



**MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DA AMAZÔNIA - UFRA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO - PPG  
MESTRADO EM CIÊNCIAS FLORESTAIS**

**FABRÍCIO MARTINS SILVA**

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE UMA FLORESTA DE TERRA FIRME NO LESTE DA  
AMAZÔNIA**

**BELÉM  
2020**

**FABRÍCIO MARTINS SILVA**

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE UMA FLORESTA DE TERRA FIRME NO LESTE DA  
AMAZÔNIA**

Dissertação apresentada à Universidade Federal Rural da Amazônia, como parte das exigências do Curso de Mestrado em Ciências Florestais: área de concentração em Ciências Florestais, para obtenção do título de mestre.

Orientador: Dr. Alessandro Carioca de Araújo

**BELÉM  
2020**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)  
Bibliotecas da Universidade Federal Rural da Amazônia

Gerada automaticamente mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

S586e Silva, Fabrício Martins

Evapotranspiração de uma floresta de terra firme no leste da Amazônia / Fabrício Martins Silva. -  
2020.  
80 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado) - Programa de PÓS-GRADUAÇÃO em Ciências Florestais (PPGCF),  
Campus Universitário de Belém, Universidade Federal Rural Da Amazônia, Belém, 2020.  
Orientador: Prof. Dr. Alessandro Carioca de Araújo

1. Evapotranspiração. 2. Flona de Caxiuanã. 3. Mecanismos de controle. I. de Araújo, Alessandro  
Carioca, orient. II. Título

CDD 333.750913

---

**FABRÍCIO MARTINS SILVA**

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE UMA FLORESTA DE TERRA FIRME NO LESTE DA  
AMAZÔNIA**

Dissertação apresentada à Universidade Federal Rural da Amazônia, como parte das exigências do curso de Mestrado em Ciências Florestais para obtenção do título de mestre.  
Área de concentração: Manejo de Ecossistemas Florestais e Bacia Hidrográfica

28/08/2014

DATA DE APROVAÇÃO

**BANCA EXAMINADORA**



---

**Dr. Alessandro Carioca de Araújo - Orientador  
EMBRAPA AMAZÔNIA ORIENTAL**



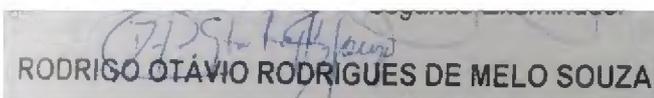
---

**Dr<sup>a</sup>. Lucieta Guerreiro Martorano – 1º Examinador  
EMBRAPA AMAZÔNIA ORIENTAL**



---

**Dr. Alailson Venceslau Santiago – 2º Examinador  
EMBRAPA AMAZÔNIA ORIENTAL**



---

**Dr. Rodrigo Otávio Rodrigues de Melo Souza – 3º Examinador  
INSTITUTO FEDERAL DE EDUCAÇÃO, CIÊNCIA E TECNOLOGIA DO PARÁ**

Dedico este trabalho as pessoas mais importantes na minha vida. Minha mãe (Sônia Martins) que sempre lutou pela minha educação, minha irmã (Deborah Martins), minha avó (Maria Rosa) e meu primo (Lucas Martins) que me apoiaram e estiveram em cada etapa da minha vida.

Em memória de Ana Francisca Lopes (avó) e Frederico Martins (avô) que sempre vão estar presente em nossas vidas.

## **AGRADECIMENTO**

Agradeço primeiramente a Deus por ter me dado a vida, e o poder em buscar o conhecimento, realizando assim meus objetivos pessoais e profissionais. Pois foram fundamentais na minha vida, os quais fizeram de mim a pessoa que sou hoje.

A minha Mãe Sônia Martins, minha irmã Deborah Martins, minha avó Maria Rosa e meu primo Lucas Martins por todo amor, compreensão, lazer, apoio, educação, ensinamentos, a convivência em todos esses anos da minha vida os quais foram essenciais na minha formação como Ser Humano.

Ao meu orientador e grande amigo professor Dr. Alessandro Carioca de Araújo pelos ensinamentos, e por acreditar neste trabalho.

Agradeço ao professor Dr. Adriano Marlison pela amizade, ajuda e oportunidades, contribuindo mais uma vez nesta etapa da minha vida.

Ao Projeto LBA, pelo fornecimento dos dados para a realização deste trabalho.

Aos professores do PPGCF pelos ensinamentos na construção do nosso saber científico.

Aos meus professores e grandes amigos Doutorando Danilo Filho, Dr. Hernani Brazão, Dr. Edson Paulino por toda ajuda, disponibilidade e grandes sugestões neste trabalho.

Aos Doutores, Lucieta Martorano, Alailson Venceslau, Rodrigo Souza pelas contribuições de grande importância neste trabalho.

As secretárias do PPGCF Milena Rodrigues e Cecília Monteiro pelos momentos de descontração e amizade.

A minha grande amiga, que sempre esteve ao meu lado Carmen Torres, agradeço.

E a todos que direta e indiretamente contribuíram ao longo do curso.

A maravilhosa disposição e  
harmonia do universo só pode ter tido  
origem segundo o plano de um Ser que  
tudo sabe e tudo pode. Isto fica sendo a  
minha última e mais elevada  
descoberta.

**Isaac Newton**

“Eu tentei 99 vezes e falhei, mas na  
centésima tentativa eu consegui, nunca  
desista de seus objetivos mesmo que esses  
pareçam impossíveis, a próxima tentativa  
pode ser a vitoriosa”.

**Albert Einstein**

## RESUMO

A influência que a floresta Amazônia exerce sobre o clima é um tema recorrente em muitos estudos e as dificuldades em se avaliar os parâmetros relevantes ainda são complexos. As trocas de energia no sistema vegetação-atmosfera, que se dão por meio dos componentes do balanço de radiação ( $R_n$ ) e dos fluxos de calor sensível ( $H$ ) e latente ( $LE$ ), são essenciais para compreender a dinâmica do ambiente os quais representam os processos físicos locais e globais. Esses fluxos contribuem para a disponibilidade de água e energia na atmosfera, e são fundamentais para o monitoramento do clima, a avaliação e parametrização de modelos climáticos e aplicações agrícolas. Compreender as estruturas do particionamento da energia é importante para entender o funcionamento dos ecossistemas naturais, e de que forma esses padrões se desenvolvem. É nesse contexto, que a evapotranspiração é fundamental na representação dos processos de superfície. Para tanto, o estudo foi desenvolvido na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA, localizada no município de Melgaço - PA, a cerca de 400 Km a Oeste da cidade de Belém - PA. Para analisar a Evapotranspiração, foram avaliadas variáveis meteorológicas e fluxos de energia de superfície em escalas diária e sazonal nos períodos de 2005 a 2008. Os resultados mostraram que o aumento da evapotranspiração no período menos chuvoso está relacionado aos fatores físicos (saldo de radiação e brisa fluvial) e bióticos (condutância estomática) que são concomitantes e de uma retroalimentação complexa. O padrão diurno de variação da condutância da superfície e condutância aerodinâmica na Floresta de Caxiuanã é semelhante aos verificados em outras regiões da Floresta Amazônica.

Palavras-chave: Balanço de energia. Evapotranspiração. Flona de Caxiuanã.

## ABSTRACT

the influence of the Amazon rainforest on climate is a recurring theme in many studies and the difficulties in assessing the relevant parameters are still complex. Energy exchanges in the vegetation-atmosphere system, which occur through radiation balance ( $R_n$ ) components and sensible ( $H$ ) and latent ( $LE$ ) heat flux components, are essential for understanding the dynamics of the environment which they represent local and global physical processes. These flows contribute to the availability of water and energy in the atmosphere, and are critical for climate monitoring, assessment and parameterization of climate models and agriculture applications. Understanding the structures of energy partitioning is important to understanding the workings of natural ecosystems and how the patterns develop. It is in this context that evapotranspiration is fundamental in the representation of surface processes. To this end, the study was carried out in the Caxiuanã – PA National Forest, located in the municipality of Melgaço – PA, about 400 km West of the city of Belém – PA. To analyze Evapotranspiration, meteorological variables and daily and seasonal surface energy fluxes were evaluated from 2005 to 2008. The results showed that increase of evapotranspiration in the less rainy period is related to physical factors (radiation and breeze balance) fluvial and biotic (stomatal conductance) that are concomitant and with complex feedback. The diurnal pattern of variation of surface conductance and aerodynamic conductance in Caxiuanã Forest is similar to those observed in other regions of the Amazon Forest.

Key words: energy balance. Evapotranspiration. Caxiuanã Forest.

## LISTA DE FIGURAS

|   |    |
|---|----|
| <b>Figura 1</b> - Representação esquemática do balanço de energia durante o dia (a) e a noite (b).....  | 11 |
| <b>Figura 2</b> - Calor sensível e latente requerido na formação de nuvens convectivas versus razão de Bowen da superfície (Adaptado de Rabin, 1977) .....  | 13 |
| <b>Figura 3</b> - Esquema representativo da área de abrangência do anemômetro sônico e os fatores micrometeorológicos que devem ser considerados.....   | 18 |
| <b>Figura 4</b> - Esquema representativo da visualização da área que influencia o sensor: quanto mais escura a cor vermelha, maior é a contribuição que vem da área.....  | 19 |
| <b>Figura 5</b> - Mapa de localização geográfica da Floresta Nacional de Caxiuanã, a leste do Estado do Pará, Brasil. Em detalhe, no canto superior direito, a localização da Estação Científica Ferreira Pena, local de realização deste estudo..... | 20 |
| <b>Figura 6</b> - Foto acima do dossel das árvores, mostrando a floresta primária de Caxiuanã.....  | 21 |
| <b>Figura 7</b> - Visão parcial do interior da Floresta Nacional de Caxiuanã, nos arredores da Estação Científica Ferreira Pena, área de mensuração de dados para o presente estudo.....  | 22 |
| <b>Figura 8</b> - Visão da base para o topo da Torre instalada na Flona de Caxiuanã, as proximidades da Estação Científica Ferreira Pena, utilizada para mensuração dos dados analisados no presente estudo.....                                      | 23 |
| <b>Figura 9</b> - Visão geral do sistema de aquisição de dados, da estação automática e dos fluxos, montado na torre micrometeorológica da Estação Científica Ferreira Pena, da Flona de Caxiuanã.....  | 24 |
| <b>Figura 10</b> - Anemômetro sônico tridimensional da Campbell e medidor LI-COR-7500, instalado na torre micrometeorológica nos arredores da Estação Científica Ferreira Pena, Flona de Caxiuanã, Pará.....  | 26 |
| <b>Figura 11</b> - Diagrama do protocolo de controle de qualidade dos dados da torre.....   | 28 |
| <b>Figura 12</b> - Variação média mensal da temperatura do ar (°C) na Flona de Caxiuanã - PA no período de 2005 a 2008.....   | 32 |
| <b>Figura 13</b> - Variação média mensal da radiação solar incidente ( $W.m^{-2}$ ) na floresta de Caxiuanã - PA no período de 2005 a 2008.....   | 33 |
| <b>Figura 14</b> - Variação média mensal da velocidade do vento ( $m.s^{-1}$ ) na floresta de Caxiuanã - PA no período de 2005 a 2008.....  | 35 |
| <b>Figura 15</b> - Variação média mensal da Umidade relativa do ar (%) na floresta de Caxiuanã - PA no período de 2005 a 2008.....  | 36 |
| <b>Figura 16</b> - Total médio mensal da precipitação pluvial ( $mm^{-1}$ ) na floresta de Caxiuanã - PA, no período de 2005 a 2008.....  | 38 |
| <b>Figura 17</b> - Correlação entre $LE + H$ e $R_n - G$ , na Flona de Caxiuanã - PA para dois períodos distintos nos anos de 2005 (a, b), 2006 (c, d), 2007 (e, f) e 2008 (g, h) .....   | 40 |

|  |    |
|--|----|
| <b>Figura 18</b> - Variação média horária da razão de Bowen, na Flona de Caxiuanã - PA nos anos de 2005 (a), 2006 (b), 2007 (c), 2008 (d).....                 | 42 |
| <b>Figura 19</b> - Variação média horária da razão de Bowen, na Flona de Caxiuanã - PA nos anos de 2005 (a), 2006 (b), 2007 (c), 2008 (d).....                 | 43 |
| <b>Figura 20</b> - Valores médios diários da ET ( $\text{mm dia}^{-1}$ ) na Flona de Caxiuanã para dois períodos distintos, nos anos de 2005 a 2008.....       | 45 |
| <b>Figura 21</b> - Variações das médias da condutância de superfície (a), e do déficit de pressão de vapor (b), na Flona de Caxiuanã - PA, no ano de 2005..... | 47 |
| <b>Figura 22</b> - Variações das médias da condutância de superfície (a), e do déficit de pressão de vapor (b), na Flona de Caxiuanã - PA, no ano de 2006..... | 48 |
| <b>Figura 23</b> - Variações das médias da condutância de superfície (a), e do déficit de pressão de vapor (b), na Flona de Caxiuanã - PA, no ano de 2007..... | 48 |
| <b>Figura 24</b> - Variações das médias da condutância de superfície (a), e do déficit de pressão de vapor (b), na Flona de Caxiuanã - PA, no ano de 2008..... | 49 |
| <b>Figura 25</b> - Variações das médias da condutância aerodinâmica (a), e da velocidade do vento (b), na Flona de Caxiuanã - PA, no ano de 2005.....          | 50 |
| <b>Figura 26</b> - Variações das médias da condutância aerodinâmica (a), e da velocidade do vento (b), na Flona de Caxiuanã - PA, no ano de 2006.....          | 50 |
| <b>Figura 27</b> - Variações das médias da condutância aerodinâmica (a), e da velocidade do vento (b), na Flona de Caxiuanã - PA, no ano de 2007.....          | 51 |
| <b>Figura 28</b> - Variações das médias da condutância aerodinâmica (a), e da velocidade do vento (b), na Flona de Caxiuanã - PA, no ano de 2008.....          | 51 |
| <b>Figura 29</b> - Comportamento médio horário do fator de desacoplamento, na Flona de Caxiuanã - PA, no ano de 2005.....                                      | 52 |
| <b>Figura 30</b> - Comportamento médio horário do fator de desacoplamento, na Flona de Caxiuanã - PA, no ano de 2006.....                                      | 53 |
| <b>Figura 31</b> - Comportamento médio horário do fator de desacoplamento, na Flona de Caxiuanã - PA, no ano de 2007.....                                      | 53 |
| <b>Figura 32</b> - Comportamento médio horário do fator de desacoplamento, na Flona de Caxiuanã - PA, no ano de 2008.....                                      | 53 |

## LISTA DE TABELAS

|  |    |
|--|----|
| <b>Tabela 1</b> - Lista com alguns sítios experimentais no Brasil  | 32 |
| <b>Tabela 2</b> - Relação das variáveis, instrumentos e alturas dos instrumentos instalados na torre micrometeorológica da Flona Caxiuanã, Estado do Pará  | 41 |
| <b>Tabela 3</b> - Limites máximos e mínimos utilizados no processo de filtragem dos dados micrometeorológicos da Flona de Caxiuanã, Estado do Pará   | 44 |
| <b>Tabela 4</b> - Média mensal da temperatura do ar na floresta de Caxiuanã - PA, no período de 2005 a 2008  | 48 |
| <b>Tabela 5</b> - Média mensal da radiação solar incidente na floresta de Caxiuanã - PA, no período de 2005 a 2008   | 49 |
| <b>Tabela 6</b> - Média mensal da velocidade do vento na floresta de Caxiuanã - PA, no período de 2005 a 2008  | 51 |
| <b>Tabela 7</b> - Média mensal da Umidade relativa do ar na floresta de Caxiuanã - PA, no período de 2005 a 2008   | 52 |
| <b>Tabela 8</b> - Total mensal da Precipitação pluviométrica ( $\text{mm}^{-1}$ ) na floresta de Caxiuanã - PA, no período de 2005 a 2008  | 54 |
| <b>Tabela 9</b> - Valores médios do saldo de radiação ( $R_n$ ), fluxo de calor latente ( $LE$ ), fluxo de calor sensível ( $H$ ), fluxo de calor no solo ( $G$ ) no período de 2005 a 2008, na Flona de Caxiuanã - PA | 56 |
| <b>Tabela 10</b> - Valores da razão de Bowen para dois períodos distintos nos anos de 2005, 2006, 2007, 2008   | 58 |
| <b>Tabela 11</b> - Valores médios da ET para dois períodos distintos na Flona de Caxiuanã - PA   | 59 |

## LISTA DE EQUAÇÕES

|   |    |
|---|----|
| <b>Equação 1</b> - Stefan-Boltzmann.....                          | 26 |
| <b>Equação 2</b> - Balanço da radiação.....                       | 27 |
| <b>Equação 3</b> - Balanço de energia.....                        | 27 |
| <b>Equação 4</b> - Razão de Bowen.....                            | 29 |
| <b>Equação 5</b> - Média aritmética.....                          | 43 |
| <b>Equação 6</b> - Condutância de superfície.....                 | 45 |
| <b>Equação 7</b> - Condutância aerodinâmica.....                  | 46 |
| <b>Equação 8</b> - Condição de estabilidade da atmosfera.....     | 46 |
| <b>Equação 9</b> - Condição de instabilidade da atmosfera.....    | 46 |
| <b>Equação 10</b> - Condição de instabilidade da atmosfera.....   | 46 |
| <b>Equação 11</b> - Determinação da estabilidade atmosférica..... | 46 |
| <b>Equação 12</b> - Fator de desacoplamento.....                  | 47 |

## LISTA DE SÍMBOLOS

**BE** - Balanço de energia.

**Ca** - Condutância aerodinâmica.

**Cs** - Condutância de superfície.

**Cp** - Calor específico do ar úmido.

**D** – Umidade específica.

**DJ** - Dia Juliano.

**DPV** - Déficit de pressão de vapor.

**d** - Deslocamento do plano zero.

**e** - Pressão do vapor d'água.

**es** - Pressão de saturação do vapor d'água.

$\epsilon$  - Emissividade de um corpo qualquer, adimensional.

**ET** - Evapotranspiração.

**FBE** - Fechamento do balanço de energia.

**g** - Aceleração da gravidade.

**G** - Fluxo de calor no solo.

**HL** – Hora local.

**H** - Fluxo de calor sensível.

**h** - altura média do dossel.

**LE** - Fluxo de calor latente.

**Pc** – período chuvoso.

**Pmc** – período menos chuvoso.

**Pa** - Pascal.

**P** - Fotossíntese.

**q** - Vapor d'água.

**Rn** - Radiação líquida.

$R_{c\downarrow}$  - Radiação de ondas curtas incidentes.

$R_{r\uparrow}$  - Radiação de ondas curtas refletidas.

$R_{L\downarrow}$  - Radiação de ondas longas incidentes.

$R_{L\uparrow}$  - Radiação de ondas longas refletidas.

$R^2$  - Coeficiente de determinação.

$ra$  - Resistência aerodinâmica.

$^{\circ}C$  - Graus Celsius.

% - Porcentagem.

$T_K$  - Temperatura absoluta do ar.

$\alpha$  - Albedo.

$\sigma$  - Constante de Stefan-Boltzmann

$\delta$  - Declividade da curva de pressão de saturação.

$\rho_a$  - Massa específica do ar.

$\gamma$  - Constante psicrométrica.

$\Omega$  - Coeficiente de desacoplamento.

$k$  - Constante de Von Karman (0,4).

$u$  - Velocidade média do vento a altura  $z$  (51,5 m).

$z$  - Altura onde foi medida a velocidade do vento (56 m).

$z_0$  - Rugosidade da superfície.

$\lambda$  - Calor latente de vaporização.

$\psi_H$  - Fator de correção para o fluxo de calor sensível.

$\psi_M$  - Fator de correção para o fluxo de momentum.

$\zeta$  - Parâmetro de estabilidade atmosférica.

$u^*$  - Velocidade de fricção.

## **LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS**

**IPCC** - Intergovernmental Panel on Climate Change.

**LBA** - Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia.

**PA** - Pará.

**ZCIT** - Zona de Convergência Intertropical.

## SUMÁRIO

|   |           |
|---|-----------|
| <b>1 CONTEXTUALIZAÇÃO.....</b>  | <b>18</b> |
| <b>REFERÊNCIAS.....</b>   | <b>20</b> |
| <b>1.1 Revisão de Literatura.....</b>   | <b>22</b> |
| <b>2 EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE UMA FLORESTA DE TERRA FIRME<br/>NO LESTE DA AMAZÔNIA.....</b> | <b>26</b> |
| 2.1 Balanço de energia.....   | 26        |
| 2.2 Evapotranspiração (ET).....   | 30        |
| 2.3 Eddy Covariance (EC).....   | 32        |
| 2.3.1 Correções indispensáveis ao método de covariância de vórtices<br>turbulentos..... | 33        |
| 2.4 <b>Material e Métodos.....</b>  | <b>35</b> |
| 2.4.1 Sítio experimental.....   | 35        |
| 2.4.2 Dados Micrometeorológicos de Caxiuanã.....  | 38        |
| 2.4.3 Preenchimento de falhas.....  | 42        |
| 2.4.4 Controle de dados.....  | 42        |
| 2.5 <b>Parâmetros de controle da evapotranspiração.....</b>                             | <b>43</b> |
| 2.5.1 Condutância da Superfície.....  | 44        |
| 2.5.2 Condutância Aerodinâmica.....   | 44        |
| 2.5.3 Fator de Desacoplamento (W).....  | 45        |
| <b>2.6 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</b>  | <b>46</b> |
| 2.6.1 Elementos meteorológicos.....   | 47        |
| 2.6.1.1 Temperatura do ar.....  | 47        |
| 2.6.1.2 Radiação solar incidente.....   | 48        |
| 2.6.1.3 Velocidade do vento.....  | 49        |
| 2.6.1.4 Umidade relativa do ar.....   | 51        |

|  |           |
|--|-----------|
| 2.6.1.5 Precipitação pluvial.....                    | 52        |
| 2.7 Balanço de energia.....                          | 54        |
| 2.8 Evapotranspiração.....                           | 58        |
| 2.9 Mecanismos de controle da Evapotranspiração..... | 61        |
| 2.9.1 Condutância de superfície.....                 | 61        |
| 2.9.2 Condutância aerodinâmica.....                  | 64        |
| 2.9.3 Fator de desacoplamento.....                   | 67        |
| <b>3 CONCLUSÕES GERAIS.....</b>                      | <b>69</b> |
| <b>REFERÊNCIAS.....</b>                              | <b>71</b> |

## 1 CONTEXTUALIZAÇÃO

O clima exerce um importante papel nos processos biológicos, nas trocas de energia e nos ciclos biogeoquímicos. Os processos de interação físico, biológico e químico entre os ecossistemas e o clima tem sido fundamental para a manutenção e o estabelecimento da biodiversidade (CONCEIÇÃO et al., 2009). As condições climáticas e a variabilidade dos elementos meteorológicos (temperatura do ar, umidade relativa, radiação, vento, precipitação) que afetam o funcionamento do ecossistema, acabam influenciando no clima local através de trocas turbulentas, momentum e umidade entre a superfície e a atmosfera (SÁ et al., 2007).

