da bacia Amazônica: o papel dos sistemas convectivos**. 2004. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

HIRATA, R.; SAIGUSA, N.; YAMAMOTO, S.; OHTANI, Y.; IDE, R.; ASANUMA, J.; GAMO, M.; HIRANO, T.; KONDO, H.; KOSUGI, Y.; LI, S.; NAKAI, Y.; TAKAGI, K.; WANG, M. T. H. Spatial distribution of carbon balance in forest ecosystems across East Asia. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 761-775, 2008.

HOLLINGER, D. Y.; KELLIHER, F. M.; BYERS, J. N. Carbon dioxide exchange between an undisturbed old-growth temperate forest and the atmosphere. **Ecology**, v. 75, p. 134-150, 1994.

JARVIS, P. G.; MCNAUGHTON, K.G., 1986. Stomatal control of transpiration: scaling up from leaf to region. **Advances in Ecological Research**, v. 15, p. 1-49, 1986.

KELLIHER, F.M.; LUENING, R.; RAUPACH, M.R.; SCHULZE, E. D. Maximum conductances for evaporation from global vegetation types. **Agric. Forest Meteorology**, v. 73, p. 1-16, 1995.

KUMAGAI, T.; SAITOH, T. M.; SATO, Y.; MOROOKA, T.; MANFROI, O. J.; KURAJI, K.; SUZUKI, M. Transpiration, canopy conductance and the decoupling coefficient of a lowland mixed dipterocarp forest in Sawak, Borneo: dry spell effects. **Journal Hydrology**, v. 287, p. 237-251, 2004.

LARCHER, W. **Ecofisiologia Vegetal**. São Carlos: Ed. Rima, 550 p. 2000.

LAW, B.E., GOLDSTEIN, A.H., ANTHONI, P.M., PANEK, J.A., UNSWORTH, M.H., BAUER, M.R., FRACHEBOUD, J.-M., HULTMAN, N.; Carbon dioxide and water vapor exchange by young and old ponderosa pine ecosystems during a dry summer. **Tree Physiology**. v.21 (5), p. 299–308, 2001.

LEAL, L. S. M.; CARNEIRO, R. L. C.; LEAL, B. G.; RIBEIRO, A. Variação diurna da concentração de CO<sub>2</sub> no dossel vegetativo da floresta Amazônica em Caxiuanã – PA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, p. 122-128, 2006.

MACKAY, D. S.; AHL, D. E.; EWERS, B. E.; SAMANTA, S.; GOWER, S. T.; BURROWS, S. N. Physiological tradeoffs in the parameterization of a model of canopy transpiration. **Advances in Water Resources**, v. 26, p 179-194, 2003.

McNAUGHTON, K.G.; JARVIS, P.G. Predicting the effects of vegetation changes on transpiration and evaporation. In: **Water Deficits and Plant Growth** (KOZLOWSKI, T.T.). New York: Academic Press, 1983, vol. 5, p. 1–48.

MALHI, Y.; NOBRE, A. D.; GRACE, J.; KRUIJT, B.; PEREIRA, M. G. P.; CULF, A.; SCOTT, S. Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 31.593-31.612, 1998.

MASSMAN, W. J.; LEE, X. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, p. 121-144, 2002.

MÉIO, B. B.; FREITAS, C. V.; JATOBÁ, L.; SILVA, M. E. F.; RIBEIRO, J. F.; HENRIQUES, R. P. B.; Influência da flora das florestas Amazônica e Atlântica na vegetação do cerrado *sensu stricto*. **Revista Brasileira de Botânica**, v.26, p.437-444, 2003.

MILER, S. D.; GOLDEN, M.L.; MENTON, M. C.; ROCHA, H. R.; FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. M. S.; SOUSA, C. A. D. Biometric and micrometeorological measurements of tropical Forest carbon balance. **Ecological Application**, v. 14, p. 114- 126, 2004.