De acordo com MALHI et al., (2008), as alterações ocasionadas pela mudança do uso da terra estão ligadas a diminuição das chuvas durante o período menos chuvoso. Modelos climáticos globais (MCG) empregados pelo IPCC identificaram uma redução em 60% nos índices pluviométricos durante o período menos chuvoso para o leste da Amazônia.

Os padrões da variabilidade espacial em escala pequena, assim como elementos do meio físico como a topografia e a proximidade de massas d'água, são importantes na associação com a distribuição da biodiversidade, influenciando na determinação do habitat de espécies da fauna e flora (SÁ et al., 1988; CONCEIÇÃO, 2010). A redução da cobertura florestal ocasiona mudanças nos processos de evaporação e do balanço de energia (BETTS et al., 2008).

A Amazônia contempla a maior área de floresta tropical do mundo (FUJISAKA et al., 1998; MALHI e GRACE, 2000). Ocupa uma área com mais de 6,5 milhões de km<sup>2</sup>, sendo a maior parte, 60% concentrada no Brasil (Amazônia Legal) que engloba os Estados do Acre, Amapá, Amazonas, Para, Rondônia, Roraima, Tocantins, Mato Grosso e parte do Maranhão. Destaca-se internacionalmente pela rica biodiversidade e sua magnitude nas trocas de massa e energia, sendo considerada a maior fonte de evapotranspiração (ANDRADE et al., 2009), o que coloca a Amazônia no patamar de atenção por atuar como condutora da Circulação Atmosférica Global (CAG) e do Ciclo Hidrológico (CH) (WERTH e AVISSAR, 2004).

Compreende entre 50% a 60% das áreas de florestas tropicais úmidas do mundo (DIXON et al., 1994; MALHI e GRACE, 2000). É uma importante região do planeta, devido possuir grande fonte de energia para a circulação geral da atmosfera, funcionando, como centro de calor e convecção tropical (HASTENRATH, 1997, apud IMBUZEIRO et al., 2010) e desempenhando uma função ativa nas trocas de energia com a atmosfera (SÁ et al., 1998).

Entender o balanço de energia (BE) e o fluxo de calor latente (LE) representa um importante indicador da quantidade de energia que é utilizada no processo da evapotranspiração (ET) (VON RANDOW et al., 2012).

As trocas de energia entre os ecossistemas de floresta e atmosfera manifestam considerável variabilidade espacial e temporal em face da complexa interação entre a atmosfera e os elementos biofísicos da floresta (OLIPHANT et al., 2004). O LE tem grande importância no aquecimento da atmosfera, especialmente, no processo de liberação de calor, quando da condensação do vapor d'água (q). Esse fluxo é favorecido pela intensificação dos processos de evaporação e evapotranspiração à superfície, como mostra o estudo de MOLION (1987), para a reserva DUCKE (Manaus, no Amazonas).

A partição da energia (LE e H) é um importante fator para entender o funcionamento dos ecossistemas naturais e de que forma os padrões climáticos regionais de desenvolvem (DA ROCHA et al., 2009). Inúmeros estudos vêm sendo conduzidos ao longo dos últimos anos com intuito de melhorar o entendimento desses mecanismos que associam a interação entre a biosfera e a atmosfera e o clima da Amazônia (GASH; NOBRE, 1997; SILVA DIAS et al. 2002; FISCH et al. 2004; VON RANDOW et al. 2004).

A Floresta Nacional de Caxiuanã, é uma região que possui ecossistemas de terra-firme, várzea e de igapó e manchas de savana e vegetação secundária. Os rios são de águas negras, ricos em plantas aquáticas. Os limites geográficos são, ao norte, o divisor de águas entre as bacias do Rio Caxiuanã e do Rio Amazonas; ao sul, o Rio Caxiuanã e igarapé Laranjal e, a oeste, o igarapé Grande. É formada também, por uma ampla extensão de terrenos aquosos, composta por alguns dos ecossistemas naturais mais representativos da região Amazônica. É uma região que apresenta também ambientes naturais bem conservados, de baixa densidade demográfica e alta biodiversidade local (LISBOA, 2009).

O presente estudo visa analisar os fluxos evapotranspirativos sazonais que ocorrem na Floresta Nacional de Caxiuanã, entre os anos de 2005 a 2008. Para isso foram utilizados dados de calor sensível, fluxo de calor latente sendo que os cálculos utilizados para esses fluxos foram obtidos pelo método das covariâncias de vórtices turbulentos. Para a análise da magnitude e natureza da concentração de vapor d'água e fluxo de energia e suas relações com elementos e climáticos, foram comparados dois períodos para cada um dos anos, sendo um representativo para o período chuvoso, e outro representativo para o período menos chuvoso. Foram analisadas também as variáveis meteorológicas, o balanço de energia para ambos os períodos.

## REFERÊNCIAS

ANDRADE, N. L. R.; AGUIAR, R. G.; SANCHES, L.; ALVES, E. C. R. F.; NOGUEIRA, J. S. Partição do saldo de radiação em áreas amazônica e floresta de transição Amazônia-cerrado. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, p. 346-355, 2009.

BETTS, R. A.; MALHI, Y.; ROBERTS, J. T. **Ecosystem and social sciences The future of the Amazon: new perspectives from climate**. Philosophical Transactions of Royal Society, 1729-1735, 2008.

CONCEIÇÃO, R. L. **Modelagem dos processos meteorológicos de meso e microescala na região da floresta de Caxiuanã-Pa**. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) - Universidade Federal do Pará - UFPA. Belém - PA. 2010.

CONCEIÇÃO, R. L.; SÁ, L. D. A.; SILVA, R. R. Características das circulações locais na Floresta Nacional de Caxiuanã utilizando um modelo de alta resolução. VI Workshop Brasileiro de Micrometeorologia. **Ciência e Natura Especial**, p. 265-268, UFSM – RS. 2009.

DA ROCHA, H. R.; MANZI, A. O.; CABRAL, O. M.; MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; SALESKA, S. R.; RESTREPO-COUBE, N.; WOFSEY, S. C.; BORMA, L. S.; ARTAXO, P.; VOURLITIS, G.; NOGUEIRA, J. S.; CARDOSO, F. L.; NOBRE, A. D.; KRUIJT, B.; FREITAS, H. C.; VON RANDOW, C.; AGUIAR, R. G.; MAIA, J. F. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. **JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH**, VOL. 114, G00B12, doi: 10.1029/2007JG000640, 2009.

DIXON, R. K., S. BROWN, R. A. HOUGHTON, A. M. SOLOMON, M. C. TREXLER; J. WISNIEWSKI. Carbon pools and flux of global forest ecosystems. **Science**, 263, 185-190, 1994.

FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L. A. T.; LYRA, R. F. F.; SILVA DIAS, M. A. F.; DOLMAN, A.J.; GASH, J. H. C. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. **Theory & Application Climatology**, v. 77, n. 1-3, p. 47-59, jun. 2004.

FUJISAKA, S.; CASTILLA, C.; ESCOBAR, G.; RODRIGUES, V.; VENEKLAAS, E. J.; THOMAS, R.; FISHER, M. The effects of forest conversion on annual crops and pastures: estimates of carbon emissions and plant species loss in a Brazilian Amazon colony. **Agriculture, Ecosystems and Environment**. V. 69, p. 17-26, 1998.

GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A. Climatic effects of Amazonian deforestation: some results from ABRACOS. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 5, p. 823-830, may 1997.

HASTENRATH, S. Annual Cycle of Circulation and Convective Activity over the Tropical Americas. **Journal of Geophysical Research - Atmosphere**, 102, 4267-4274, 1997.

IMBUZEIRO, H. M. A.; LIMA, F. Z.; LEITE, C. C.; AMORIM, R. C. F. **Caracterização dos fluxos de energia do ecossistema de floresta amazônica**. 2010.

- LISBOA, P. L. B. **Estação Científica Ferreira Penna/ECFPn**. In: Lisboa, P. L. B. (org). Belém: MPEG, 2009, 446 p. cap III - ECFPn, 23-49 p.
- MALHI, Y.; J. GRACE. Tropical forests and atmospheric carbon dioxide, **Trends Ecol. Evol.**, 15(8), 332-337, 2000.
- MALHI, Y.; ROBERTS, J. T. R.; BETTS, R. A.; KILLEEN, T. J.; LI, W.; NOBRE, C. A. **Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon**. Science 319, 169–172, 2008.
- MOLION, L.C.B. Climatologia Dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2(1): 107 - 117, 1987.
- OLIPHANT, A. J.; GRIMMOND, C. S. B.; ZUTTER, H. N.; SCHMID, H. P.; SU, H. B.; SCOTT, S. L.; OFFERLE, B.; RANDOLPH, J. C.; EHMAN, J. Heat storage and energy balance fluxes for a temperate deciduous forest. **Agricultural and Forest Meteorology**. San Francisco, v.126, n.1, p.185–201, 2004.
- SÁ, L. D. A.; SAMBATTI, S. B. M.; BOLZAN, M. J. A.; PRASAD, G. S. S. D.; MANZI, A. O.; PAVAO, H. G. Visualização das estruturas coerentes acima do Pantanal sob condições instáveis (estação seca), 26-30 de outubro, 1998.
- SÁ, L. D. A.; VISWANADHAM, Y; MANZI, A. O. Energy flux partitioning over the Amazon Forest. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 39, n. 1, p. 1-16. 1988.
- SILVA DIAS, M. A. F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; DIAS, P. S.; NOBRE, C. A.; FISCH, G.; DOLMAN, H.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A. O.; FUENTES, J.; ROCHA, H.; MARENGO, J.; PLANA-FATTORI, A; SÁ, L. D. A.; AVALÁ, R. C. S.; ANDREAE, M.; ARTAXO, P.; GIELOW, R.; GATTI, L. Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 8072, doi:10.1029/2001JD000335. 2002.
- UDA, P. K. **Avaliação da evapotranspiração real da bacia do alto Rio Negro, região sul brasileira, por meio do modelo SEBAL**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis - SC, 163f, 2012.
- VON RANDOW C.; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA, P.J.; ZANCHI, F.B.; SILVA, R. L., HODNETT, M. G.; GASH, J. H. C.; ELBERS, J. A.; WATERLOO, M. J.; CARDOSO, F.L.; KABAT, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in Central West Amazonia. **Theoretical Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 5-26, jun. 2004.
- VON RANDOW, R. C. S.; VON RANDOW, C.; HUTJES, R. W. A.; TOMASELLA, J.; KRUIJT, B. Evapotranspiration of deforested areas in central and southwestern Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 109, p. 205-220, 2012.
- WERTH, D.; AVISSAR, R. **The regional evapotranspiration of the Amazon**. Bulletin of the American Meteorological Society (2004), PP. 3589 – 3591.2004.

## 1.1 REVISÃO DE LITERATURA

A atmosfera interage simultaneamente com a radiação solar e a superfície, estabelecendo um sistema de trocas de energia que afetam a vida no planeta. Nas regiões tropicais, as florestas têm sido cada vez mais evidenciadas, devido sua influência no clima por meio de fatores físicos, químicos e biológicos que afetam a energia do planeta, o ciclo hidrológico e a composição atmosférica (ANDRADE, 2013).

Diante de incertezas sobre as mudanças climáticas globais, os serviços ambientais (gerados pela própria natureza através dos ecossistemas, com finalidade de sustentar a vida na Terra) prestados pela interação floresta-atmosfera, se tornam ainda mais evidentes, tendo em vista o potencial de diminuir ou ampliar as alterações climáticas antropogênicas (BONAN, 2008, apud ANDRADE, 2013). Esta interação está dinamicamente acoplada a um processo físico estabelecido pelo transporte de energia e massa de uma superfície vegetada. Este fenômeno explica a importância do conhecimento acerca da microclimatologia de sistemas de cultivo e florestas (SÁ et al., 1988).

Figuerola e Nobre (1990), Marengo (1995) afirmaram em seus estudos que a variável meteorológica de maior importância na região tropical é a precipitação pluviométrica, pois é a que melhor caracteriza a variabilidade climática na região amazônica (MARENGO, 1992).

O ciclo anual das chuvas é marcado pelo movimento migratório latitudinal da zona de convergência intertropical (ZCIT) sobre o Atlântico Equatorial (FISCH et al., 1998). Os processos convectivos na Amazônia são bem intensos, principalmente durante o verão austral (início com o solstício de verão do Hemisfério Sul, que acontece cerca de 21 de Dezembro, e finda com o equinócio de outono, por volta de 20 de Março nesse mesmo hemisfério), quando a ZCIT desloca-se para o sul cruzando o equador e quando se forma a zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

Molion (1987) destaca alguns mecanismos que motivam as chuvas na Amazônia entre eles: a convecção diurna que resulta do aquecimento da superfície e das condições favoráveis da grande escala; aglomerados convectivos, que associados com a entrada de sistemas frontais na região S/SE, acabam interagindo com a região Amazônica.

Os oceanos também são condições de contorno importante para a atmosfera e o clima. A região amazônica é fortemente influenciada pela variabilidade climática natural que ocorre nos oceanos Pacífico e Atlântico (SILVA, 2010). O fenômeno ENOS provocam mudanças significativas nas células de Walker e Hadley, de modo que, observa-se a predominância de anomalias de vento descendente (ascendente) na região, que resultam na inibição

(intensificação) da convecção, o que conseqüentemente, contribuem na variabilidade das chuvas na Amazônica (SOUZA et al., 2000).

Souza e Ambrizzi (2006) estudaram a modulação da precipitação no Brasil e observaram que esta oscilação intrasazonal é responsável pelo aumento da precipitação sobre a Amazônia, interagindo com os sistemas responsáveis por variações submentais, a ZCAS e ZCIT (SOUZA et al., 2005). Em seu estudo sobre a variabilidade anual de Radiação de Onda Longa (ROL), Conforte et al., (2011) identificaram a Alta da Bolívia, ZCIT, ZCAS e Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis como sendo alguns dos mais importantes moduladores da atividade convectiva na Amazônia.

É importante observar que os mecanismos de precipitação na região Amazônica são variáveis no decorrer do ano. Enquanto a ZCIT e a ZCAS são influentes no verão, em outros períodos do ano, diferentes mecanismos são responsáveis pela maior parte das chuvas na região, como é o caso das Linhas de Instabilidades (LI's), segundo Cohen et al., (1995) e das brisas fluviais. Estudos realizados por Cohen, Silva Dias e Nobre (1989) mostraram que essas LI's são um dos sistemas atmosféricos atuantes na área leste do Pará e que contribuem com 45% da chuva que cai durante o período chuvoso.

A região Amazônica atua como grande fonte de calor para a atmosfera, influenciando assim nas condições meteorológicas de regiões remotas e locais (GANDU e SILVA DIAS, 1998). As trocas de energia na interface floresta-atmosfera por meio das componentes do balanço de radiação e dos fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE) à superfície são essenciais na compreensão da dinâmica da atmosfera por representarem os processos físicos locais, pois são de grande importância na estimativa da ET sendo relevante no monitoramento do clima, na avaliação da parametrização dos modelos climáticos e aplicações agrícolas (FERREIRA JUNIOR et al., 2012).

O balanço de energia da superfície terrestre é fundamental para todos os modelos de interação entre a superfície terrestre e a atmosfera (CULF et al., 2004). O fechamento do balanço de energia (FBE) é usado como meio de avaliar a qualidade das medidas de fluxos de energia obtidas pelo método de covariância de vórtices turbulentos (WILSON et al., 2002), porém nem sempre é possível encontrar um resultado aceitável, uma vez que a maior parte dos estudos apresentam um fechamento de aproximadamente 80% (ARAÚJO et al., 2002; DA ROCHA et al., 2004; VON RANDOW et al., 2004).

A Evapotranspiração (ET) é um dos principais componentes do ciclo hidrológico e também responsável por quase todo o volume de água transferido dos continentes para a atmosfera, além de desempenhar um papel importante na liberação do LE (DOS SANTOS,

2009). A ET é fortemente influenciada por fatores como a vegetação, o manejo do solo e das condições ambientais, principalmente por elementos relacionados ao tempo como a radiação solar, temperatura da superfície, temperatura e umidade do ar e vento (PEREIRA et al., 2002; DOS SANTOS, 2009).

As trocas de vapor d'água ( $q$ ) entre a superfície vegetada e a atmosfera estão entre os principais componentes das trocas de energia nos processos que ocorrem entre a superfície e a atmosfera (KUMAGAI et al., 2004). Os estômatos das folhas são os reguladores da transferência do  $q$  das plantas para a atmosfera (WRIGHT et al., 1995).

A ET tem seu controle demandado pela evaporação atmosférica e pela superfície terrestre (FRAGA, 2003) que fisiológica e aerodinamicamente regulam as taxas evapotranspirativas por meio das atividades estomáticas e da rugosidade do dossel (MATSUMOTO et al., 2008).

A capacidade da superfície em transmitir água para a atmosfera, para o dossel, é feita pela condutância de superfície ( $C_s$ ), parâmetro que determina as medidas de ET assim como de outros elementos meteorológicos (radiação, temperatura, vento, precipitação) que atuam sobre a vegetação (TAKAGI et al., 1998). As taxas de momentum, LE e água trocadas entre o dossel e a superfície atmosférica, são expressas pelas condutâncias aerodinâmica ( $C_a$ ) e superficial ( $C_s$ ) (OLCHEV et al., 2008) que representam, a capacidade de condução do fluxo de ar acima da superfície vegetativa e o  $q$  de uma superfície evaporante (LECINA et al., 2003).

Carswell et al., (2002), mostraram que a condutância do dossel apresenta pouca diferença na sazonalidade, mas ocorre um pico em seu valor em torno das 09:00 horas, fato observado durante a estação menos chuvosa. Este valor da condutância pela manhã também foi observado em outros estudos na floresta amazônica (ROBERTS et al., 1990; GRACE et al., 1995; MCWILLIAM et al., 1996).

A transferência da  $q$  no interior do dossel depende da velocidade do vento, ou indiretamente da  $C_a$ , a qual representa as condições físicas e o controle da transpiração do dossel. Segundo Souza Filho et al., (2005), os maiores valores na velocidade do vento vão favorecer o aumento da ET, já que o processo de transferência do  $q$  é facilitado em função do aumento da  $C_a$ .

McNaughton e Jarvis (1983), conceituaram o fator de desacoplamento ( $\Omega$ ), a partir da equação de Penman-Monteith, a qual possui indicativo na interação biosfera-atmosfera nos processos de evapotranspiração. Segundo os autores, quando o valor de  $\Omega$  for igual ou próximo a 0, o controle biótico sobre a ET é grande, do contrario, quando o valor for próximo

a 1, as condições externas são determinantes no processo. Este grau de acoplamento entre o dossel e a atmosfera irá determinar se a taxa de transpiração é controlada pelo déficit de pressão de vapor e a condutância estomática (forte acoplamento) ou se pelo saldo de radiação (fraco acoplamento) (DAUDET et al., 1999).

Estudos de escala regional que visam avaliar as trocas de massa e energia entre a superfície e a atmosfera são importantes para melhor compreender como funcionam os ciclos biogeoquímicos (DOLMAN et al., 2005, apud MIGLIETTA et al., 2009). Essas estimativas exigem disponibilidade de dados de superfície, metodologias adequadas à escala do ponto e observações espaciais para a região, e métodos confiáveis para validar os resultados (MIGLIETTA et al., 2009).

Essa variação afeta significativamente os processos atmosféricos, tais como a dinâmica na camada limite como a partição dos fluxos de energia, convecção, nebulosidade e precipitação. A conversão das florestas em pastagens também causa significativos aumentos no DPV e na temperatura da superfície ( $T_s$ ), causando prolongamento nas estações menos chuvosas e aumentando a partição de chuva em enxurradas, uma vez que a densidade da cobertura vegetal diminui (RODRIGUES, 2014). Essa tendência de mudança nas variáveis quando se muda a cobertura do solo, altera a dinâmica do vapor de água uma vez que a condutância da copa está fortemente ligada à disponibilidade de água no solo, a energia disponível e o DPV.

## 2 EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE UMA FLORESTA DE TERRA FIRME NO LESTE DA AMAZÔNIA

A Evapotranspiração é uma das fontes de umidade na origem da precipitação, principalmente onde os processos convectivos são significativos, como é o caso das regiões tropicais (PINTO, 2003). É responsável, por quase todo o volume de água transferido dos continentes para a atmosfera, além de desempenhar um papel determinante na liberação de LE. Estima-se que aproximadamente 60% do volume das chuvas sobre os continentes retornem à atmosfera por meio da ET (OKI e KANAE, 2006).

A ET é um processo de transferência de vapor d'água de superfícies vegetadas, transformando a toda energia disponível em LE, a qual será transportada em direção a atmosfera. Nas florestas tropicais úmidas, este processo possui forte influência para outras regiões devido sua alta disponibilidade de água e energia (SOUZA FILHO et al., 2005).

A sazonalidade característica dessas regiões 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. Quando se compara a evapotranspiração simulada com observações para diferentes tipos de coberturas vegetais, Costa e Foley (1997) mostram que a evapotranspiração é extremamente dependente do tipo de cobertura do solo, especialmente durante a estação chuvosa.

A ET é influenciada por fatores ligados a vegetação, ao manejo de solo e condições ambientais, principalmente, pelas variáveis meteorológicas como: radiação solar, temperatura da superfície, temperatura e umidade relativa do ar e vento que se combinadas, contribuem para o aumento da evapotranspiração (ALLEN et al., 1998; SOUZA FILHO et al., 2006).

A energia derivada da radiação solar é a principal responsável pelo aquecimento tanto da superfície quanto do ar, o que condiciona a difusão do  $q$  produzido na interface do sistema superfície-atmosfera (BEZERRA et al., 2008). Ou seja, o  $R_n$  obtido no processo, será particionado em LE, H, G.

Quantificar os componentes da ET é crucial para avaliar os processos ecofisiológicos e físicos de água controlados por fatores ambientais (RODRIGUES, 2014). As taxas de trocas de vapor d'água entre a superfície vegetada e a atmosfera estão entre os principais componentes das trocas de energia nos processos que ocorrem na interface superfície-atmosfera (KUMAGAI et al., 2004).

### 2.1 Balanço de energia

A principal fonte de energia do planeta Terra é o Sol. É responsável por todo processo natural que ocorre na superfície terrestre. O resultado final entre a energia que chega até a

superfície e a que sai pode ser representado por meio do balanço de energia. A Terra, ao receber radiação solar, direta ou difusa (ondas curtas), terá sua temperatura aumentada, emitindo conseqüentemente radiação de ondas longas, obedecendo à Lei de Stefan-Boltzmann: “a energia emitida por um corpo  $E_r$  ( $W\ m^{-2}$ ) é proporcional a quarta potência de sua temperatura absoluta  $T$  (K)”, conforme equação:

$$E_r = \varepsilon\sigma T^4 \quad (1)$$

onde,  $\varepsilon$  é a emissividade do corpo ( $\approx 1$ ) e  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} W/m^2 K^4$ ). Para a floresta, a emissividade é aproximadamente 0,9 (AYOADE, 1998).

O balanço de energia relaciona os fluxos de energia disponível na vegetação com a energia utilizada, principalmente o calor latente na evaporação e o calor sensível nas variações de temperatura do ar e do solo (PEREIRA et al., 2002; ARRUDA, 2011). A radiação pode ser considerada como um dos elementos meteorológicos principais no controle da evapotranspiração, mesmo em condições áridas em que por advecção, uma quantidade de calor sensível pode ser convertida em calor latente.