MIGLIAVACCA, M.; MERONI, M.; MANCA, G.; MATTEUCCI, G.; MONTAGNANI, L.; GRASSI, G.; ZENONE, T.; TEOBALDELLI, M.; GODED, I.; COLOMBO, R.; SEUFERT, G. Seasonal and interannual patterns of carbon and water fluxes of a poplar plantation under peculiar eco-climatic conditions. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, p. 1460-1476, 2009.

MOTTA, P. E. F.; CARVALHO-FILHO, A.; KER, J. C.; PEREIRA, N. R.; CARVALHO, JR. W. E.; BLANCANEUX, P. Relações solo-superfície geomórfica evolução da paisagem em área do Planalto Central Brasileiro. **Pesquisa Agropecuária brasileira**, v. 37, p. 869-878, 2002.

NAGY, M. T.; JANSSESNS, I. A.; YUSTE, J. C.; CARRARA, A.; CEULEMANS, R. Footprint-adjusted net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange and carbon balance components of a temperate Forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.139, p. 344-360, 2006.

NUNES, A. B. **Crescimento da camada limite convectiva: estudo analítico e numérico**. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Pós-graduação em Meteorologia, INPE, São José dos Campos, 2008.

OLIVEIRA, P. J. **Estudo do vento e da turbulência na camada limite atmosférica em áreas de floresta e pastagem na Amazônia**. 2001. Dissertação (Mestrado em

Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001.

OLIVEIRA, L. L.; COSTA, R. F.; SOUSA, F. A. S.; COSTA, A. C. L.; BRAGA, A. P. Precipitação efetiva em Caxiuanã, na Amazônia oriental. **Acta Amazônica**, v. 38, p. 723- 732, 2008.

PINTO JÚNIOR, O. B. **Efluxo de CO<sub>2</sub> do solo em floresta semidecídua e em área de pastagem**. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente) – Programa de Pós-graduação em Física e Meio Ambiente, UFMT, Cuiabá, 2007.

PINTO JÚNIOR, O. B.; LOBO, F. A.; SANCHES, L.; VOURLITIS, G. L.; NOGUEIRA, J. S. Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta semidecídua. **Ciência e Natura**, v. 31, p. 95-106, 2009.

POWELL, T. L.; BRACHO, R.; LI, J.; DORE, S. HINKFLUXO DE CALOR LATENTE, C. R.; DRAKE, B. G.; Environmental controls over net ecosystem carbon Exchange of scrub oak in central Florida. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 141, p. 19-34, 2006.

PRIANTE FILHO, N.; VOURLITIS, G. L.; HAYASHI, M. M. S.; NOGUEIRA, J. S. de, CAMPELO JR, J. H.; NUNES, P. C.; SANCHES, L.; COUTO, E. G.; HOEGER, W.; RAITER, F.; TRIENWEILER, J. L.; MIRANDA, E.J.; PRIANTE, P. C.; PEREIRA, L. C.; BIUDES, M. S.; FRITZEN, C. L.; LACERDA, M.; SULI, G. S.; SHIRAIWA, S.; SILVEIRA, M. Comparison of the mass and energy exchange of a pasture and a mature transitional tropical forest of the southern Amazon Basin during a seasonal transition. **Global Change Biology**, v. 10, p. 863-876, 2004.

ROCHA, H. R.; MANZI, A. O.; CABRAL, O. M.; SALESKA, S.; MILLER, S. D., GOULDEN, M. L.; WOFYSY, S. C. COUPE, N. R.; BORMA, L. S.; NOBRE, A. D.; VOURLITIS, G. L.; NOGUEIRA, J. S.; CARDOSO, F. L.; KRUIJT, B.; FREITAS, H.; RANDOW, C.; AGUIAR, R. G.; MAIA, J. F. Overview of surface

water and heat fluxes across savanna-ecotone-forest ecosystems in Brazil. **Journal of Geophysical Research Biogeosciences**, 2009.