Os ganhos e perdas de energia em uma superfície estão em equilíbrio, segundo a lei de conservação de energia. Esta energia disponível na superfície pode ser quantificada pelas equações do balanço de radiação (2) e balanço de energia (3):

$$R_n = (K_{i\downarrow} - K_{r\uparrow}) + (K_{L\downarrow} - k_{L\uparrow}) \quad (2)$$

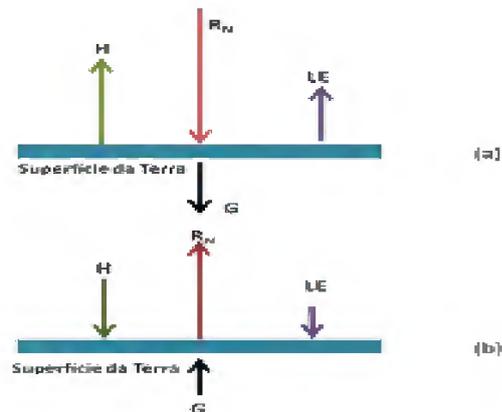
Em que  $R_n$  é o saldo de radiação,  $K_{i\downarrow}$  é a radiação de onda curta incidente,  $K_{r\uparrow}$  é a radiação de onda curta refletida,  $K_{L\downarrow}$  é a radiação de onda longa recebida pelo sol e  $K_{L\uparrow}$  é a radiação de onda longa emitida pela superfície para o espaço, todas expressas em  $W.m^{-2}$ .

$$R_n = H + LE + G \quad (3)$$

onde  $H$  representa o fluxo de calor sensível ( $W\ m^{-2}$ ),  $LE$  é o fluxo de calor latente de evaporação ( $W\ m^{-2}$ ) e  $G$  é o fluxo de calor no solo ( $W\ m^{-2}$ ).

A radiação líquida na superfície deve ser equilibrada pela combinação dos fluxos de calor sensível, calor latente e o fluxo de calor no solo. Durante o dia, a superfície recebe energia ( $R_n > 0$ ), que é dividido em fluxo de calor sensível ( $H$ ), fluxo de calor latente ( $LE$ ) para a atmosfera e fluxo de calor para o solo ( $G$ ). Enquanto a noite, esta superfície perde energia por radiação invertidas, especialmente em condições de céu limpo ou parcialmente nublado. Esta perda é compensada por ganhos de calor do ar e do solo, sendo algumas vezes, do calor latente liberada durante o processo de formação de orvalho. A figura 1 representa o esquema do balanço de energia de superfície durante o dia e a noite.

Figura 1- Representação esquemática do balanço de energia durante o dia (a) e a noite (b).



Fonte:

A essência do conceito de balanço de energia está na afirmação de que a diferença entre a energia que entra e a que sai de um sistema é a energia captada ou utilizada por ele. Da energia que chega à superfície da Terra, parte é utilizada para aquecer o ambiente na forma de  $H$ , parte para evaporar a água na forma de  $LE$ , parte para aquecer a Terra, fluxo de calor no solo ( $G$ ), parte é utilizada na fotossíntese ( $P$ ), e o restante utilizado pela biomassa ( $\Delta S$ ) (PEREIRA, 2002).

A distribuição da radiação solar é quem determina a maioria dos fenômenos no sistema terra-atmosfera, tendo este, grande importância na determinação da ET (RODRIGUES et al., 2011). A partição de energia, particularmente sob a forma de  $LE$  e  $H$ , determina o aquecimento da atmosfera e o conteúdo de vapor d'água são as interações mais importantes entre a biosfera e a atmosfera.

As alterações na partição de energia entre os fluxos de calor sensível e latente podem afetar os fluxos de superfície e conseqüentemente modificar o clima (FOLEY et al., 2003; CURADO, 2013). Desse modo, tornam-se necessários estudos dessa interação entre a superfície e a atmosfera, o qual irá revelar a energia resultante na área em estudo. A partição da energia disponível ( $R_n - G$ ) em  $H$  e  $LE$  é um fator crítico na determinação do ciclo hidrológico, no desenvolvimento da camada limite, no tempo, no clima e como indicador de estresse hídrico para as culturas (PEREZ et al., 2008).

O  $H$  e  $LE$  podem ser estimados por métodos que levam em consideração outras variáveis meteorológicas mais facilmente medidas, como gradientes e fluxos, temperatura e pressão de vapor de água do ar, e o método da razão de Bowen (BOWEN, 1926).

A razão de Bowen foi definida como a razão entre o fluxo vertical de calor sensível e o fluxo vertical de calor latente (SÁ et. al., 1988). É um parâmetro utilizado para caracterizar

de que forma é feita a partição da energia disponível para transporte turbulento (SELLERS, 1985).

A razão de Bowen ( $\beta$ ) é definida pela equação abaixo:

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (4)$$

Onde  $\beta$  é a razão de Bowen, H o fluxo de calor sensível ( $W m^{-2}$ ), LE o fluxo de calor latente ( $W m^{-2}$ ).

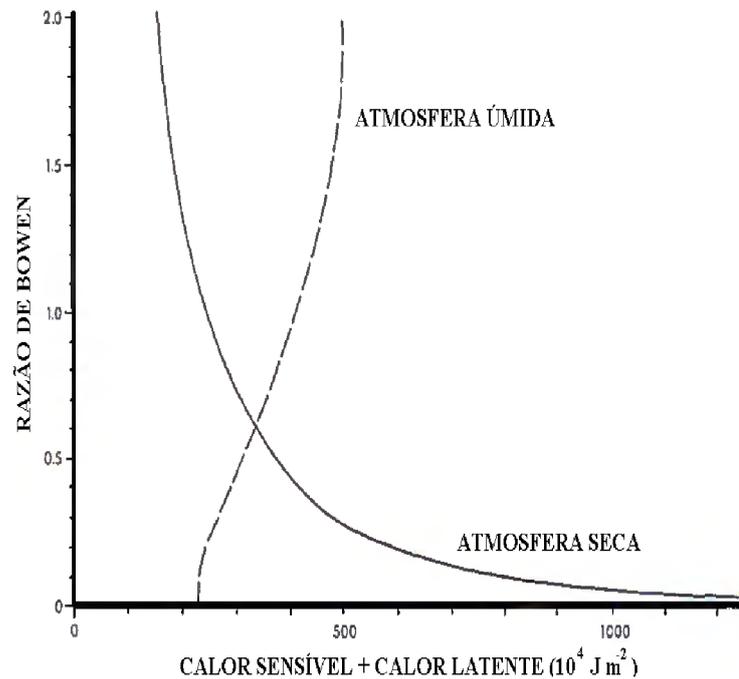
Esta razão apresenta valores bem definidos quando há diferenças significativas com relação a umidade do solo, sendo que, normalmente, quanto mais úmido o solo, mais próximos de zero tendem a ser os valores da  $\beta$ , pois maiores quantidades de energia são direcionadas ao processo da ET (FILHO, 2004). Silva (2003) descreve que, quando há restrição hídrica, uma maior parte da energia é utilizada no aquecimento do ar, o que resulta em valores mais elevados da  $\beta$ .

Para Galvão (2000) analisar o balanço de energia é importância para melhor entender como a floresta interage com a atmosfera, assim como os possíveis impactos devido à substituição da vegetação original.

Neto et al., (2011) observaram que a quantificação da evapotranspiração e seus componentes (transpiração e evaporação) compreendem melhor os processos que controlam as trocas de água e de  $CO_2$  com a atmosfera, bem como a produtividade das culturas.

A obtenção de bons resultados com a razão de Bowen requer gradientes de temperatura e, principalmente, de vapor d'água CARDOSO et. al., (2005). Tais condições, normalmente, são obtidas em áreas úmidas com velocidade de vento superiores a  $2,0 m.s^{-1}$ . Sendo assim, a razão de Bowen tende a se aproximar de zero (VIANA, 2001).

Figura 2 - Calor sensível e latente requerido na formação de nuvens convectivas versus razão de Bowen da superfície.



Fonte: Adaptado de Rabin, 1977

## 2.2 Evapotranspiração

O fenômeno da transferência natural da água na forma de vapor de superfícies líquidas, úmidas ou não vegetadas para a atmosfera, constitui importante componente do ciclo hidrológico, de fundamental importância nos diversos campos de atividades humanas que tratam da utilização e manejo da água. Quando o fenômeno da transferência do vapor d'água se processa a partir dessas superfícies, ocorre simultaneamente a evaporação do solo e a transpiração pelas folhas das plantas, denominando-se o processo de Evapotranspiração (ET).

Mudanças na cobertura da terra têm o potencial de afetar significativamente o ambiente de uma região. A cobertura do solo determina como a  $R_n$  disponível à superfície da terra é distribuída nos diversos fluxos que compõem o balanço de energia da superfície. A ET é o componente dominante do ciclo hidrológico que é afetado por mudanças na terra como na cobertura florestal ou padrões de culturas (ABER, 1992), pois alterando a composição da superfície, principalmente quando é desmatada, muda-se completamente a dinâmica das variáveis que regulam as trocas de vapor de água entre a superfície e a atmosfera ( $R_n$ , DPV e  $T_s$ ).

Mudanças na cobertura e no uso da terra e os impactos no clima (LIU et al., 2008), no ciclo hidrológico regional (SUN et al., 2008) e nas funções do ecossistema estão diretamente ligados à alteração dos processos de evapotranspiração. A ET é a única variável que liga

diretamente os processos hidrológicos e biológicos na maioria dos modelos para ecossistemas (HANSON et al., 2003).

Apesar da importância da ET em floresta, medições diretas da ET tornaram-se possíveis somente nos últimos vinte anos (WILSON e BALDOCCHI, 2000). ET em escala de Bacia Hidrográfica é normalmente estimado como o resíduo da precipitação, escoamento e alteração no armazenamento de água no solo. Este método do balanço de água é limitado para estimar médio de longo prazo, quando a mudança no armazenamento de água é insignificante e outros fluxos podem ser medidos com precisão (WILSON et al., 2001).

Dada a importância que a ET exerce na caracterização climática de uma região, vários métodos para o cálculo desses parâmetros a partir de dados meteorológicos, têm sido descritos, testados e utilizados em variadas condições de clima, cobertura e estado do solo. Estes métodos variam desde cálculos complexo, até métodos empíricos relativamente simples, que correlacionam a evapotranspiração com a temperatura do ar ou com a radiação solar (DA COSTA et al., 2010).

O método de covariância de vórtices turbulentos (Eddy covariance) ganhou popularidade para medição simultânea da ET e dos fluxos de CO<sub>2</sub>, com alta escala temporal devido seu desempenho no monitoramento de resposta rápida dos sensores nos últimos anos. A comparação completa entre os prós e os contras dos principais métodos para estimativa da ET é encontrado em Wilson et al., (2001).

Estudos anteriores têm comparado dois períodos distintos (chuvoso e menos chuvoso) da ET em diferentes localidades (Tabela 1). Porém não está claro como o armazenamento da umidade do solo é suficiente para manter a ET na estação menos chuvosa, já que a precipitação pluviométrica nesta estação é baixa (NEGRÓN-JUÁREZ et al., 2007). Experimentos em vários sítios da floresta amazônica têm indicado que as taxas evapotranspirativas são mais elevadas durante a estação menos chuvosa em comparação a estação chuvosa (SOMMER et al., 2002; VOURLITIS et al., 2002; DA ROCHA et al., 2004; VON RANDOW et al., 2004; SOUZA FILHO et al., 2005).

Tabela 1 - Lista com alguns dos sítios experimentais no Brasil.

| Sítios                                 | Estações | Períodos de estudos                   | Fontes                   |
|--|----------|---------------------------------------|--------------------------|
| Reserva Cuieiras<br>(Manaus - AM)      | CRS      | Setembro de 1995 e<br>Agosto de 1996  | Malhi et al., 2002       |
| Sinop<br>(Mato Grosso - MT)            | SIN      | Agosto de 1999 a Julho<br>de 2000     | Vourlitis et al., 2002   |
| Floresta de Tapajós<br>(Santarém - PA) | K83      | Julho de 2000 a Julho de<br>2001      | Da Rocha et al., 2004    |
| Reserva Jarú<br>(Rondônia - RO)        | RJA      | Janeiro de 2000 a<br>Dezembro de 2002 | Von Randow et al., 2004  |
| Flona de Caxiuanã<br>(Melgaço - PA)    | CAX      | Janeiro de 1999                       | Souza Filho et al., 2005 |

Fonte: elaborada pelo autor.

Os ciclos de energia, água e carbono em ecossistemas florestais são fortemente acoplados através dos processos da ET (WILSON e BALDOCCHI, 2000; NOORMETS et al., 2006). O balanço de energia tem favorecido uma visão significativa de como o manejo vem afetando o microclima da floresta e o uso da terra para alterações climáticas em escala regional (RESTREPO e ARAIN, 2005; JACKSON et al., 2005; LIU et al., 2008). Segundo Costa (1989), a ET é condicionada por fatores climáticos, do solo e da própria planta.

### 2.3 Eddy Covariance (EC)

O método de covariância de vórtices turbulentos, termo em inglês Eddy Covariance (EC), se tornou uma ferramenta muito utilizada nos estudos do ciclo do carbono, de água, e energia (BALDOCCHI et al., 2001; CARSWELL et al., 2002; SOUZA FILHO, 2002). A técnica permite estimar os de fluxo de CO<sub>2</sub> através de uma interface entre a atmosfera e a copa das plantas, medindo-se variações na velocidade do vento vertical, os fluxos de calor latente e. É um método confiável para medir a troca líquida de carbono entre os ecossistemas terrestres e a atmosfera ao longo de escalas de tempo, de horas e anos (BARR et al., 2006).

EC pode estimar medidas micrometeorológicas de fluxos de vapor de água e de calor através da medição das flutuações na velocidade do vento, da densidade de vapor e de temperatura do ar em uma variedade de ambientes, quer sejam naturais ou modificados pelo homem. É uma técnica de poucas hipóteses teóricas, mas captura com precisão as informações sobre a ET em um curto período de tempo de uma grande área (BALDOCCHI, 2003).

Para uma descrição mais detalhada sobre o EC, ver no livro guia prático para medições de fluxo de vórtices turbulentos (A Brief Practical Guide to Eddy Covariance Flux Measurements: Principles and Workflow Examples for Scientific and Industrial Applications, 2005-2010).

### 2.3.1 - Correções indispensáveis ao método de covariância de vórtices turbulentos

As medições realizadas pelo EC nunca são perfeitas. Apresentam erros, dos quais em sua maioria ocasionados por problemas de instrumentação, fenômenos físicos e a localidade (FOKEN, 1995). Esses erros - chamados erros de resposta de frequência - incluem os relacionados ao tempo de resposta instrumental, separação do sensor, caminho médio, atenuação de flutuação, por amostragem, através do tubo, filtragem que passa alta e baixa, incompatibilidade de resposta do sensor e amostragem digital com frequência limitada (MASSMAN et al., 2002, ARRUDA, 2011).

Erros de tempo de resposta ocorrem porque os instrumentos podem não ser rápidos o suficiente para capturar todas as rápidas mudanças que resultam do transporte turbulento. Erro de separação do sensor se dá por causa da separação física entre os locais em que a velocidade do vento e a concentração são medidos: assim a covariância é calculada para os parâmetros que não foram medidos no mesmo ponto e simultaneamente. Erro de caminho médio é causado pelo fato de que o caminho do sensor não é um ponto de medição, mas preferivelmente uma interação sobre algumas distâncias, portanto ele poderia deixar fora algumas médias causadas pelo transporte turbulento (ARRUDA, 2011). Erro de tubo de atenuação é observado em analisadores de caminho fechado, causado por atenuação da flutuação instantânea da concentração no tubo de amostragem (MONCRIEFF et al., 1996).

O EC é mais exato quando a velocidade do vento, a temperatura e umidade e o CO<sub>2</sub> forem constantes, assim como a vegetação subjacente for homogênea e situada em terreno plano e de grande extensão. Quando este método é aplicado sobre paisagens naturais e complexas, ou durante as condições atmosféricas que variam com o tempo a quantificação da troca do CO<sub>2</sub> entre a biosfera atmosfera, devem-se incluir medidas do armazenamento atmosférico (ARRUDA, 2011 APUT BALDOCCHI, 2003).

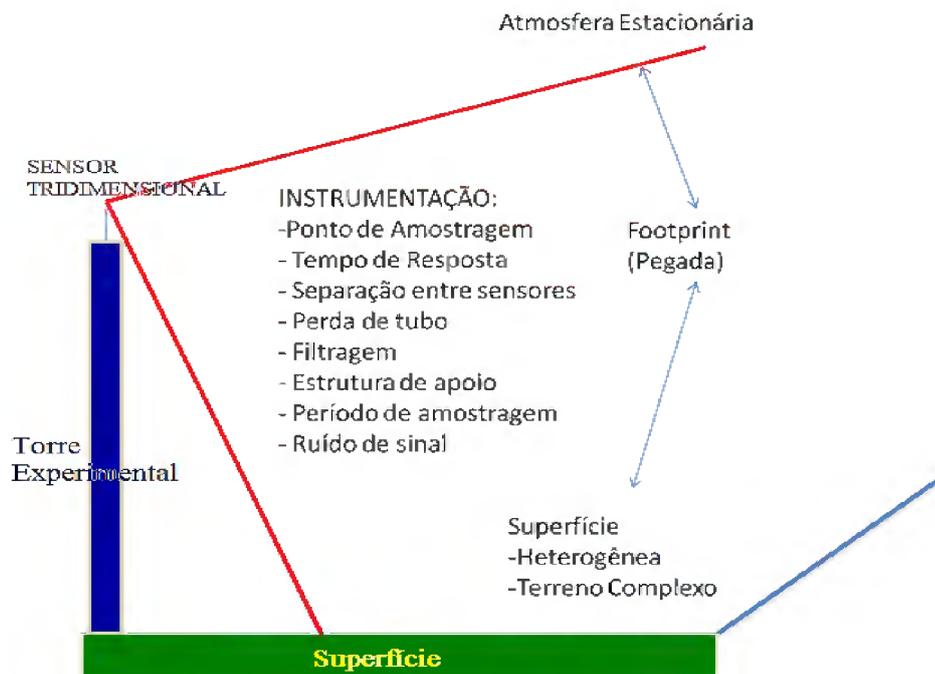
Infelizmente, as lacunas nos períodos de aquisição dos dados são inevitáveis, ao construir registros de dados durante longo intervalo de tempo. As lacunas são preenchidas geralmente com valores produzidos dos modelos estatísticos e empíricos para produzir dados diários e anuais. As lacunas preenchidas por tais modelos não introduzem erros significativos porque os algoritmos empíricos são derivados das populações estatísticas grandes. De outro lado, os erros de medidas de fluxo podem ser influenciados na noite em que os ventos são fracos e intermitentes. Os erros noturnos tendem a produzir redução na medida de respiração do ecossistema (ARRUDA, 2011).

A verificação da estratificação turbulenta em camada-limite atmosférica é complicada por uma multiplicidade de influências físicas, incluindo divergência no fluxo de radiação

atmosférica, elevado corte associado com baixo nível de sinal, movimento sinuoso, vibrações gravitacionais, escoamento do fluido e aumento sensível da heterogeneidade da superfície (FINNIGAN, 2000; KATUL, et al., 2002).

A figura 3 (MONCRIEFF, 1996) resume os fatores micrometeorológicos que devem ser considerados na exatidão das medidas de campo.

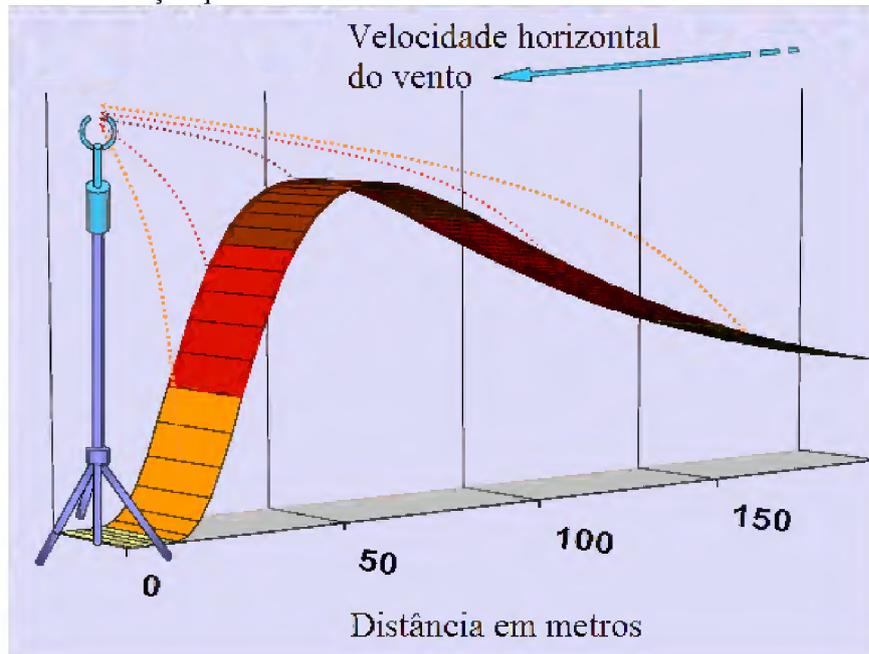
Figura 3 - Esquema representativo da área de abrangência do anemômetro sônico e os fatores micrometeorológicos que devem ser considerados.



Fonte: ARRUDA, 2011.

Observa-se na figura 4, a visualização do fluxo: quanto mais escura for a cor vermelha, maior será a contribuição que vem da área. Pode-se observar que a maior parte da contribuição do fluxo não vem debaixo da torre ou de quilômetros de distância, mas, sim, de algum lugar no meio, ou seja, na área de abrangência do anemômetro sônico.

Figura 4 - Esquema representativo da visualização da área que influencia o sensor: quanto mais escura a cor vermelha, maior é a contribuição que vem da área.



Fonte: Material disponível na internet: Introduction to the Eddy Covariance Method, de Burba & Anderson. 2005, direitos da LI-COR Biosciences.

Para reduzir as incertezas das medidas do sistema de covariância de vórtices turbulentos, deve-se procurar minimizar a ocorrência de falhas de dados durante sua aquisição. Para preenchimento das falhas, deve-se possuir um conjunto completo de medidas micrometeorológicas (PAR, temperatura do ar e do solo, umidade, respiração do solo, entre outros) para que a aplicação dos modelos empíricos, muito bem citados por Moncrieff (1996), Massman (2000) entre outros, sejam adequadamente usados.

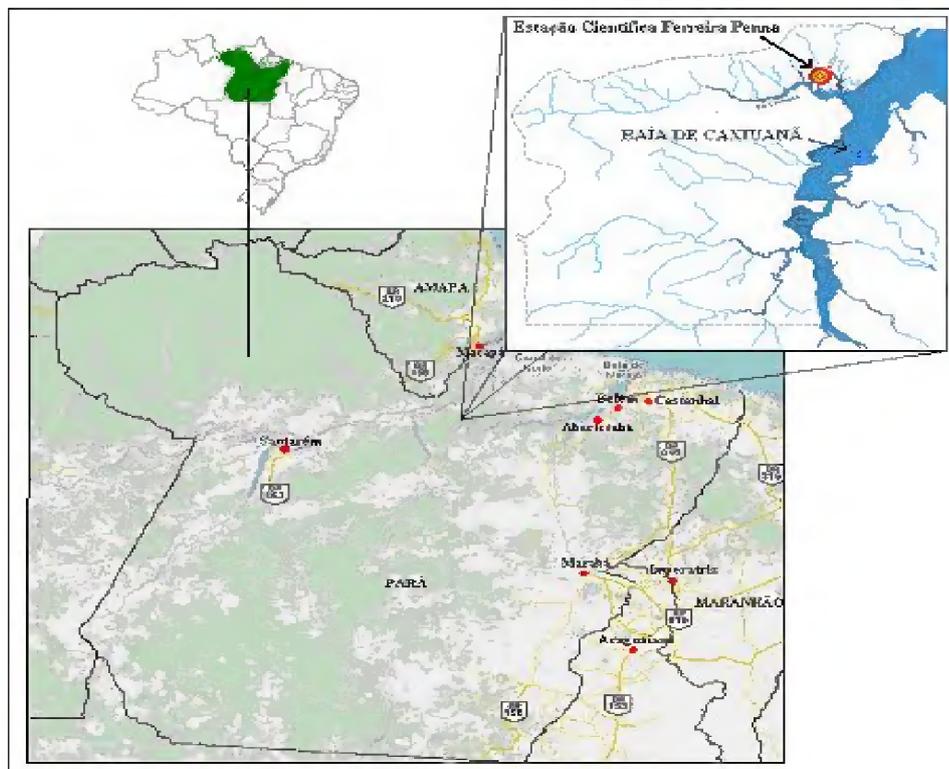
## 2.4 Materiais e Métodos

### 2.4.1 Sítio experimental

A Floresta Nacional de Caxiuanã está localizada no leste do Estado do Pará ( $01^{\circ} 42' 30''$  S,  $51^{\circ} 31' 45''$  W), a cerca de 400 km a oeste da cidade de Belém, no Município de Melgaço (Figura 5). A região é composta de floresta primária (Figura 6), administrada pelo Instituto Brasileiro do Meio Ambiente (IBAMA), a qual se trata de uma área preservada, formada por florestas de terra firme, igapó e várzea. A Baía de Caxiuanã possui uma extensão significativa, sendo definida pelo rio Anapú (entre os rios Tocantins e Xingu), e seu principal afluente o rio Caxiuanã (MONTAG e BARTHEM, 2003). A baía é alongada no sentido norte-sul e possui, em sua região mais significativa, cerca de 8 km de largura e 40 km de extensão (COSTA et al., 1997).

A floresta ombrófila densa é a vegetação nativa predominante da floresta de Caxiuanã, a qual apresenta também vários campos naturais. Pertencente ao bioma da Amazônia possui uma área de 324 ha, foi estabelecida como Unidade de Conservação Federal (UCF) pelo decreto nº 239, e sendo a floresta mais antiga da Amazônia Legal (AL) e abriga um grande número de espécies arbóreas sendo 85% da vegetação predominantemente terra firme, 10% de floresta alagada de igapó e várzea, e os 5% restantes composta por pequenas porções de vegetação alterada (LISBOA, 2009).

Figura 5 - Mapa de localização geográfica da Floresta Nacional de Caxiuanã, a leste do Estado do Pará, Brasil. Em detalhe, no canto superior direito, a localização da Estação Científica Ferreira Penna, local de realização deste estudo.



Fonte: Lisboa, 2009.

Figura 6 - Foto acima do dossel das árvores, mostrando a Floresta Nacional de Caxiuanã.



Fonte: Arquivo pessoal.

O clima característico da região de Caxiuanã, segundo a classificação de Koppen, é do tipo tropical quente e úmido, com subtipo climático Am. O número de horas de brilho de luz solar alcança mais de 2.100 horas ano<sup>-1</sup>, com temperaturas média anual de 26°C, com médias extremas de 22°C (mínima) e 32°C (máxima). Possui o período chuvoso de dezembro a maio e o período menos chuvoso de agosto a novembro. A umidade relativa média anual fica em torno de 80%. A direção do vento é predominante de nordeste (NE), porém apresenta algumas variações de sudeste ao longo do ano (MORAES et al., 1997; CARSWELL et al., 2002; RODRIGUES et al., 2011).

A floresta de Caxiuanã é bastante densa e úmida, com abertura de dossel em até 10% (VIANA et al., 2003), devido às frestas existentes entre as copas e às clareiras naturais ocasionada pela queda de árvores, fazendo com que seu sub-bosque seja sombreada (Figura 7), apresentando pouca passagem de luz direta (LISBOA et al., 2002). Sua arquitetura florestal é caracteriza por árvores emergentes (entre 40 m a 50 m), o dossel (entre 30 m a 35 m), sub-bosque (entre 20 m e 25 m) e um piso (5 m) (VIANA et al., 2003).

Nos estudos realizados até agora, registrou-se que o hábito arbóreo predomina sobre as demais formas de vida vegetal. Na maior parte, a floresta de terra firme é sombreada com a passagem de pouca luz direta, exceto nas frestas existentes entre as copas, e nas clareiras naturais formadas por quedas de árvores (LEAL, 2000).

O solo é do tipo Latossolo amarelo distrófico, constituído em sua camada superior de 50 cm de profundidade por argila arenosa (LISBOA, 1997). É um solo envelhecido, com forte acidez e de boa drenagem, apesar de ser bastante argiloso (DE CARVALHO, 2007).

Figura 7 - Visão parcial do interior da Floresta Nacional de Caxiuanã, nos arredores da Estação Científica Ferreira Pena, área de mensuração de dados para o presente estudo.



Fonte: Arquivo pessoal.

#### 2.4.2 Dados micrometeorológicos de Caxiuanã

Os dados micrometeorológicos fazem parte do Projeto Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA), em funcionalidade desde 1999 na Flona de Caxiuanã - PA. As medidas utilizadas neste trabalho, foram realizadas no período de 2005 a 2008 em uma torre micrometeorológica (1,7 m x 1,2 m, 56m de altura) (Figura 8), localizada no interior da Flona de Caxiuanã distante 3,4 km, na direção Nordeste, da Estação Científica Ferreira Pena (ECFPn), com a altura média da copa das árvores em torno é de 32 m.

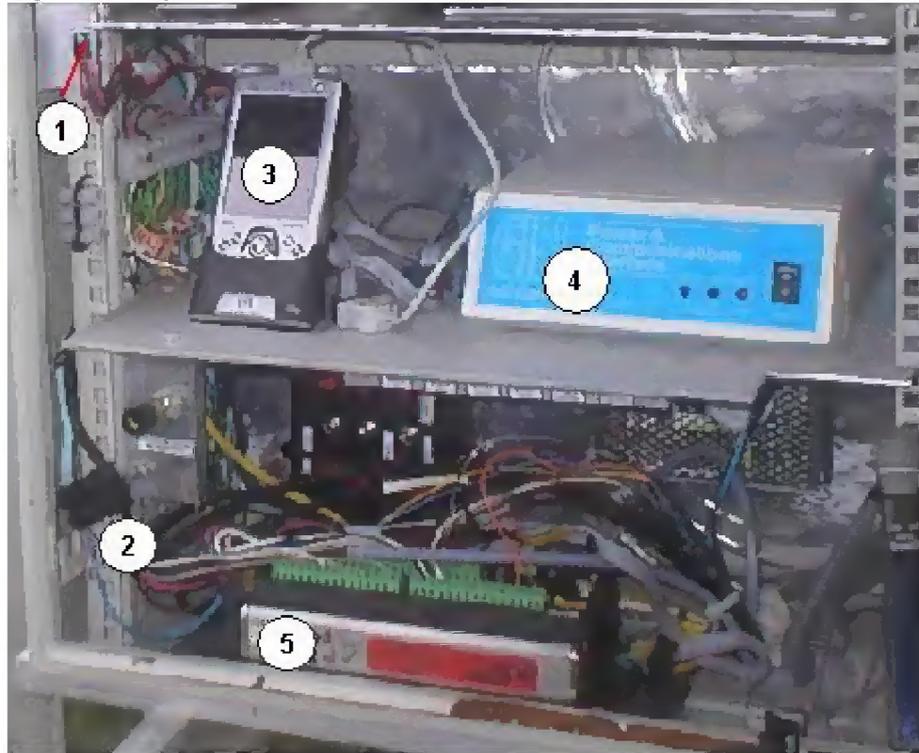
Figura 8 - Visão da base para o topo da torre, instalada na Floresta Nacional de Caxiuanã, as proximidades da Estação Científica Ferreira Pena, utilizada para mensuração dos dados analisados no presente estudo.



Fonte: Arquivo pessoal.

Os dados de temperatura do ar, saldo de radiação, velocidade e direção do vento, precipitação pluviométrica foram coletados e armazenados em uma estação automática (instalada a 52 m de altura na torre). Esses dados da estação automática estão acoplados a um sistema de aquisição de dados do Datalogger CR 1000 (Figura 9).

Figura 9 - Visão geral do sistema de aquisição de dados, da estação automática e dos fluxos, montado na torre micrometeorológica da Estação Científica Ferreira Pena, da Floresta Nacional de Caxiuanã.



- |                                   |  |
|-----------------------------------|--|
| 1 - Regulador de voltagem do Ipaq | 4 - interface (Power & Communications interface) |
| 2 - Alimentação do CR 1000        | 5 - CR 1000                                      |
| 3 - iPAQ, computador de mão       |  |

Fonte: Silva, 2008

As coletas de dados foram realizadas quinzenalmente, ocasião em que o funcionamento dos sensores e o estado de conservação também eram avaliados. Deste modo, os procedimentos de limpeza e eventuais reparos, foram feitos quando necessários. Estes procedimentos foram detalhadamente baseados nos trabalhos de Carswell et al., (2002); Souza Filho (2005) e Nogueira (2010). As variações, os sensores e suas respectivas alturas de instalação na torre são apresentados na Tabela 2.

Os sensores utilizados para mensuração dos dados de fluxo de calor no solo, temperatura e umidade do solo foram acoplados a um sistema de baixa frequência de aquisição de dados (Datalogger CR10X, Campbell Scientific Instrument, Utah, USA) o qual

registrou e armazenou, em intervalos de 10 minutos, em um módulo de memória os referidos dados.

Tabela 2 - Relação das variáveis, instrumentos e alturas dos instrumentos instalados na torre micrometeorológica da Floresta Nacional de Caxiuanã, Estado do Pará.

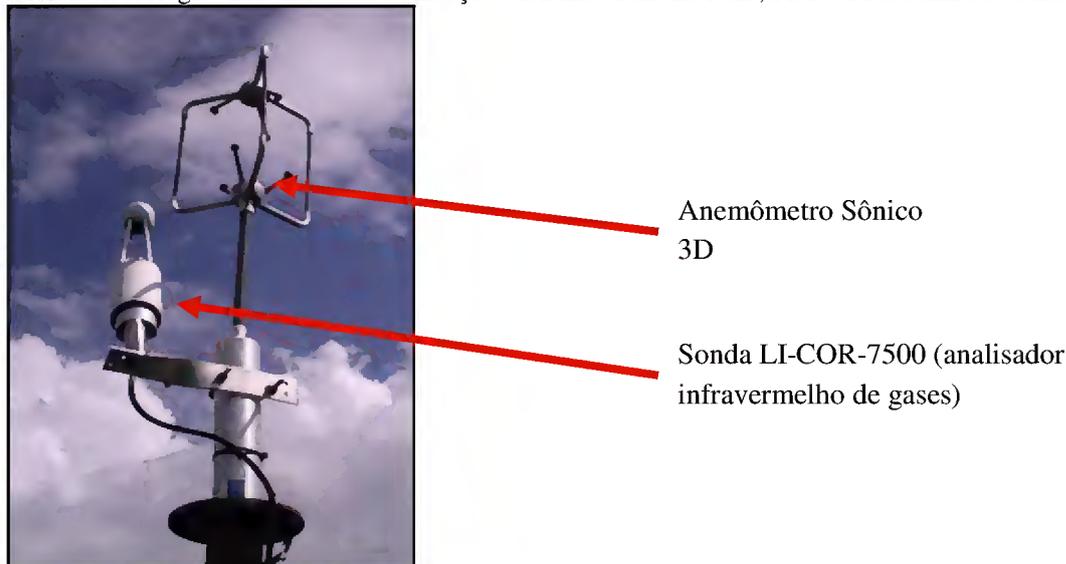
| Medidas  | Instrumentos                          | Altura/Profundidade (m)     |
|--|---------------------------------------|-----------------------------|
| Radiação de onda curta (incidente e refletida)             | CNR1 (Kipp & Zonen)                   | 53.0                        |
| Radiação de onda longa (atmosférica e terrestre)           | CNR1 (Kipp & Zonen)                   | 53.0                        |
| Radiação fotossinteticamente ativa (incidente e refletida) | PAR LITE (Kipp & Zonen)               | 53.0                        |
| Saldo de radiação  | NR-LITE (Kipp & Zonen)                | 53.0                        |
| Precipitação pluvial                                       | TB3 (Hydrological Services Pty. Ltd.) | 53.0                        |
| Concentração de CO <sub>2</sub> e vapor d'água             | LI-7500 (LI-COR, Inc)                 | 56.0                        |
| Velocidade e direção do vento                              | 12000 (RM Young)                      | 52.0                        |
| Velocidade (3-D) e direção do vento                        | R3 (Gill Instruments, Ltd.)           | 56.0                        |
| Temperatura e umidade do ar                                | HMP 45C (Vaisala)                     | 53.0; 43.0; 32.0; 16.0; 8.0 |
| Pressão atmosférica  | PTB101B (Vaisala)                     | 52.0                        |
| Fluxo de calor no solo                                     | HFP01 (Hukseflux)                     | 0.05; 0.10                  |
| Umidade do solo  | CS616 (Campbell Scientific, Inc.)     | 0.05; 0.10; 0.20            |
| Temperatura do solo  | T107 (Campbell Scientific, Inc.)      | 0.05; 0.10                  |

Fonte: LBA.

Para obtenção dos dados de fluxos turbulentos foram utilizados sensores de resposta rápida (10Hz), os quais registraram os dados a cada 30 minutos. Este sistema de resposta rápida é composto por um anemômetro sônico tridimensional da Campbell e pelo analisador de CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O de caminho aberto (Figura 10). Esse sistema foi instalado a 56 m de altura, na torre de observação, para obtenção de medidas dos três componentes do vento ( $u$ ,  $v$ ,  $w$ ), temperatura do ar, fluxo de vapor d'água (H<sub>2</sub>O) e de gás carbônico (CO<sub>2</sub>), fluxo de calor sensível ( $H$ ), fluxo de calor latente ( $LE$ ), velocidade de fricção ( $u^*$ ) e as concentrações de H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub>.

Esses dados foram armazenados em um microcomputador de mão (palmtop Ipaq rx1950, HP, USA). Os dados foram coletados a cada quinze dias por meio da troca de um cartão de memória e processados com a rotina computacional do Alteddy 3.3, desenvolvida pelo Instituto Alterra Green World Research da Holanda (Figura 6).

Figura 10 - Anemômetro sônico tridimensional da Campbell e medidor LI-COR-7500, instalado na torre micrometeorológica nos arredores da Estação Científica Ferreira Pena, Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará.



Fonte: arquivo pessoal

As medidas dos fluxos de calor latente e sensível foram determinadas pelo método de covariância de vórtices turbulentos com o emprego de um sistema de medidas de alta frequência dos fluxos de superfície, composto por um anemômetro sônico tridimensional (Solent 1012R2, Gill Instruments, UK), que mede as três componentes da velocidade do vento ( $u$ ,  $v$ ,  $z$ ) e a temperatura do ar e um analisador de gás por infravermelho de caminho aberto (Li-7500, LI-COR, Inc, USA), que mede as concentrações de vapor de água e dióxido de carbono.

Neste estudo foram utilizados dados de calor sensível, fluxo de calor latente sendo que os cálculos utilizados para esses fluxos foram obtidos pelo método das covariâncias de vórtices turbulentos. Para a análise da magnitude e natureza da concentração de vapor d'água e fluxo de energia e suas relações com elementos e climáticos, foram comparados dois períodos para cada um dos anos em estudo (2005, 2006, 2007, 2008) sendo um representativo para o período chuvoso, compreendido entre 26/03 a 31/03 (DJs 85 a 90), e outro representativo para o período menos chuvoso, compreendido entre 11/09 a 16/09 (DJs 254 a 259). Foram analisadas também as variáveis meteorológicas, o balanço de energia para ambos os períodos.

Os programas utilizados nas análises estatísticas foram o Excel 2010 da Microsoft, o Minitab 16 da Minitab e o Sigmaplot 11.0 da Systat Software.

#### 2.4.3 Preenchimento de falhas

A ausência de dados é um problema comum em medidas micrometeorológicas de longo prazo, seja por falhas dos equipamentos, manutenção do sistema, calibração de instrumentos, coleta de dados, controle de qualidade dos dados. Para estimativa dos valores anuais e sazonais dos fluxos de energia as falhas nos dados observados devem ser preenchidas (TATSCH et al. 2007).

Métodos podem ser utilizados no preenchimento de falhas de dados, como média simples, regressão linear múltipla, método de Steurer, estatística descritiva. Para este estudo, os valores das medidas dos fluxos de H e LE que apresentavam falhas foram preenchidos através das médias aritméticas, para aplicar os métodos de médias simples. A média aritmética ( $\bar{x}$ ) é dada pela expressão:

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad (5)$$

#### 2.4.4 Controle de dados

Para organização e certificação dos dados, utilizou-se a base estrutural do protocolo de organização de dados micrometeorológicos das torres do Projeto LBA, em Manaus, Amazonas. Para a Flona de Caxiuanã - Pará foi atribuído particularidades da área de estudo (tipo de solo, clima da região). Algumas características semelhantes entre as áreas tanto de Caxiuanã - PA quanto em Manaus - AM, fizeram com que os valores para as correções atribuídos aos dados (que serão feitas em seguida) fossem os mesmo na maioria dos sensores.

Os dados brutos detidos em Caxiuanã - PA foram encaminhados para o computador central de base de dados na sede da Universidade Federal Rural da Amazônia (UFRA) em Belém - PA, e passaram por um protocolo rigoroso de organização e, onde foram feitas as análises necessárias e em seguida sua interpretação.

O protocolo de análise e tabulação foi realizado de acordo com o diagrama a seguir:

Figura 11 - Diagrama do protocolo de controle de qualidade dos dados da torre.



Fonte: LBA

As certificações dos dados, seguiu-se a correção das falhas presentes no sistema, devido às várias situações de rejeição dos dados coletados. Estas situações impossibilitaram a coleta de dados, ao longo de 24 horas, durante 365 dias.

Para isso foram utilizados limites máximos e mínimos para todas as variáveis a fim de retirar os dados espúrios coletados pelo sistema de covariância de vórtices turbulentos na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA. (Tabela 3).

Tabela 3 - Limites máximos e mínimos utilizados no processo de filtragem dos dados micrometeorológicos da Floresta Nacional de Caxiuanã, Estado do Pará.

| Variáveis               | Valores máximos | Valores mínimos | Unidades          |
|-------------------------|-----------------|-----------------|-------------------|
| Temperatura do ar       | 45              | 15              | °C                |
| Umidade relativa        | 105             | 25              | %                 |
| Velocidade vento        | 30              | 0               | m/s               |
| Direção do vento        | 360             | 0               | Graus             |
| Precipitação pluvial    | 50              | 0               | mm                |
| Fluxo de calor latente  | 700             | -80             | W m <sup>-2</sup> |
| Fluxo de calor sensível | 300             | -150            | W m <sup>-2</sup> |

Fonte: LBA.

## 2.5 Parâmetros de controle da Evapotranspiração

A disponibilidade de energia, a demanda de vapor de água da atmosfera, condição aerodinâmica (fatores biofísicos), o controle estomático, a facilidade das raízes em capturar

água do solo (fatores fisiológicos), os quais controlam a transferência de vapor de água para a atmosfera. Para entender o processo da ET da floresta, foram analisados alguns parâmetros de controle que serão descritos a seguir.

### 2.5.1 Condutância da Superfície

Foram analisadas médias horárias e diárias para a  $C_s$ , no intervalo de 07:00 - 18:00 horas em condições de dossel seco, isto é, foram excluídos os horários em que ocorreram precipitações e três horas após o evento. Para o cálculo da condutância da superfície foi utilizada a equação de PENMAN-MONTEITH invertida baseado no trabalho de SHUTTLEWORTH (1988), conforme mostra a equação 6.

$$C_s = (r_s)^{-1} = \left\{ \frac{\rho_a c_p DPV}{\gamma LE} - r_a \left( 1 - \frac{\delta H}{\gamma LE} \right) \right\}^{-1} \quad (6)$$

onde,

$C_s$  – condutância da superfície ( $m s^{-1}$ );

LE – fluxo de calor latente ( $J m^{-2} s^{-1}$ );

$\rho_a$  – massa específica do ar ( $kg m^{-3}$ );

$C_p$  – calor específico do ar úmido à pressão constante ( $J kg^{-1} °C^{-1}$ );

DPV – déficit de pressão de vapor (kPa);

$\gamma$  – constante psicrométrica ( $hPa °C^{-1}$ );

$r_a$  – resistência aerodinâmica;

H – fluxo de calor sensível ( $J m^{-2} s^{-1}$ );

$\delta$  – declividade da curva de pressão de saturação ( $kPa °C^{-1}$ );

### 2.5.2 Condutância Aerodinâmica

Para o cálculo da condutância aerodinâmica considerou-se a atmosfera não neutra, ou seja, em condições de estabilidade e instabilidade atmosférica. Para o cálculo da condutância aerodinâmica, considerou-se a atmosfera em condições de estabilidade e instabilidade, dada pela equação 7.

$$C_a = \frac{0,4 \hat{\rho} u(z)}{\left[ \ln \left( \frac{z-d}{z_0} + \psi_M \right) \right] \left[ \ln \left( \frac{z-d}{z_0} + \psi_H \right) \right]} \quad (7)$$

onde,

$C_a$  – condutância aerodinâmica ( $mol m^{-2} s^{-1}$ );

$\rho$  – densidade molar do ar ( $mol m^{-3}$ );

$u$  – velocidade média do vento na altura  $z$  (56 m) ( $m s^{-1}$ );

$z_0$  – rugosidade da superfície (m);

$d$  – deslocamento do plano zero (m);

A rugosidade da superfície ( $z_0 = 2,35$  m) e o deslocamento do plano zero ( $d = 30$  m) são função da altura média do dossel ( $h = 40$  m), conforme descreveu SHUTTLEWORTH (1988). Os fatores de correção para o fluxo de momentum ( $\Psi_M$ ) e para o fluxo de calor sensível ( $\Psi_H$ ) foram determinados para condições de estabilidade e instabilidade da atmosfera, de acordo com os seguintes critérios, baseados no trabalho de SOUZA FILHO et al., (2005):

Para  $\zeta \geq 0$  têm-se atmosfera estável.

$$\Psi_M = \Psi_H = 6 \ln(1 + \zeta) \quad (8)$$

Para  $\zeta < 0$ , têm-se atmosfera instável.

$$\Psi_H = -21n \left[ \frac{1 + (-16\zeta)^{1/2}}{2} \right]; \quad (9)$$

$$\Psi_M = 0,6 \Psi_H \quad (10)$$

Através dos cálculos das equações anteriores podemos determinar a estabilidade da atmosfera ( $\zeta$ ) pela equação 11.

$$\zeta = - \frac{0,4 g z H}{\hat{\rho} c_p T_k u^{*3}} \quad (11)$$

onde,

$u^*$  - velocidade de fricção do vento ( $m s^{-1}$ );

$g$  - aceleração da gravidade ( $m s^{-2}$ );

$T_k$  - temperatura média do ar (K).