SANCHES, L.; VALENTINI, C. M. A.; PINTO JUNIOR, O. B.; NOGUEIRA, J. S.; VOURLITIS, G. L.; BIUDES, M. S.; SILVA, C. J.; BAMBI, P.; LOBO, F. A. Seasonal and interannual litter dynamics of a tropical semideciduous Forest of the southern Amazon Basin, Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, p. 1-9, 2008.

SANCHES, L., G. S. SULI, N. PRIANTE-FILHO, G. L. VOURLITIS, AND J. S. DE NOGUEIRA. Índice de área foliar em floresta semidecídua. **Revista Ciência Natura**, v. 1, p. 37-40, 2006.

SANTOS, M. N. S.; COSTA, M. H. Simulações de fluxo de carbono em um ecossistema floresta tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.18, p. 87-96, 2003.

SILVA JÚNIOR, R. S. S.; MOURA, M. A. L.; MEIXNER, F. X.; KORMANN, R.; LYRA, R. F. F.; NASCIMENTO FILHO, M. F. Estudo da concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico em área de pastagem na região Amazônica. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 22, p. 259 -270.

SHUTTEWORTH, J. W.; GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R.; MOORE, C. J.; ROBERTS, J.; MARQUES FILHO, A. O.; FISCH, G. F.; SILVA FILHO, V. P. M.; RIBEIRO, N. G. L.; MOLION, C. B.; SÁ, L. D. A.; NOBRE, C. A. O.; CABRAL, M. R.; PATEL, S. R.; MORAES, J. C. Daily variations of temperature and humidity within and above Amazonian Forest, **Weather**, v. 40, p. 102-108, 1985.

SOUZA, P. J. O. P.; ROCHA, E. J. P.; COSTA, R. F.; COSTA, J. M. N. Variação sazonal do fluxo de CO<sub>2</sub> atmosférico em um ecossistema de manguezal da Amazônia. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 14, p. 217-224, 2006.

SOUZA-FILHO, J. D. C.; RIBEIRO, A.; COSTA, M. H.; COHEN, J. C. P. Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. **Acta Amazônica**, vol. 35, p. 223-229, 2005.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 4 ed. Porto Alegre: Ed. UFRGS. 2004. 158 p.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. 1 ed. Viçosa: UFV, 2004. 449 p.

VILANI, M. T.; SANCHES, L.; NOGUEIRA, J. S.; PRIANTE-FILHO, N. Sazonalidade da radiação, temperatura e umidade em uma floresta semidecídua. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 119-131, 2006.

VOURLITIS, G. L.; NOGUEIRA, J. S.; PRIANTE-FILHO, N.; HOEGER, W.; RAITER, F.; BIUDES, M. S.; ARRUDA, J. C.; CAPISTRANO, V. B.; FARIA, J. L. B.; LOBO, F. A. The sensitivity of diel CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O vapor exchange of a tropical transitional forest to seasonal variation in meteorology and water availability, **Earth Interact**, v. 9, p. 1-13, 2005.

VOURLITIS, G. L.; PRIANTE FILHO, N.; HAYASHI, M. M. S.; NOGUEIRA, J. de S.; RAITER, F.; HOEGER, W.; CAMPELO JR, J. H. Effects of meteorological variations of the CO<sub>2</sub> exchange of a Brazilian transitional tropical Forest. **Ecological Applications**, v. 14, p. 89-100, 2004.

VOURLITIS, G. L.; NOGUEIRA, J. S.; LOBO, F. A.; SENDALL, K. M.; PAULO S. R.; DIAS, C. A. A.; PINTO-JUNIOR, O. B.; ANDRADE, N. L. R. Energy balance and canopy conductance of a tropical semi-deciduous Forest of the southern Amazon Basin. **Water Resources Research**, v. 44, 2008.

VOURLITIS, G. L.; PRIANTE FILHO, N.; HAYASHI, M. M. S.; NOGUEIRA, J. S.; CASEIRO, F. T.; CAMPELO JR, J. H. Seasonal variations in the

evapotranspiration of a transitional tropical forest of Mato Grosso, Brazil. **Water Resources Research**, v. 38, p. 1094, 2002.