### 2.5.3 Fator de Desacoplamento ( $\Omega$ )

A teoria do fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) foi desenvolvida por Jarvis e McNaughton (1986). O fator varia no intervalo  $0 < \Omega < 1$ , sendo que  $\Omega$  próximo de 1 indica que a ET é mais sensível ao saldo de radiação (o dossel está desacoplado das condições atmosféricas), e quando  $\Omega$  se aproxima de 0 indica que a vegetação está exercendo um controle efetivo sobre a ET, ou seja, o DPV é o fator predominante). O  $\Omega$  é dado pela seguinte equação.

$$W = \frac{1}{1 + \left[ \gamma / (\delta + \gamma) \right] \left( C_a / C_s \right)} \quad (12)$$

onde,

$\Omega$  – fator de desacoplamento;

$C_a$  – condutância aerodinâmica ( $r_a^{-1}$ );

$C_s$  – condutância da superfície;

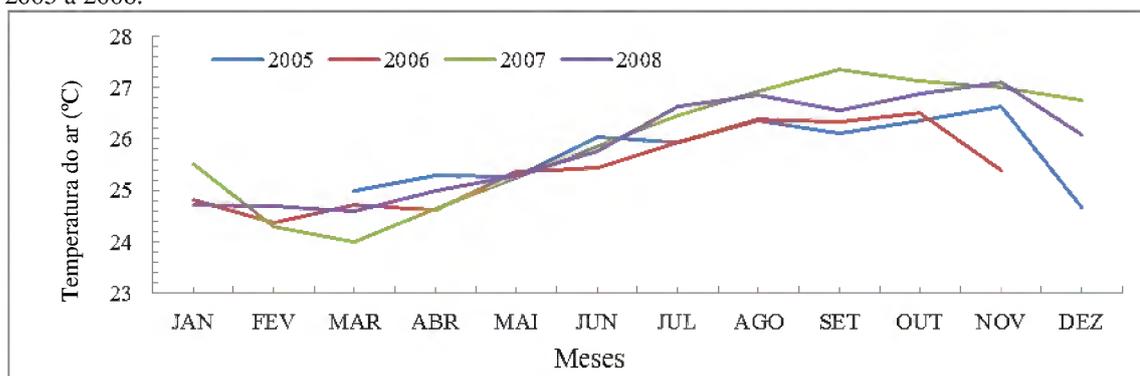
## 2.6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 2.6.1 Condições meteorológicas da Floresta de Caxiuanã

#### 2.6.1.1 - Temperatura do ar

No período de 2005 a 2008, a temperatura média do ar apresentou uma distribuição uniforme ao longo do ano (Figura 11), tendo com os meses mais quentes: novembro (2005), outubro (2006 e 2008) e setembro (2007). E como meses mais frios: março (2005, 2007, 2008) e fevereiro de (2006). A temperatura média anual foi de 25,7°C, com variações máximas de 31,3°C (março) e 34,1°C (outubro), enquanto as mínimas registraram variação em torno de 23,1°C (março) e 23,8°C (outubro). A tabela 4 ilustra a variação mensal do período de estudo.

Figura 12 - Variação média mensal da temperatura do ar (°C) na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA no período de 2005 a 2008.



A entrada dos raios solares no interior do dossel dá-se através de múltiplas reflexões da radiação, ocasionando inclusive diminuição do albedo. A própria natureza das folhas parece favorecer este processo de absorção ou liberação, e com isto os microambientes do dossel apresentam diferentes temperaturas e trocas de calor com o ar do meio ambiente. Durante o dia a perda de LE na ET não deixa a folhagem se aquecer muito e devido a boa disponibilidade de água, a temperatura no dossel não ultrapassa 32°C e como, no ambiente do dossel o orvalho libera calor latente, evita o maior resfriamento das folhas (LISBOA, 2002).

Tabela 4 - Média mensal da temperatura do ar na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA, no período de 2005 a 2008.

|                        | Mês/Ano     | 2005  | 2006  | 2007  | 2008  |
|------------------------|-------------|-------|-------|-------|-------|
| Temperatura do ar (°C) | JAN         | *     | 24,81 | 25,51 | 24,72 |
|                        | FEV         | *     | 24,36 | 24,29 | 24,69 |
|                        | MAR         | 25,00 | 24,73 | 24,01 | 24,60 |
|                        | ABR         | 25,28 | 24,63 | 24,65 | 25,00 |
|                        | MAI         | 25,27 | 25,37 | 25,25 | 25,29 |
|                        | JUN         | 26,04 | 25,44 | 25,86 | 25,77 |
|                        | JUL         | 25,93 | 25,93 | 26,46 | 26,63 |
|                        | AGO         | 26,36 | 26,39 | 26,92 | 26,85 |
|                        | SET         | 26,10 | 26,33 | 27,36 | 26,55 |
|                        | OUT         | 26,35 | 26,52 | 27,12 | 26,89 |
|                        | NOV         | 26,64 | 25,40 | 27,00 | 27,10 |
|                        | DEZ         | 24,68 | *     | 26,75 | 26,09 |
|                        | Média Anual | 25,77 | 25,45 | 25,93 | 25,85 |

#### 2.6.1.2 - Radiação solar incidente ( $K_i$ )

A radiação solar incidente (Figura 13) apresentou padrões de variabilidade sazonal, que variou entre  $194,97 \text{ W.m}^{-2}$  (2005),  $188,81 \text{ W.m}^{-2}$  (2006),  $191,71 \text{ W.m}^{-2}$  (2007) e  $177,14 \text{ W.m}^{-2}$  (2008) no período chuvoso, enquanto que no período menos chuvoso os valores foram  $219,94 \text{ W.m}^{-2}$  (2005),  $240,09 \text{ W.m}^{-2}$  (2006),  $216,06 \text{ W.m}^{-2}$  (2007) e  $229,45 \text{ W.m}^{-2}$  (2008). Os valores de  $K_i$  anual foram de  $214,22 \text{ W m}^{-2}$  (2005),  $213,24 \text{ W.m}^{-2}$  (2006),  $246,15 \text{ W.m}^{-2}$  (2007) e  $344,4 \text{ W.m}^{-2}$  (2008). A tabela 5 ilustra os valores mensais de  $K_i$  ao longo de cada ano.

Segundo Da Rocha et al. (2004), mudanças sazonais na cobertura das nuvens são os principais fatores que determinam a variação da  $K_i$ . Em um sítio experimental na Amazônia Central, Malhi et al. (2002) observaram que nessa área de floresta tropical a cobertura de nuvens foi mais importante na determinação da variação da radiação solar do que o ângulo do sol ou a duração do dia.

Figura 13 - Variação média mensal da radiação solar incidente ( $\text{W m}^{-2}$ ) na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA no período de 2005 a 2008.

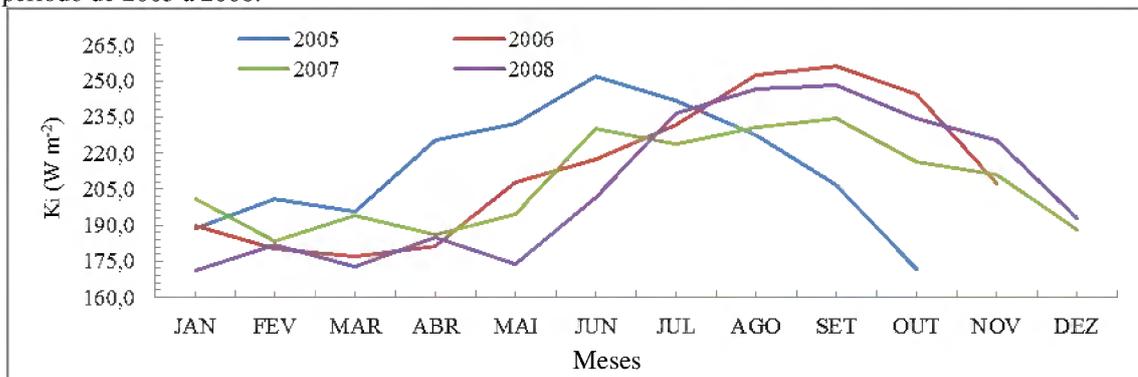


Tabela 5 - Média mensal da radiação solar incidente na floresta de Caxiuanã - PA, no período de 2005 a 2008.

|                                     | <b>Mês/Ano</b> | <b>2005</b> | <b>2006</b> | <b>2007</b> | <b>2008</b> |
|-------------------------------------|----------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Radiação solar incidente $W m^{-2}$ | JAN            | *           | 190,02      | 200,89      | 171,06      |
|                                     | FEV            | *           | 180,29      | 183,14      | 181,54      |
|                                     | MAR            | 188,88      | 176,78      | 194,20      | 172,66      |
|                                     | ABR            | 200,68      | 181,33      | 186,19      | 185,04      |
|                                     | MAI            | 195,35      | 207,73      | 194,73      | 173,71      |
|                                     | JUN            | 225,50      | 217,58      | 229,88      | 201,66      |
|                                     | JUL            | 232,14      | 231,50      | 223,57      | 236,25      |
|                                     | AGO            | 252,10      | 252,65      | 230,88      | 246,53      |
|                                     | SET            | 241,81      | 256,25      | 234,31      | 248,11      |
|                                     | OUT            | 227,50      | 244,33      | 216,30      | 234,19      |
|                                     | NOV            | 206,72      | 207,14      | 210,81      | 225,52      |
|                                     | DEZ            | 171,56      | *           | 188,02      | 192,89      |
|                                     | Média Anual    | 214,22      | 213,24      | 346,15      | 344,40      |

### 2.6.1.3 - Velocidade do vento

Sazonalmente, os valores médios da velocidade do vento variaram:  $1,71 m.s^{-1}$  (2005);  $1,22 m.s^{-1}$  (2006);  $1,24 m.s^{-1}$  (2007);  $0,88 m.s^{-1}$  (2008) para o período chuvoso. Já no período menos chuvoso variaram em  $1,86 m.s^{-1}$  (2005),  $1,59 m.s^{-1}$  (2006),  $1,36 m.s^{-1}$  (2007) e  $1,57 m.s^{-1}$  (2008) (Figura 14). O curso mensal da velocidade do vento mostra que, os valores máximos ocorreram de agosto a novembro e os valores mínimos de janeiro a maio, com menos intensidade, acompanhando o percurso da temperatura do ar (Figura 12).

A velocidade do vento na floresta se mantém quase estável, apresentando pouca variação ao longo do ano. Uma possível explicação é devido a rugosidade da copa das árvores, que diminuem a perda da radiação térmica, acaba gerando um fluxo do ar turbulento, o que conseqüentemente promove o resfriamento do dossel.

Os maiores valores médio mensal da velocidade do vento, conferido no período de estudo registrou  $2,08 m.s^{-1}$  no mês de novembro (2005),  $1,67 m.s^{-1}$  em setembro (2006),  $1,63 m.s^{-1}$  em setembro (2007) e  $1,64 m.s^{-1}$  (2008). Enquanto que os menores valores registrados foram  $1,68 m.s^{-1}$  em março (2005),  $0,84 m.s^{-1}$  em maio (2006),  $1,08 m.s^{-1}$  em abril (2007) e  $0,76 m.s^{-1}$  em abril (2008) (Tabela 6).

Os meses de abril e maio apresentaram os menores valores médios da velocidade do vento, variando entre  $0,7 m.s^{-1}$  a  $1,7 m.s^{-1}$ , esta redução é uma consequência da diminuição do balanço de radiação, em função da elevada quantidade de dias chuvosos (Figura 14). Já os meses de outubro e novembro foram os que registraram os maiores valores médios. Observa-se também que o ano de 2005, os valores médios mensais estão acima dos valores médios anotados nos outros anos (2006, 2007, 2008), o que pode ter sua explicação no forte El Niño presente naquele ano.

Este aumento ou diminuição da velocidade do vento acompanha o balanço positivo ou negativo do balanço de radiação, ou seja, apresenta um componente fortemente ligado à chegada da radiação solar. Assim, a velocidade do vento é maior durante o período diurno, devido ao aquecimento e menor durante o período noturno devido o resfriamento.

Figura 14 - Variação média mensal da velocidade do vento ( $m s^{-1}$ ) na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA no período de 2005 a 2008.

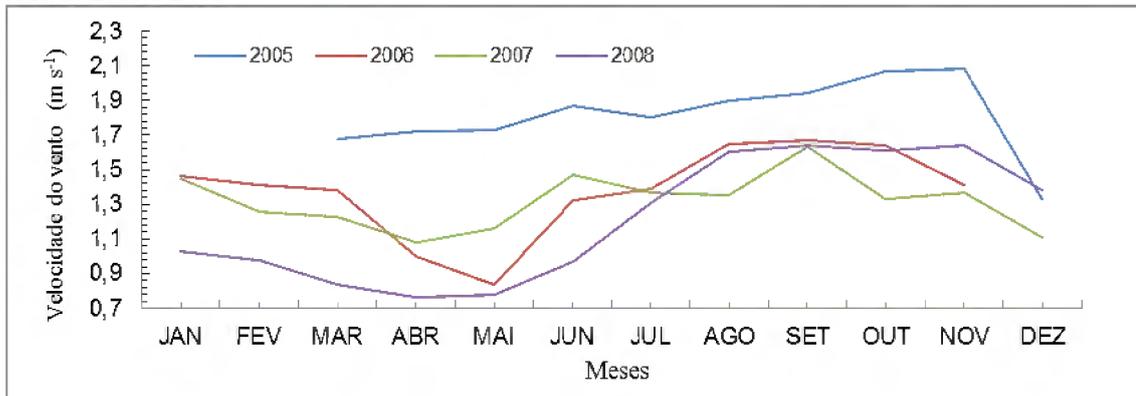


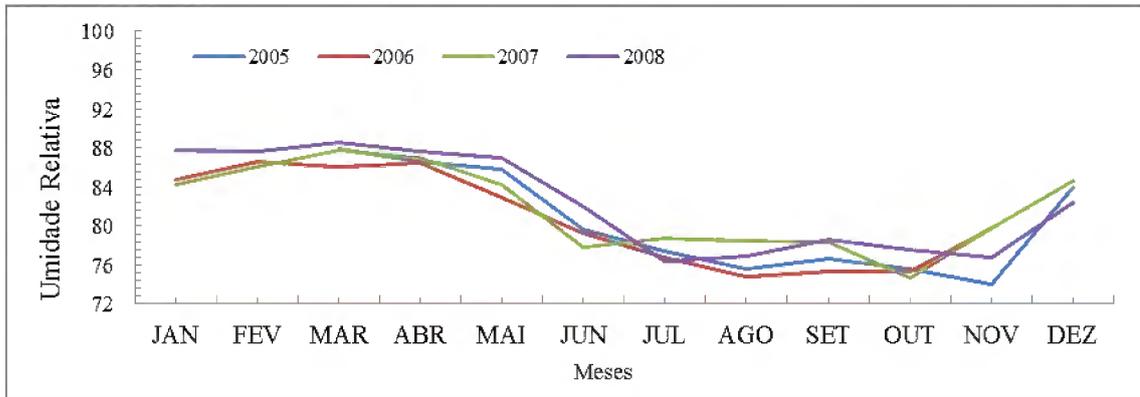
Tabela 6 - Média mensal da velocidade do vento na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA, no período de 2005 a 2008.

| Mês/Ano     | 2005 | 2006 | 2007 | 2008 |
|-------------|------|------|------|------|
| JAN         | *    | 1,46 | 1,45 | 1,03 |
| FEV         | *    | 1,41 | 1,26 | 0,98 |
| MAR         | 1,68 | 1,38 | 1,23 | 0,84 |
| ABR         | 1,72 | 1,00 | 1,08 | 0,76 |
| MAI         | 1,73 | 0,84 | 1,16 | 0,78 |
| JUN         | 1,87 | 1,32 | 1,47 | 0,97 |
| JUL         | 1,80 | 1,39 | 1,37 | 1,31 |
| AGO         | 1,90 | 1,65 | 1,35 | 1,60 |
| SET         | 1,94 | 1,67 | 1,63 | 1,64 |
| OUT         | 2,07 | 1,64 | 1,33 | 1,61 |
| NOV         | 2,08 | 1,41 | 1,37 | 1,64 |
| DEZ         | 1,33 | *    | 1,11 | 1,38 |
| Média Anual | 1,81 | 1,38 | 1,32 | 1,21 |

#### 2.6.1.4 - Umidade relativa do ar

O conteúdo de umidade presente na atmosfera surge como um fator regulador da temperatura do ar, já que costuma amenizar essa variável. Os padrões sazonais da variabilidade da umidade relativa do ar (Figura 15) mostraram uma maior amplitude na variação entre os períodos. A umidade relativa do ar média para cada ano foi de 80,3 % (2005), 80,3% (2006), 81,8% (2007) e 82,4% (2008) sendo a média anual para o período de estudo 81,3%, com máximas e mínimas em torno de 88% e 75%, respectivamente. Esses valores caracterizam as pequenas variações termohigrométricas anuais na Flona de Caxiuanã - PA (DA COSTA et al., 2010).

Figura 15 - Variação média mensal da Umidade relativa do ar (%) na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA no período de 2005 a 2008.



Observam-se na tabela 7 os registros mensais nos anos de 2005 a 2008. Os valores médios no período chuvoso foram 86,7% (2005), 85,3% (2006), 85,8% (2007) e 87,7% (2008). Já no período menos chuvoso foram 77,1% (2005), 76,3% (2006), 79,1% (2007) e 78,4% (2008).

No período chuvoso os meses de março e abril apresentaram os maiores valores de umidade variando entre 87% e 88%, coincidindo com os maiores valores de precipitação registrados no mesmo período (Figura 16) e com os menores da temperatura do ar (Figura 12).

No período menos chuvoso os meses de agosto a novembro apresentaram os menores valores, variando entre 74% e 76%. Estes decréscimos esta relacionado com o período e com os baixos índices pluviométricos ocorridos na floresta de Caxiuanã. Em decorrência da elevada precipitação no período chuvoso, a média da umidade relativa do ar foi mais elevada 85,8% sendo menor na estação seca 70,3%, tais valores foram próximos aos observados em uma Floresta Tropical de Manaus cuja média mensal da umidade relativa durante o período menos chuvoso esteve entre 72% e 88%, aumentando para 80% e 90% no período chuvoso (MAITELLI e WRIGHT, 1996).

Tabela 7 - Média mensal da Umidade relativa do ar na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA, no período de 2005 a 2008.

|                            | <b>Mês/Ano</b>     | <b>2005</b>  | <b>2006</b>  | <b>2007</b>  | <b>2008</b>  |
|----------------------------|--------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Umidade Relativa do ar (%) | JAN                | *            | 84,73        | 84,19        | 87,82        |
|                            | FEV                | *            | 86,56        | 86,10        | 87,66        |
|                            | MAR                | 87,88        | 81,14        | 87,84        | 88,58        |
|                            | ABR                | 86,66        | 86,53        | 87,07        | 87,67        |
|                            | MAI                | 85,85        | 82,95        | 84,29        | 87,00        |
|                            | JUN                | 79,66        | 79,32        | 77,79        | 82,03        |
|                            | JUL                | 77,43        | 76,82        | 78,74        | 76,36        |
|                            | AGO                | 75,59        | 74,75        | 78,46        | 76,89        |
|                            | SET                | 76,68        | 75,31        | 78,39        | 78,65        |
|                            | OUT                | 75,61        | 75,32        | 74,66        | 77,52        |
|                            | NOV                | 74,06        | 79,83        | 79,78        | 76,80        |
|                            | DEZ                | 83,94        | *            | 84,68        | 82,42        |
|                            | <b>Média Anual</b> | <b>80,34</b> | <b>80,30</b> | <b>81,83</b> | <b>82,45</b> |

#### 2.6.1.5 - Precipitação Pluviométrica

Climatologicamente, a região amazônica, como um todo, não apresenta uma estação definida, já que a variação anual da temperatura é pequena e as estações são definidas pela distribuição sua pluviométrica. Na floresta de Caxiuanã, a variação média anual da precipitação evidencia dois períodos distintos: o primeiro denominado de chuvoso, compreendendo os meses de dezembro a maio e o segundo, denominado menos chuvoso, compreendendo os meses de agosto a novembro. Junho e julho são considerados meses de transição entre os períodos.

Os totais mensais da precipitação pluvial na floresta de Caxiuanã, registrados no período de 2005 a 2008 estão apresentados na figura 15. Observa-se que a sazonalidade é bem caracterizada, evidenciando os dois períodos distintos.

O total da precipitação em 2005 foi de 1997,6 mm, com variação mensal de 433,07 mm em abril e 50,9 mm em agosto. Em 2006, o total foi de 1546,1mm, variando mensalmente 419,7 mm em janeiro e 22,3 mm em setembro. Para 2007, o total anual foi de 1943,9 mm com variação mensal de 412,6 mm em março e 26,9 mm em novembro. E para o ano de 2008 o total pluvial foi de 2392,2 mm variando de 585,4 mm no mês de março e 48,5 mm no mês de outubro.

Esta grande variação na precipitação pluvial entre os anos de 2005 a 2008 pode estar relacionada ao fenômeno El Niño/ENOS (Oscilação Sul). A floresta de Caxiuanã está localizada na região norte do Brasil, e pelo seu posicionamento geográfico sofre as consequências dos dois fenômenos. Em anos de El Niño ocorre a diminuição das chuvas e consequentemente ocorrência de seca, aumentando o risco de incêndios florestais e em

contrário temos a ocorrência do La Niña, onde há um aumento das chuvas e das vazões dos rios. A ocorrência de precipitação no período menos chuvoso é causada principalmente por sistemas convectivos, enquanto que no chuvoso, é causada por intensos sistemas convectivos que segundo Molion (1997) e Fisch et al., (1966), é também influenciada por sistemas de grande escala, como a ZCIT, ZCAS e LI's.

Figura 16 - Total mensal da precipitação pluvial ( $\text{mm}^{-1}$ ) na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA, no período de 2005 a 2008.

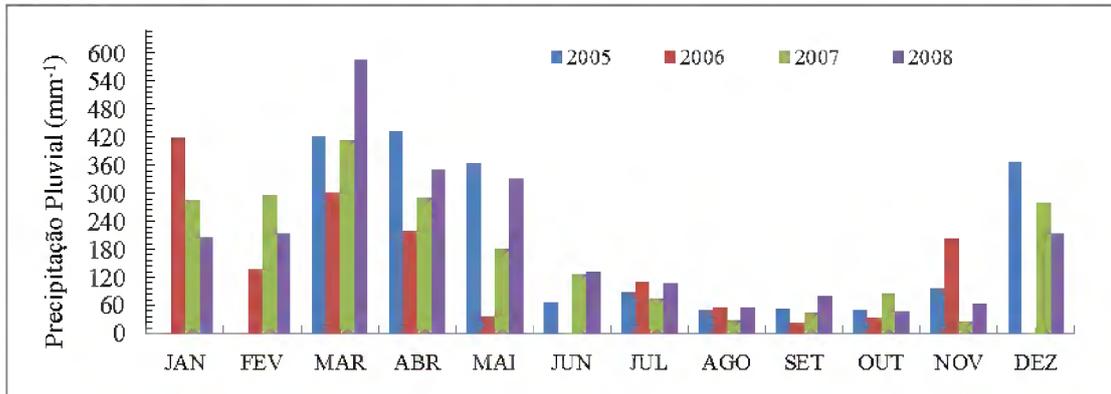


Tabela 8 - Total mensal da Precipitação pluviométrica ( $\text{mm}^{-1}$ ) na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA, no período de 2005 a 2008.

| Mês/Ano                       | 2005    | 2006    | 2007    | 2008    |        |
|-------------------------------|---------|---------|---------|---------|--------|
| Precipitação Pluviométrica mm | JAN     | *       | 419,72  | 286,77  | 205,74 |
|                               | FEV     | *       | 138,10  | 295,91  | 214,64 |
|                               | MAR     | 421,99  | 301,35  | 412,61  | 585,45 |
|                               | ABR     | 433,07  | 218,72  | 290,69  | 349,75 |
|                               | MAI     | 364,87  | 37,45   | 181,11  | 331,97 |
|                               | JUN     | 67,83   | 2,03    | 128,27  | 132,85 |
|                               | JUL     | 88,00   | 111,62  | 74,14   | 107,44 |
|                               | AGO     | 50,92   | 55,49   | 27,43   | 54,86  |
|                               | SET     | 54,11   | 22,35   | 44,45   | 81,28  |
|                               | OUT     | 51,42   | 34,81   | 85,09   | 48,51  |
|                               | NOV     | 97,03   | 204,46  | 26,92   | 64,00  |
|                               | DEZ     | 368,42  | *       | 280,52  | 215,76 |
| Média Anual                   | 1997,66 | 1546,10 | 1943,91 | 2392,25 |        |

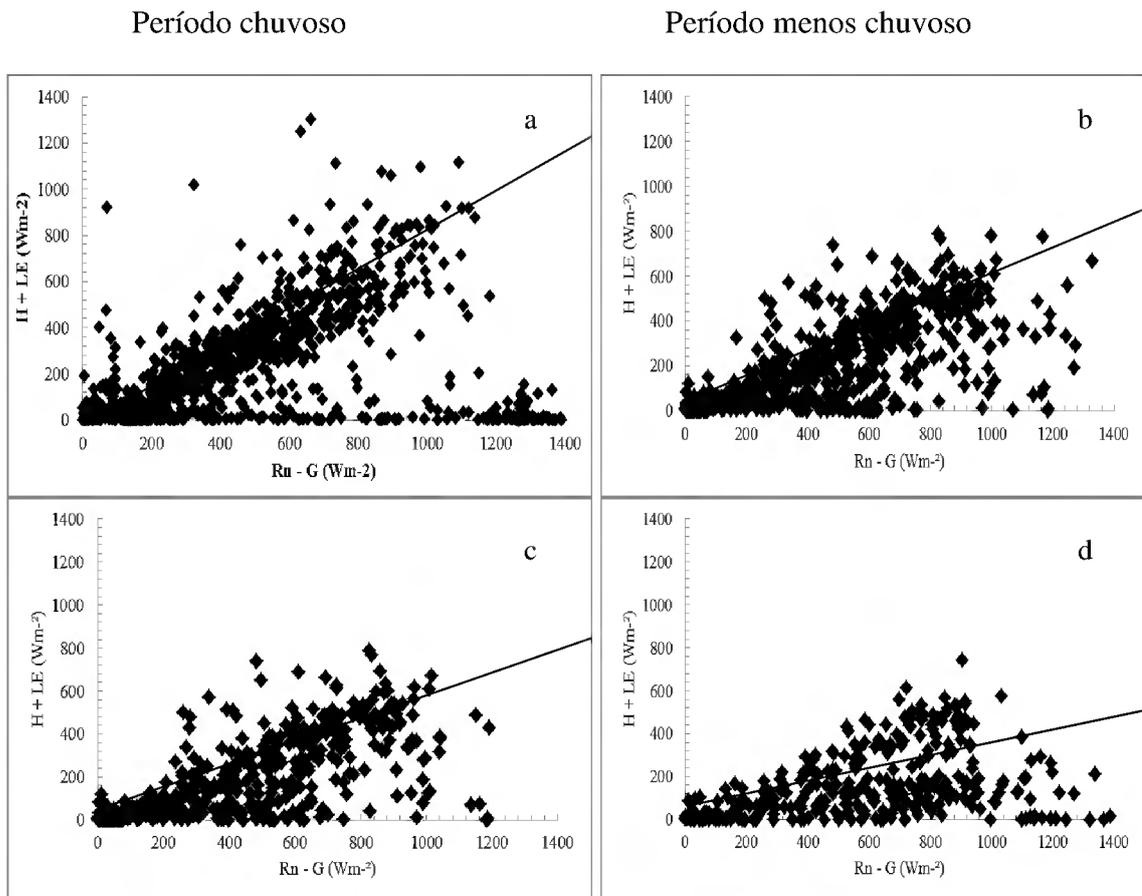
## 2.7 BALANÇO DE ENERGIA

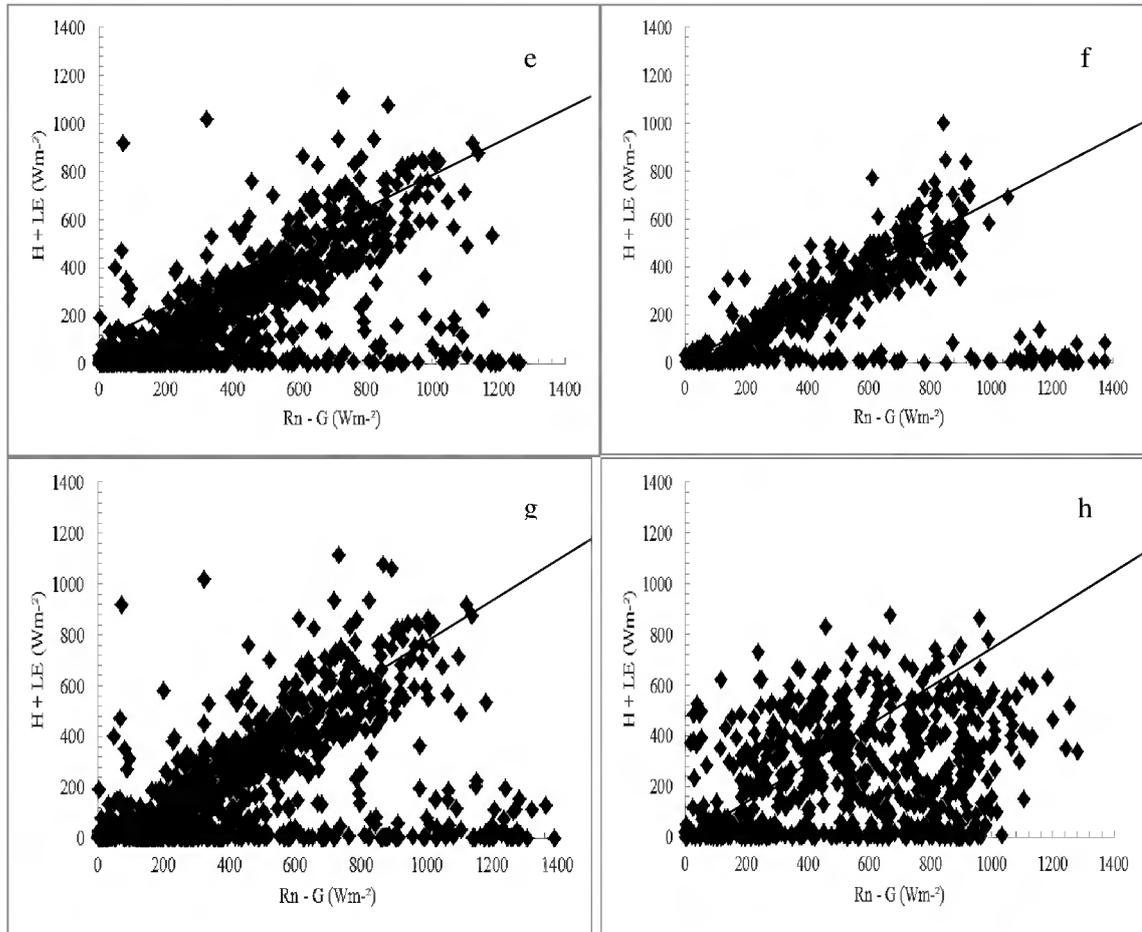
O comportamento do sistema de covariância de vórtices turbulentos foi analisado através da equação 3. Se as medidas fossem executadas sem erros, e o FBE não dependesse da energia armazenada no solo e da fotossíntese, a correlação entre a soma de LE e H, e a diferença de Rn e G, seria igual a um  $((H + LE)/(Rn - G) = 1)$ , e a inclinação da reta ( $R^2$ ) obtida através da regressão linear interceptaria no eixo vertical em zero (VOURLITIS, 2008; ARRUDA, 2011).

No entanto, quando os limites de correções máximos e mínimos foram aplicados e os novos valores foram gerando e plotados nos gráficos de  $H + LE$  e  $Rn - G$ , os resultados obtidos estão ilustrados na figura 17. Para o ano de 2005 os valores encontrados foram de 0,78 (Pc, com  $n = 1850$ ) e 0,87 (Pmc, com  $n = 1850$ ); para 2006 os valores foram 0,77 (Pc, com  $n = 1889$ ) e 0,89 (Pmc, com  $n = 1889$ ); em 2007 os valores são de 0,79 (Pc, com  $n = 1945$ ) e 0,88 (Pmc, com  $n = 1945$ ); em 2008 os valores são de 0,78 (Pc, com  $n = 1950$ ) e 0,89 (Pmc, com  $n = 1950$ ). Apesar de não fecharem em 100 % o Balanço de energia, os resultados encontrados foram próximos dos apresentados por Aubinet et al., (2000), Araújo et al., (2002), Wilson et al., (2002), Aguiar et al., (2006).

A falta de um bom FBE é considerada um sério. Sobre superfícies complexas como a da floresta, um fechamento do balanço de energia entre 70% e 90% é dito como satisfatório, já que, o resíduo do FBE varia entre 0 a 30%, TWINE et al. (2000).

Figura 17 - Correlação entre  $LE + H$  e  $Rn - G$ , na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA para dois períodos distintos nos anos de 2005 (a, b), 2006 (c, d), 2007 (e, f) e 2008 (g, h).





Em seu estudo, Stoy et al. (2013) analisaram dados do FBE em 176 ecossistemas e encontraram resultados um pouco diferentes, com percentuais de resíduos do FBE entre 6% a 9%, em florestas ombrófilas densas e nas.

Já Leuning et al. (2012) descreveram que o tempo de consistência dos dados de fluxos interfere na magnitude do resíduo do FBE, uma vez que a escala de tempo utilizada de 30 minutos na coleta dos fluxos de H e LE, parecem subestimar a energia disponível na maioria dos sítios que utilizam o método de covariância de vórtices turbulentos (AGUIAR, 2013).

A distribuição da energia  $LE/Rn$ ,  $H/Rn$  e  $G/Rn$  foram analisadas por período. Os resultados indicam que, em média, as partições foram relativamente iguais. A tabela 9 descreve os valores médios dos componentes do balanço de energia durante os anos de 2005 a 2008.

Tabela 9 - Valores médios anuais do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor no solo (G) no período de 2005 a 2008, na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA.

| Ano  | Períodos | Rn<br>(Wm <sup>-2</sup> ) | LE<br>(Wm <sup>-2</sup> ) | H<br>(Wm <sup>-2</sup> ) | LE/Rn<br>(Wm <sup>-2</sup> ) | H/Rn<br>(Wm <sup>-2</sup> ) | G/Rn<br>(%) |
|------|----------|---------------------------|---------------------------|--------------------------|------------------------------|-----------------------------|-------------|
| 2005 | Pc       | 175,4                     | 113,03                    | 25,6                     | 64                           | 15                          | 21          |
|      | Pmc      | 295,9                     | 210,1                     | 48,2                     | 71                           | 16                          | 13          |
| 2006 | Pc       | 153,6                     | 104,37                    | 19,2                     | 68                           | 13                          | 20          |
|      | Pmc      | 273,5                     | 201,24                    | 35,2                     | 74                           | 13                          | 14          |
| 2007 | Pc       | 169,14                    | 105,84                    | 29,3                     | 63                           | 17                          | 21          |
|      | Pmc      | 279,3                     | 205,53                    | 30,2                     | 74                           | 11                          | 16          |
| 2008 | Pc       | 166,54                    | 104,5                     | 24,3                     | 62                           | 14                          | 24          |
|      | Pmc      | 220,26                    | 162,7                     | 38,9                     | 73                           | 17                          | 10          |

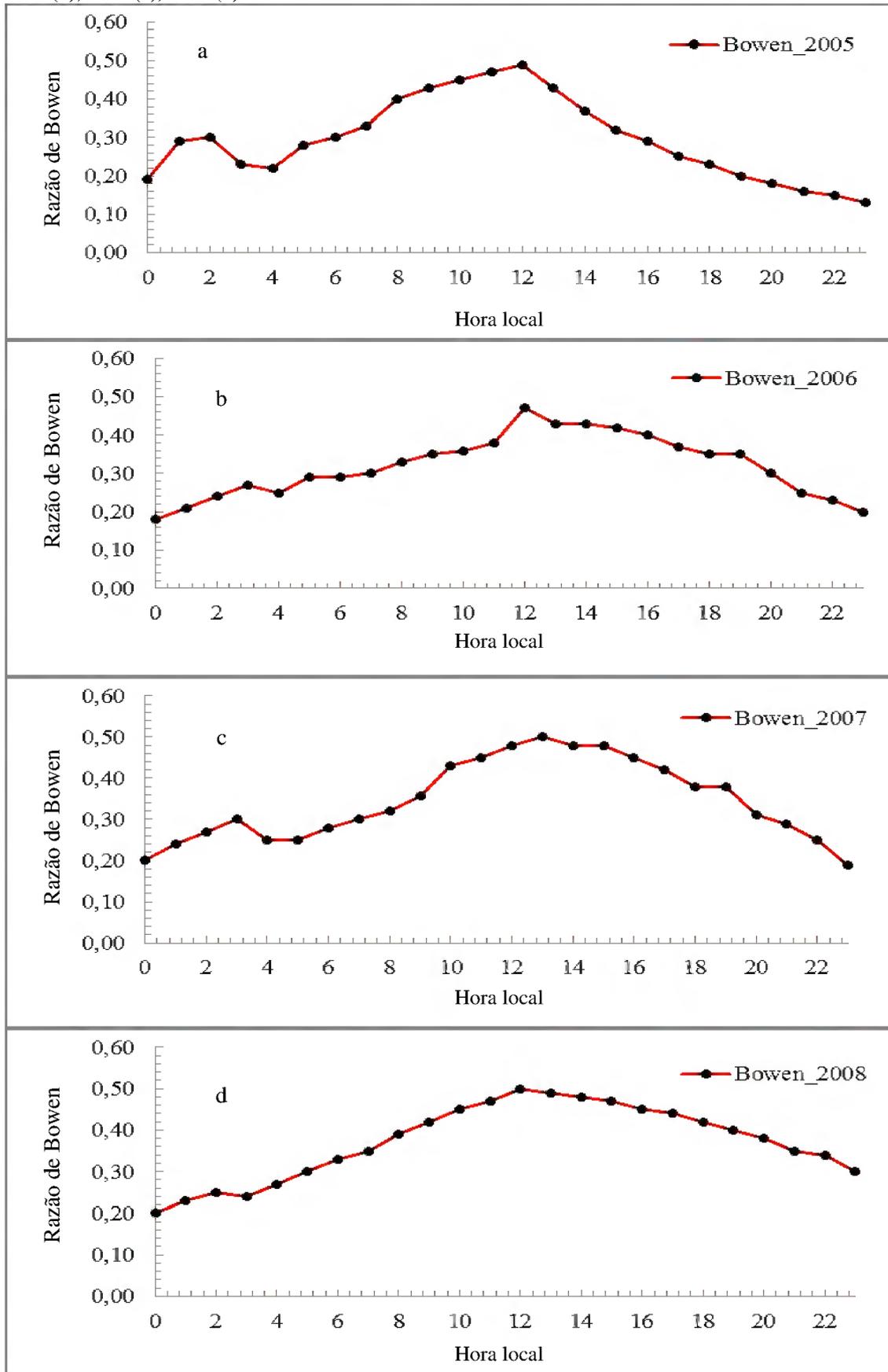
A razão de Bowen ( $\beta$ ) observou um padrão nos valores médios diurnos variando entre 0,17 e 0,52 em todo o período de estudo (figura 18 a, b, c, d). A média anual foi de 0.24 (2005), 0.27 (2006), 0.29 (2007), 0.31 (2008) o que sugere uma partição maior da energia disponível aos processos de evaporação.

O comportamento da razão de Bowen na Flona de Caxiuanã - PA, para todo o período de estudo apresentaram valores elevados no início da manhã até atingir seu valor máximo as 12:00 horas local como 0.49 (2005), 0.47 (2006), 0.50 (2007), 0.50 (2008) para, em seguida, decrescer até o final da tarde.

Como verificado na partição dos fluxos, a floresta utiliza maior quantidade de energia para evaporar e uma pequena quantidade desta energia para aquecer o ar. O que pode estar associado à alta disponibilidade de água no solo para ET.

Estes resultados acordam com aqueles apresentados por Shuttleworth et al. (1984a), valores da  $\beta$ , próximo a 0.4, e por SÁ et al., (1986), com valor médio de 0.3 entre 09:00 e 14:00 horas local, ambos para Reserva DUCKE - Manaus, durante dias sem chuvas.

Figura 18 - Variação média horária da razão de Bowen, na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA nos anos de 2005 (a), 2006 (b), 2007 (c), 2008 (d).



Sazonalmente, a  $\beta$  variou em média de 0,22 no Pmc, a 0,29 no Pc (Tabela 10). A tendência positiva observada ao longo do Pc está, possivelmente, relacionada ao padrão do fluxo de calor sensível.

Tabela 10 - Valores da razão de Bowen para dois períodos distintos nos anos de 2005, 2006, 2007, 2008, Floresta Nacional de Caxiuanã.

| Ano  | $\beta$ _ Pc | $\beta$ _ Pmc | $\beta$ _ anual |
|------|--------------|---------------|-----------------|
| 2005 | 0,23         | 0,31          | 0,24            |
| 2006 | 0,27         | 0,33          | 0,27            |
| 2007 | 0,28         | 0,36          | 0,29            |
| 2008 | 0,30         | 0,40          | 0,31            |

A razão de Bowen, baseado em valores médios mensais (Anexos), apresentou baixos valores e pouca oscilação, demonstrando que a maior parcela da energia foi utilizada na forma de LE, expressando seu predomínio em relação ao H. Como na floresta, os raios solares são absorvidos por reflexões múltiplas dentro do dossel, menos radiação térmica é perdida pela superfície através das copas das árvores.

## 2.8 EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A evapotranspiração é um fenômeno de suma importância para compreensão da relação entre o clima amazônico e a existência da floresta. Aproximadamente, metade da água da chuva que cai na região retorna através da ET diretamente á atmosfera, onde novamente condensa e volta a cair. A tabela 11 apresenta resultados da Evapotranspiração obtidos na Floresta de Caxiuanã.

Tabela 11 - Valores médios da ET para dois períodos distintos na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA.

| Autores                  | ET _ Pc                  | ET _ Pmc                 | Período de medição |
|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------|
| Sousa et al., 2007       | 4,1 mm dia <sup>-1</sup> | 3,4 mm dia <sup>-1</sup> | 2000               |
| Sousa Filho et al., 2005 | 2,9 mm dia <sup>-1</sup> | 4,3 mm dia <sup>-1</sup> | 1999               |
| *Silva, 2014             | 2,9 mm dia <sup>-1</sup> | 4,0 mm dia <sup>-1</sup> | 2005               |
| *Silva, 2014             | 2,9 mm dia <sup>-1</sup> | 3,9 mm dia <sup>-1</sup> | 2006               |
| *Silva, 2014             | 3,3 mm dia <sup>-1</sup> | 4,0 mm dia <sup>-1</sup> | 2007               |
| *Silva, 2014             | 2,9 mm dia <sup>-1</sup> | 3,8 mm dia <sup>-1</sup> | 2008               |

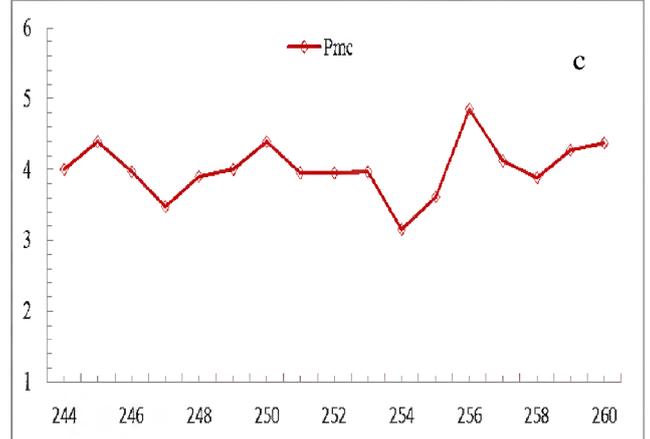
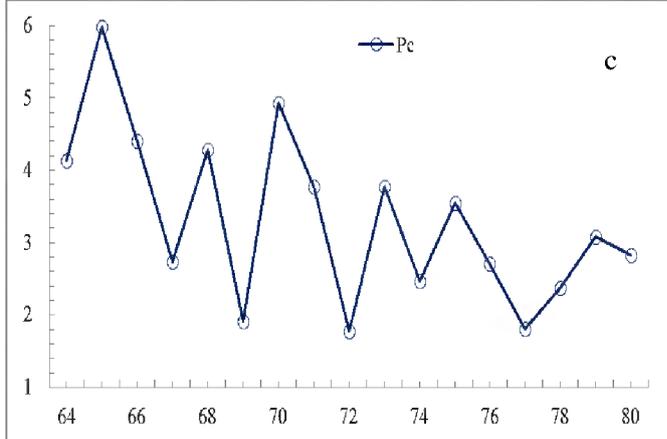
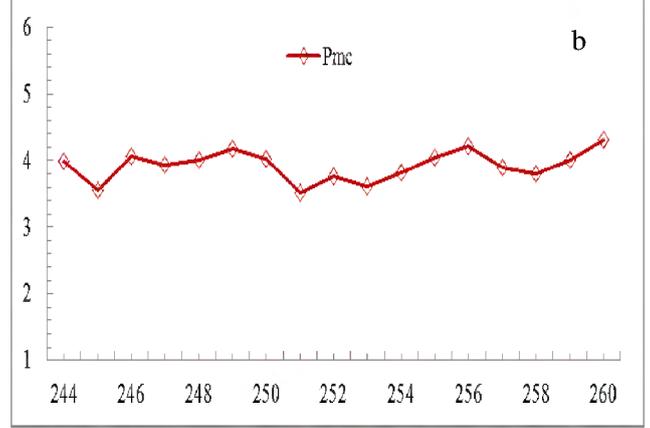
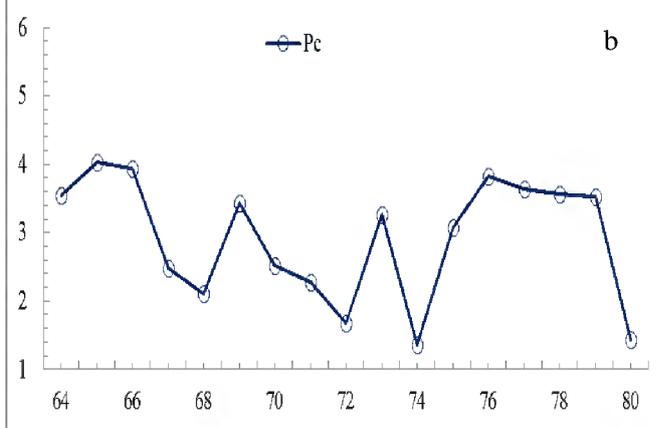
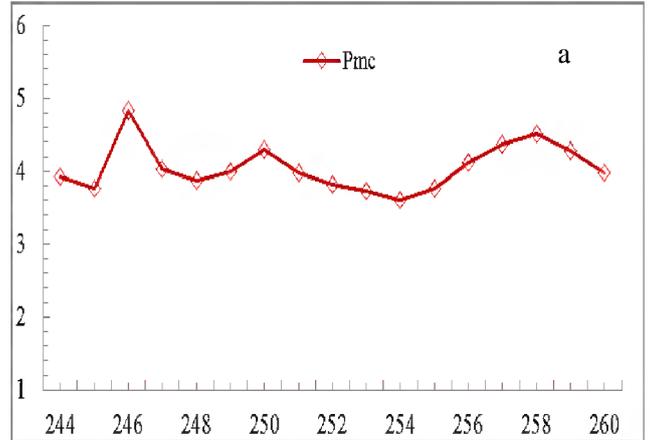
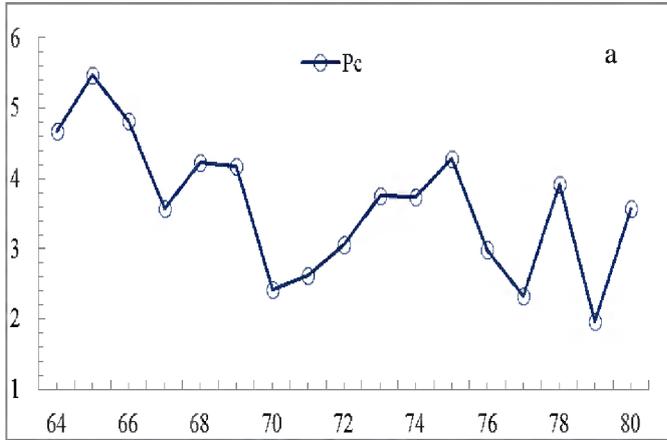
\* Silva, 2014 – dados do autor deste estudo.

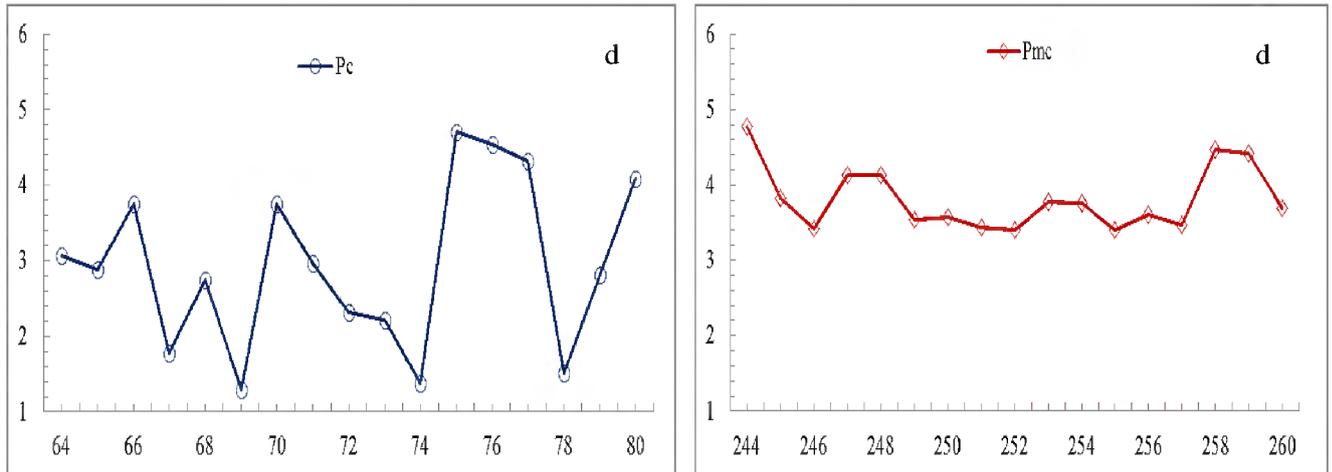
O comportamento médio diário dos valores da ET na Floresta de Caxiuanã para os anos de 2005 a 2008 são apresentados na figura 19 (a, b, c, d).

Figura 19 - Valores médios diários da ET (mm dia<sup>-1</sup>) na Floresta Nacional de Caxiuanã, para dois períodos distintos no período de 2005 a 2008, respectivamente.

Período Chuvoso

Período menos chuvoso





Ferreira Junior et al., (2010), observaram não somente os valores altos da ET em Caxiuanã, mas a manutenção na taxa elevada da ET pela floresta. Ainda segundo o autor, durante o período menos chuvoso, quando o total de precipitação pluvial (figura 16) é menor em relação ao período chuvoso, o armazenamento de umidade no solo disponível para absorção da raiz pode ser suficiente para manter a ET igual ou até mesmo maior do que no Pc, como foi observado por Malhi et al., (2002) e Negrón-Juárez et al., (2007).

Usando dados de covariância de vórtices turbulentos, em Caxiuanã, Souza Filho et al., (2005) também mostraram um padrão sazonal na ET semelhante aos observados no período de 2005 a 2008, os quais apresentaram valores maiores no Pmc e menores no Pc. Assim como foi apresentado também nos estudos de Nepstad et al., (1994), Malhi et al., (2002) e Sommer et al., (2002).

Utilizando dados do SEBAL e do EC, também da Flona de Caxiuanã, SOUSA et al., (2007) mostraram um comportamento inverso nos valores da ET sendo maiores na Pc em relação ao Pmc.

Rocha et al., (2004) mostraram um valor médio anual de  $3,5 \text{ mm.dia}^{-1}$  na região de Santarém (PA), uma das mais secas da Amazônia. Tomasella et al., (2007) encontrou valor de  $3,9 \text{ mm.dia}^{-1}$ , para a região de Manaus, corroborando com os valores encontrados para os anos de 2002 a 2003 no sitio km 67.

## 2.9 MECANISMOS DE CONTROLE DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A evapotranspiração sofre influência da energia disponível na superfície, pelo grande de pressão de vapor d'água entre a superfície e a atmosfera e pelas resistências as transferências de vapor. Para caracterização do processo de troca do dossel com a atmosfera, e como esses processos são controlados, em períodos diferentes, pelos fatores bióticos e abióticos foram calculadas médias horárias para os seguintes parâmetros: condutância de superfície, condutância aerodinâmica e pelo fator de desacoplamento.

### 2.9.1 - Condutância de superfície

As figuras 20, 21, 22, 23 (a) apresentam o comportamento médio da  $C_s$  no intervalo de 06:00 as 18:00 horas local, no período de 2005 a 2008. Comparando os dois períodos distintos, foi observado que os valores da  $C_s$  no Pmc apresentaram variações ao longo do dia, menores que no Pc. Este padrão da  $C_s$ , na floresta de Caxiuanã, é similar ao encontrado em alguns estudos como Roberts et al., (1996), Sá et al., (1996), Carswell et al., (2002); Souza Filho et al., (2005). Porém, foram diferentes de trabalhos como de Vourlitis et al., (2008) e Pinto Junior et al., (2009) conduzidos na floresta amazônica.

Uma das possíveis causas é a provável relação entre a estrutura vegetal da floresta e as diferenças nos valores da precipitação pluvial em cada localidade, o que reflete nos valores de calor latente e sensível e também no déficit de pressão de vapor.

O aumento da  $C_s$ , é observado no início da manhã atingindo seus maiores valores as 08:00 horas. A partir desse horário os valores de  $C_s$  começam a decrescer de, apresentando pequenas variações, até o final da tarde. Segundo Souza Filho et al., (2005) este fato está relacionado ao fechamento dos estômatos. Este comportamento é um importante fator fisiológico no controle dos processos vitais da planta além de ser um indicador do status hídrico.

Os maiores valores atingido pela  $C_s$ , nos períodos chuvoso e menos chuvoso, respectivamente foram:  $0,072 \text{ m s}^{-1}$  e  $0,057 \text{ m s}^{-1}$  (2005),  $0,081 \text{ m s}^{-1}$  e  $0,060 \text{ m s}^{-1}$  (2006),  $0,082 \text{ m s}^{-1}$  e  $0,059 \text{ m s}^{-1}$  (2007),  $0,083 \text{ m s}^{-1}$  e  $0,050 \text{ m s}^{-1}$  (2008).

As figuras 20, 21, 22, 23 (b) ilustram o comportamento do déficit de pressão de vapor (DPV) para o mesmo intervalo de tempo. Os padrões do DPV apresentaram elevação nas primeiras horas do dia, atingindo seu pico no período da tarde, sempre entre 14:00 e 15:00 horas, onde a partir deste momento seus valores começam a diminuir.

Este fato tem relação devido a atmosfera, nesses horários, estarem mais seca elevando os valores da temperatura do ar (figura 12) e da radiação solar incidente (figura 13). Os valores médios do DPV nos períodos chuvoso e menos chuvoso, respectivamente, foram de 5,3 hPa e 9,0 hPa (2005); 5,2 hPa e 8,9 hPa (2006); 6,2 hPa e 9,1 hPa (2007); 5,3 hPa e 9,3 hPa (2008). Foi observado também uma relação negativa entre o Cs e o DPV nos Pc e Pmc, pois a medida que o DPV aumentava seus valores, neste caso a atmosfera encontra-se mais seca, os valores da Cs diminuía ao longo do tempo.

Figura 20 - Variações das médias da condutância de superfície (a), e do déficit de pressão de vapor (b), na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA, no ano de 2005.

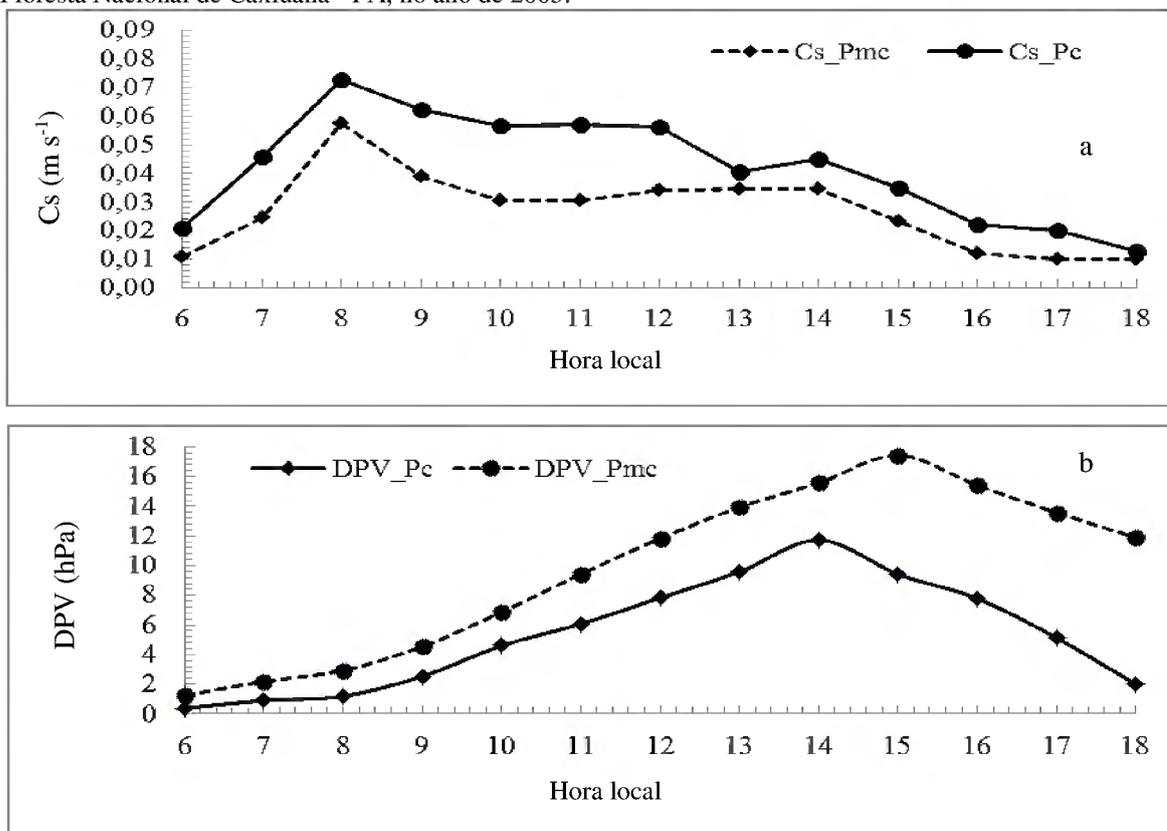


Figura 21 - Variações das médias da condutância de superfície (a), e do déficit de pressão de vapor (b), na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA, no ano de 2006.

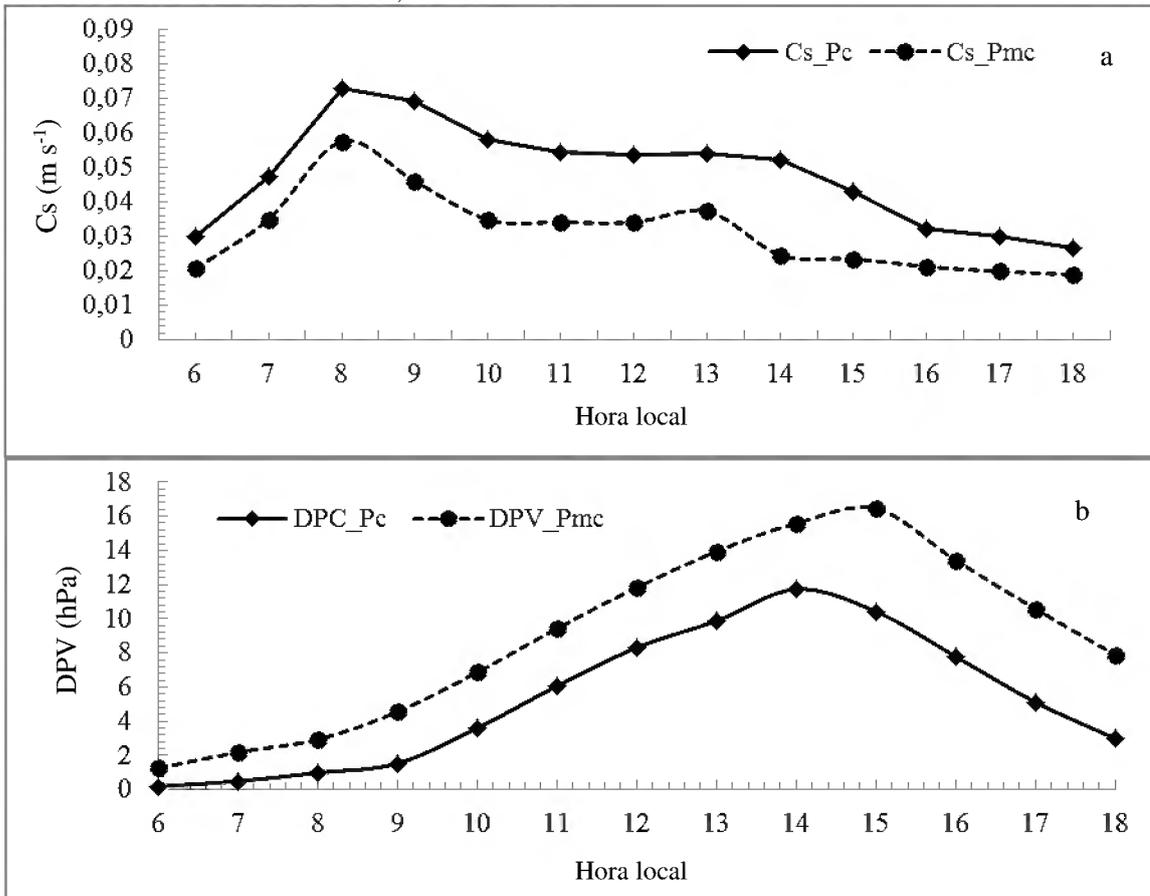


Figura 22 - Variações das médias da condutância de superfície (a), e do déficit de pressão de vapor (b), na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA, no ano de 2007.

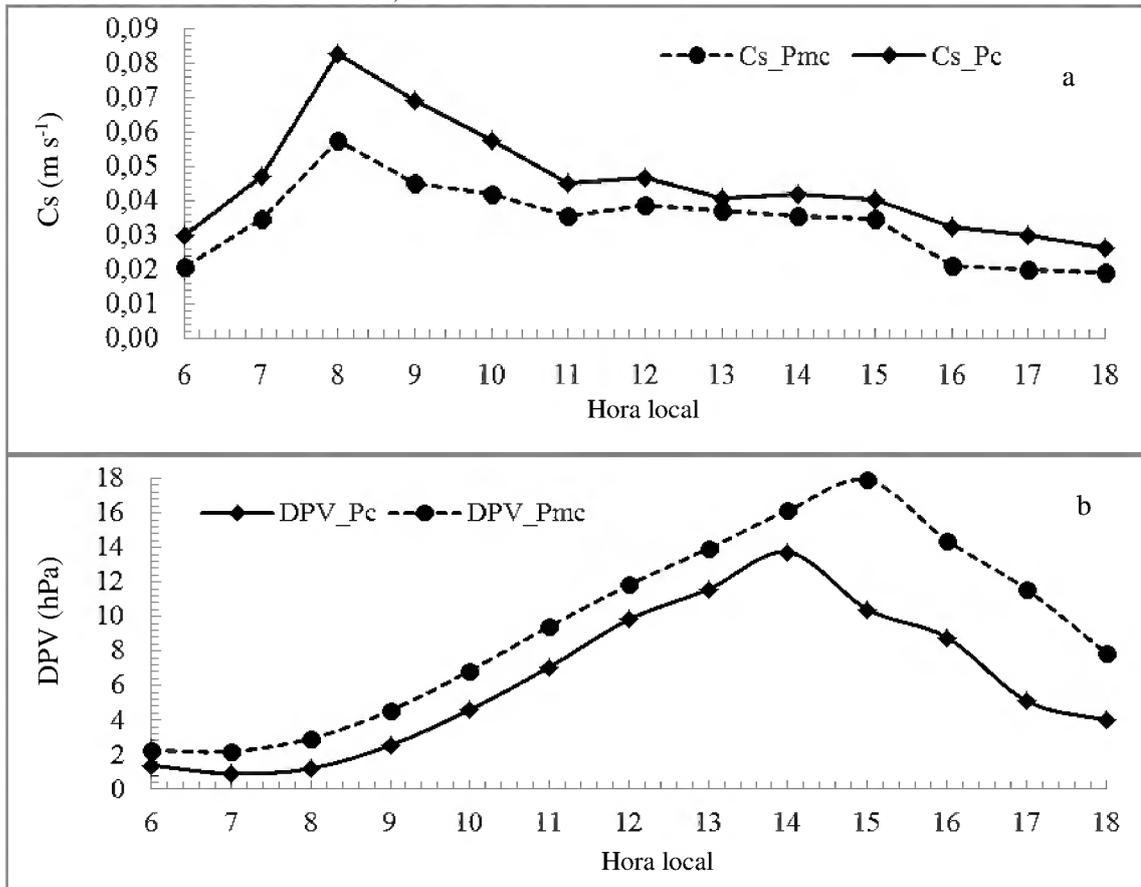
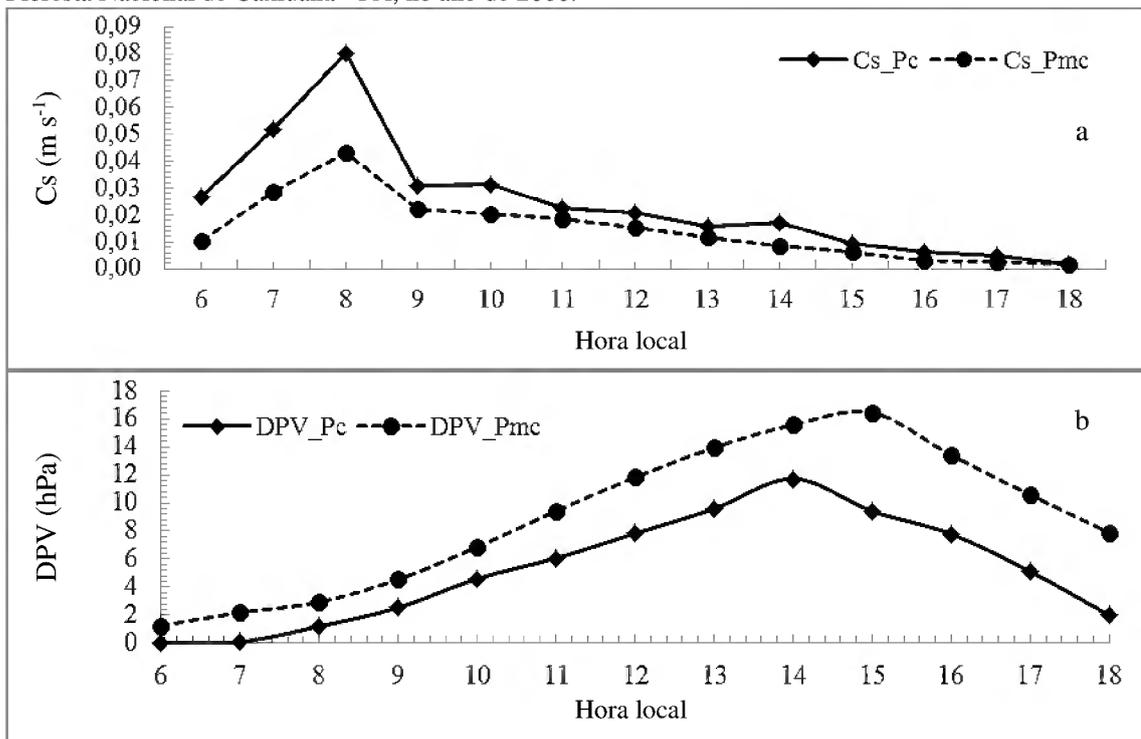


Figura 23 - Variações das médias da condutância de superfície (a), e do déficit de pressão de vapor (b), na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA, no ano de 2008.



### 2.9.2 - Condutância aerodinâmica

Os valores médios da condutância aerodinâmica na Flona de Caxiuanã no período chuvoso e menos chuvoso, respectivamente foram de  $0,140 \text{ m s}^{-1}$  e  $0,240 \text{ m s}^{-1}$  (2005);  $0,148 \text{ m s}^{-1}$  e  $0,250 \text{ m s}^{-1}$  (2006);  $0,180 \text{ m s}^{-1}$  e  $0,252 \text{ m s}^{-1}$  (2007);  $0,132 \text{ m s}^{-1}$  e  $0,253 \text{ m s}^{-1}$  (2008). Os valores da Ca no Pmc favoreceram o processo da transpiração.

Figura 24 - Variações das médias da condutância aerodinâmica (a), e da velocidade do vento (b), na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA, no ano de 2005.

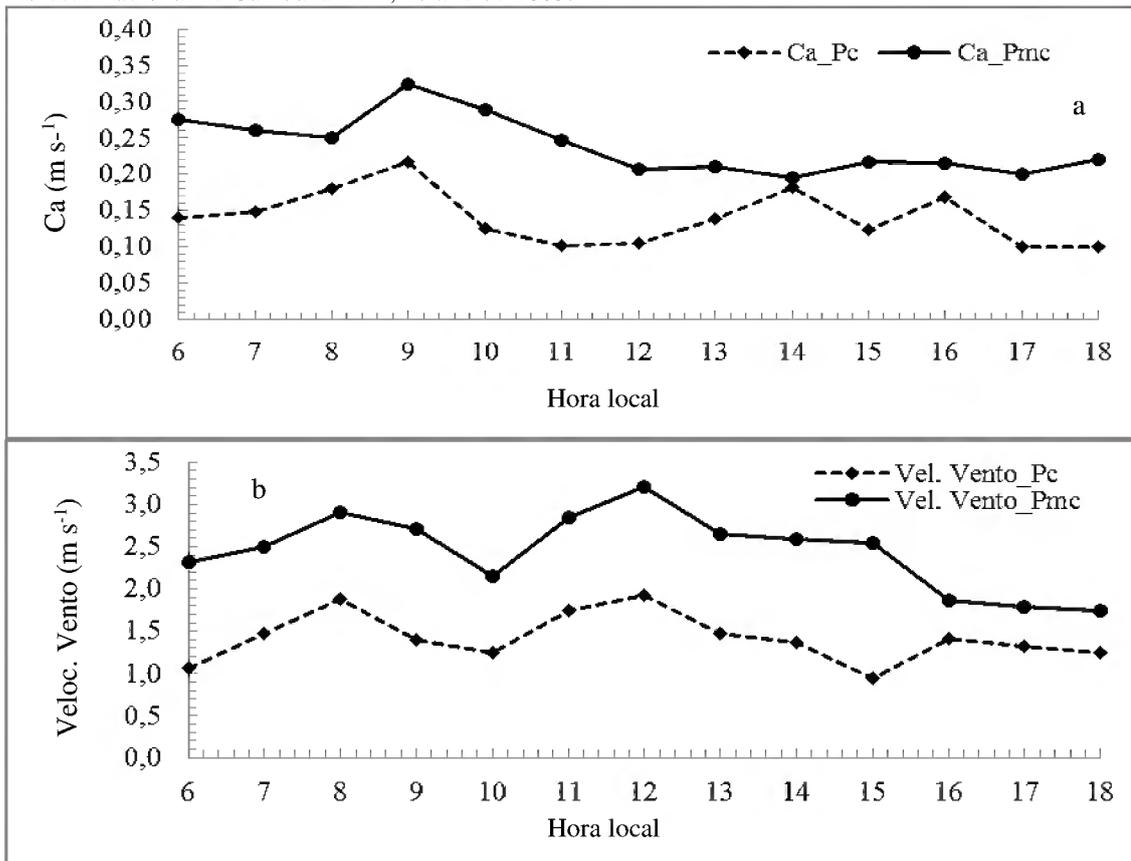


Figura 25 - Variações das médias da condutância aerodinâmica (a), e da velocidade do vento (b), na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA, no ano de 2006.

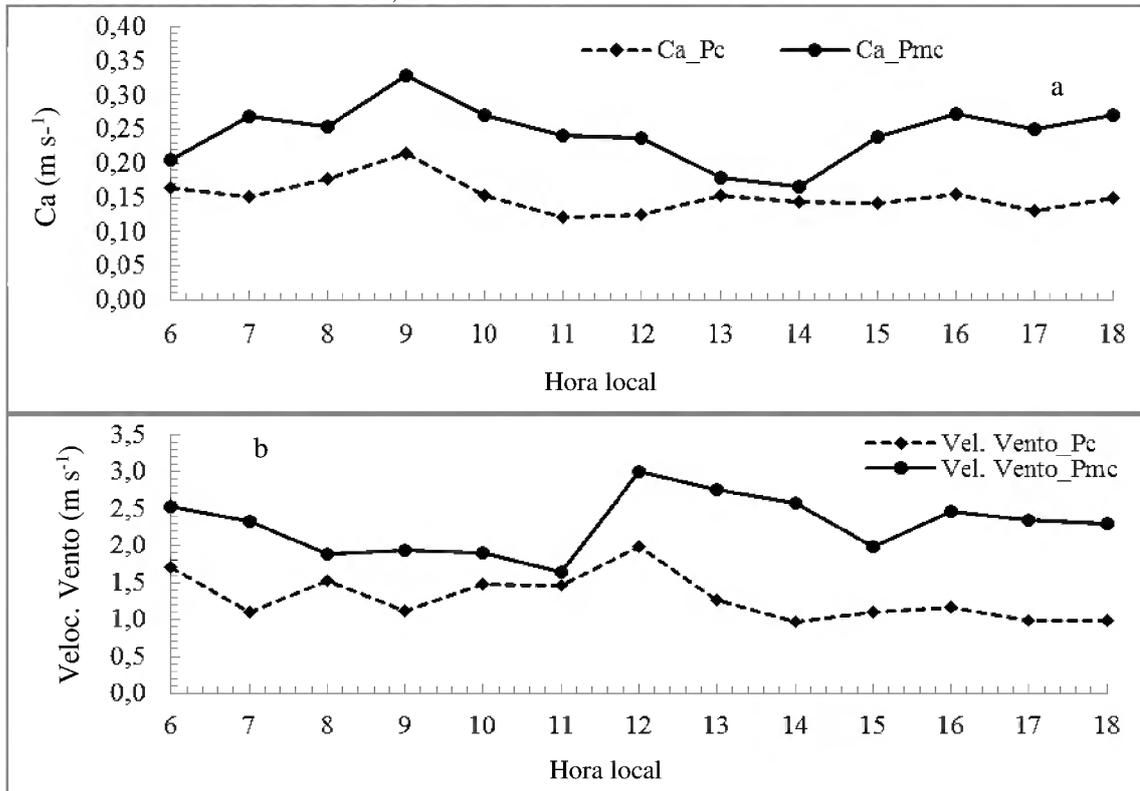


Figura 26 - Variações das médias da condutância aerodinâmica (a), e da velocidade do vento (b), na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA, no ano de 2007.

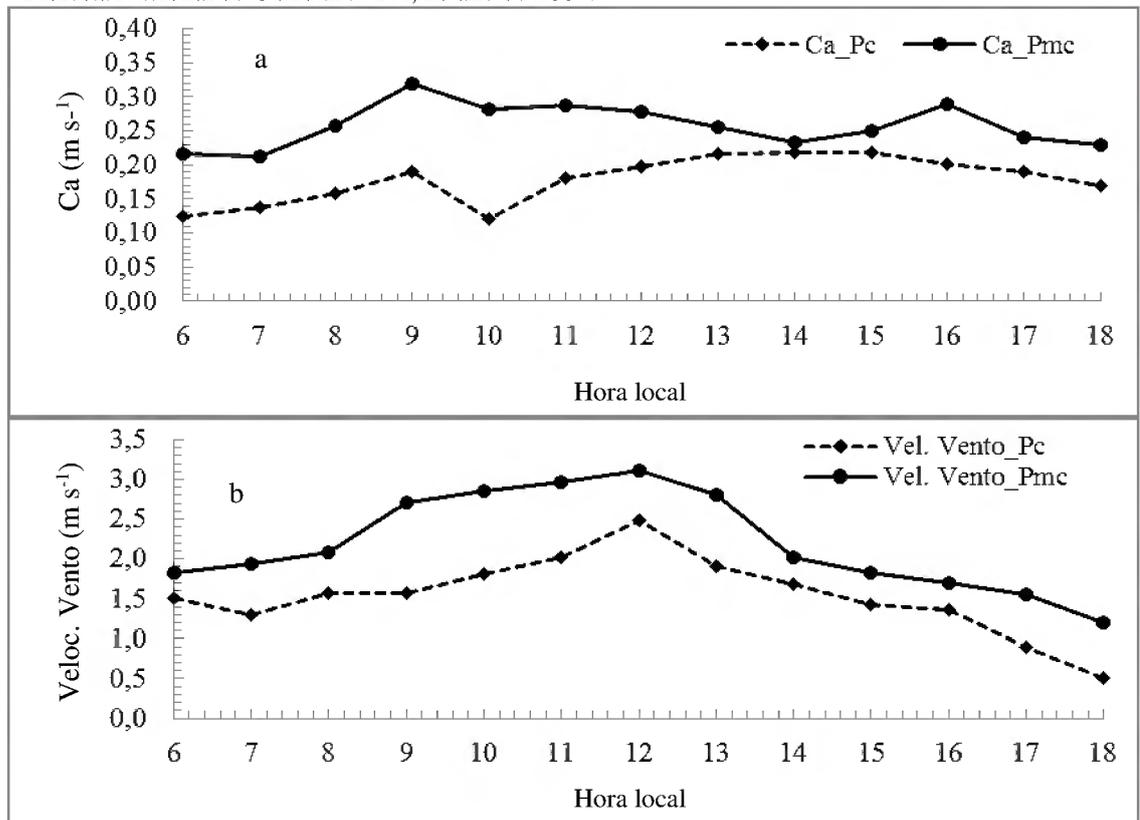
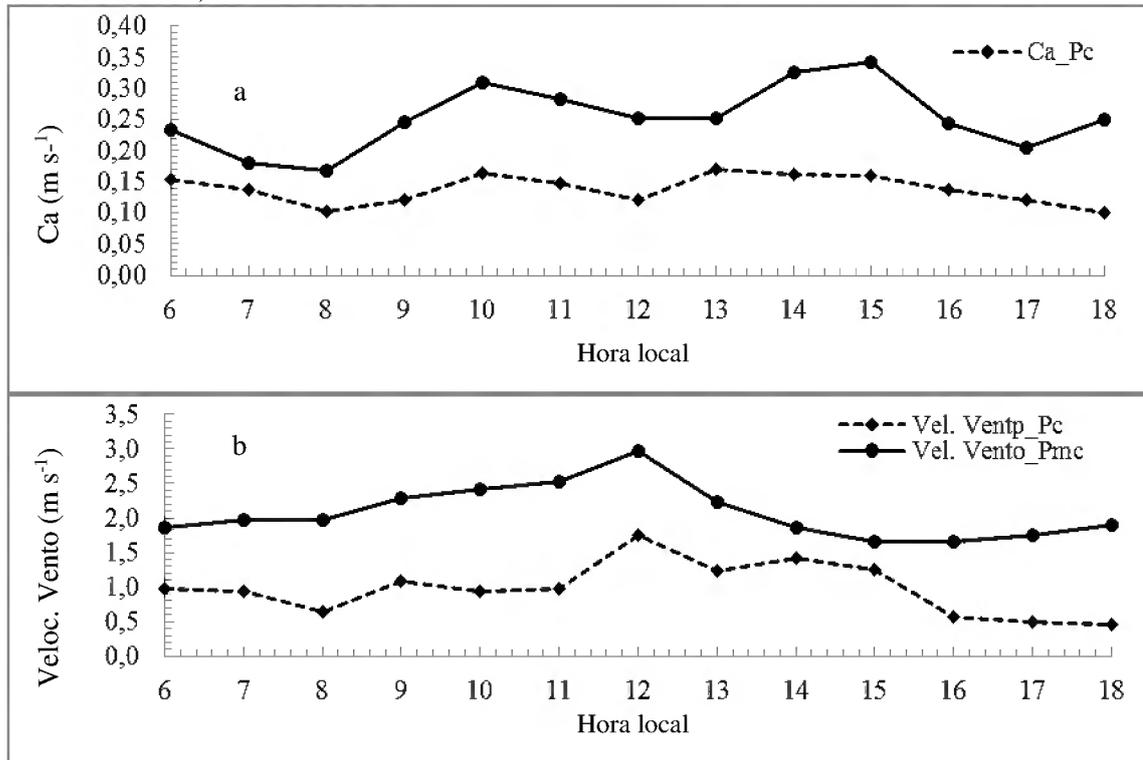


Figura 27 - Variações das médias da condutância aerodinâmica (a), e da velocidade do vento (b), na Flona de Caxiuanã - PA, no ano de 2008.



### 2.9.3 - Fator de desacoplamento

Para melhor entender como os diferentes elementos controlam a ET, foi obtido o fator de desacoplamento ( $W$ ), proposto por JARVIS E McNaughton (1986), para dois períodos distintos entre os anos de 2005 a 2008 (figuras 27, 28, 29, 30). A importância de obter este fator permite que aponte o grau de controle do processo da transpiração entre a floresta associada a atmosfera (temperatura e umidade do ar, condição de estabilidade e vento) e o saldo de radiação.

No início da manhã, quando comparado os períodos, verifica-se que os valores encontrados do  $W$  foram mais elevados durante o Pc. Isto indica que neste primeiro período, há uma maior dependência do saldo de radiação no processo de transferência do vapor d'água para a atmosfera, tendo como explicação uma menor disponibilidade de energia verificada para o Pc (figura 12) e pela presença de grandes quantidades de nebulosidade. No período da tarde, observa-se uma inversão no comportamento da  $W$  a partir das 12:00 horas, neste momento quem exercer um maior controle sobre o processo da ET é a atmosfera. Esses resultados indicam que durante o período da tarde, tanto no Pc quanto no Pmc, o dossel da floresta de Caxiuanã se mostra mais acoplado com a atmosfera.

Figura 28 - Comportamento médio horário do fator de desacoplamento, na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA, no ano de 2005.

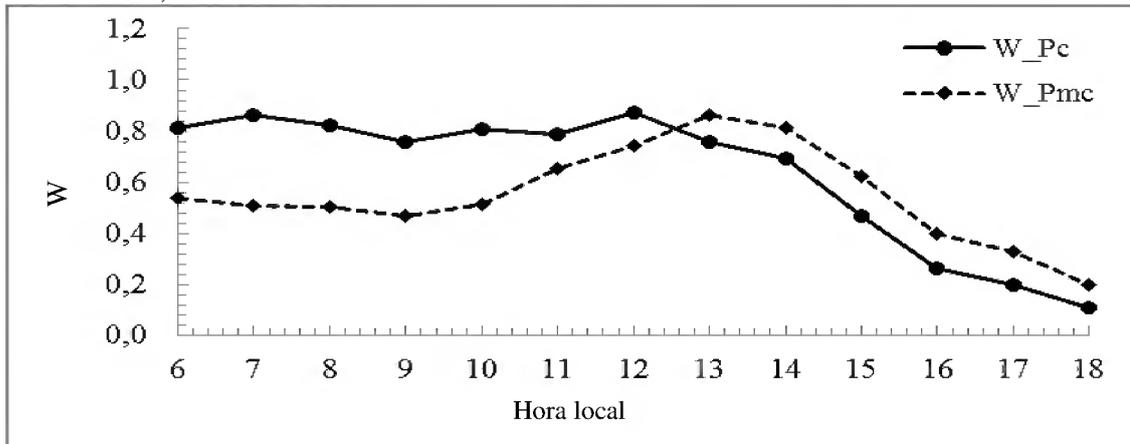


Figura 29 - Comportamento médio horário do fator de desacoplamento, na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA, no ano de 2006.

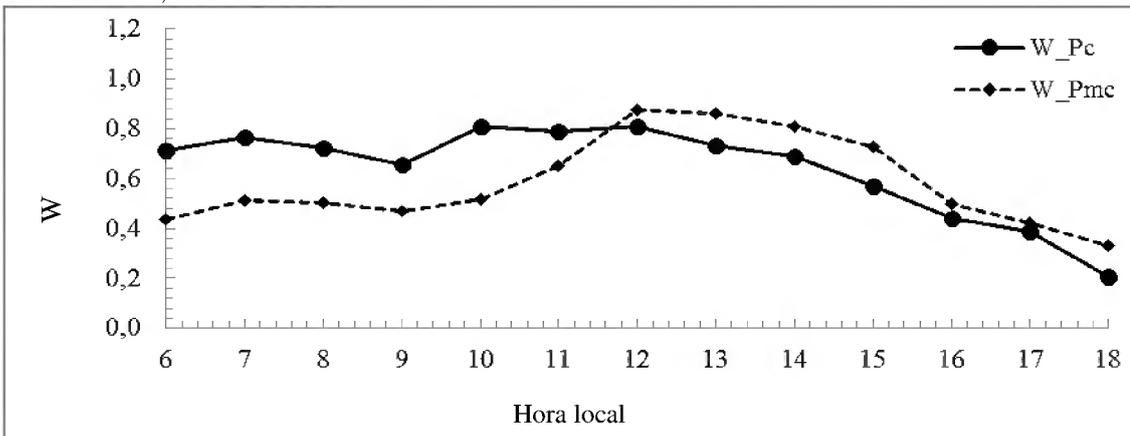


Figura 30 - Comportamento médio horário do fator de desacoplamento, na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA, no ano de 2007.

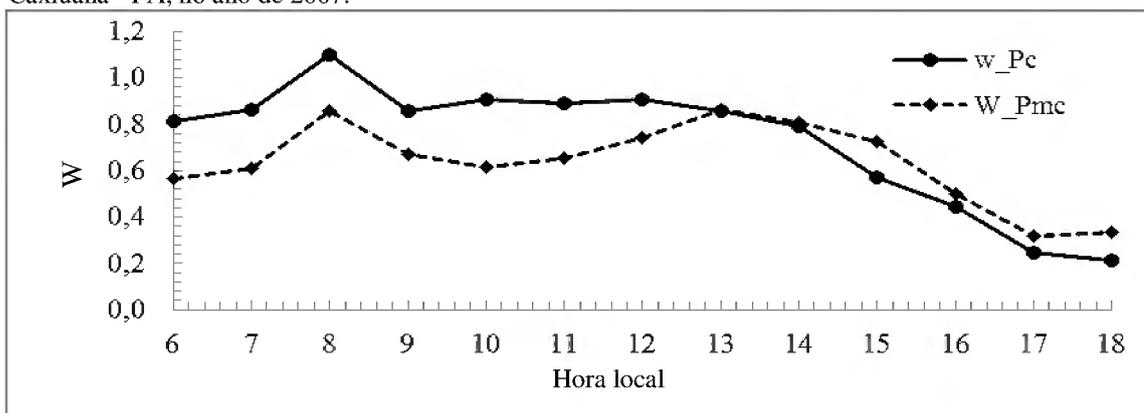
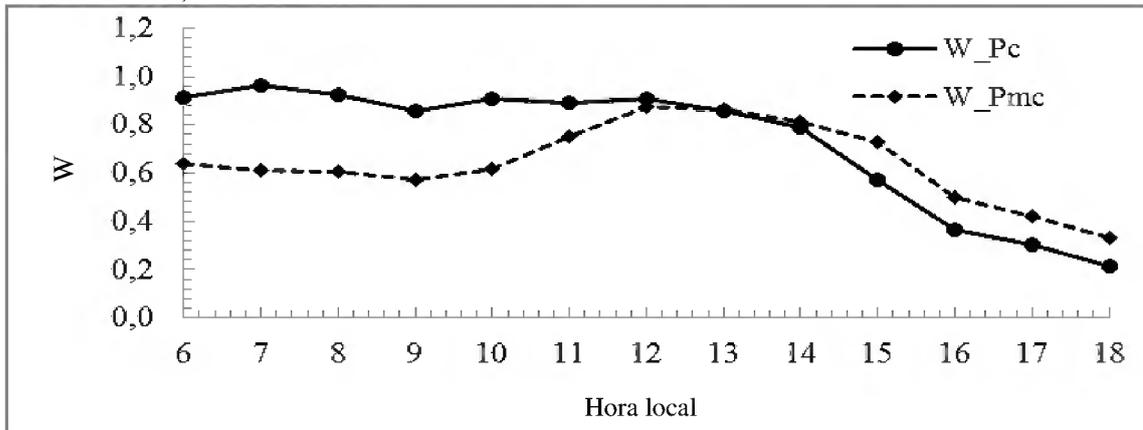


Figura 31 - Comportamento médio horário do fator de desacoplamento, na Floresta Nacional de Caxiuanã - PA, no ano de 2008.



### 3 CONCLUSÕES GERAIS

O comportamento sazonal das variáveis meteorológicas (temperatura do ar, velocidade do vento, umidade relativa, radiação e precipitação) durante o período de 2005 a 2008 na Floresta Nacional de Caxiuanã – PA, foram determinantes para as condições gerais do microclima local;

Foi desenvolvido um estudo para compreender o(s) motivo(s) pelo(s) qual(ais) a evapotranspiração no período menos chuvosos em Caxiuanã – PA ser maior em relação a outros sítios que se encontram na mesma faixa latitudinal (a exemplo, Manaus e Santarém). Estudos mostram que a floresta de Caxiuanã sobre influencia muito forte .....

A alta taxa da Evapotranspiração no período menos chuvoso, tem relação devido à mesma ter um saldo positivo de PRP, possibilitando a manutenção de uma elevada taxa da ET mesmo no período de pouca disponibilidade hídrica;

A evapotranspiração total para o período chuvoso e o período menos chuvoso, respectivamente, foram 2.9 mm dia<sup>-1</sup> e 4.0 mm dia<sup>-1</sup> (2005), 2.9 mm dia<sup>-1</sup> e 3.9 mm dia<sup>-1</sup> (2006), 3.3 mm dia<sup>-1</sup> e 4.0 mm dia<sup>-1</sup> (2007), 2.9 mm dia<sup>-1</sup> e 3.8 mm dia<sup>-1</sup> (2008);

O maior valor da evapotranspiração no período menos chuvoso, ocorreu devido a condutância da superfície ser menor neste período, indicando que este processo teve um maior controle exercido pelas maiores disponibilidade de energia e condutância aerodinâmica;

A evapotranspiração é influenciada pela energia disponível na superfície, pelo gradiente de pressão de vapor d'água entre a superfície e a atmosfera e pelas resistências às transferências de vapor. Para caracterizar o processo de troca do dossel com a atmosfera, e como esses processos são controlados, em períodos distintos, pelos fatores bióticos e abióticos, nos quais se enquadra a condutância da superfície e condutância aerodinâmica;

No início da manhã foi observado que os valores do fator de desacoplamento foram elevados no período chuvoso. O controle dos estômatos na transpiração é diminuído em último caso e a transpiração das árvores é controlada pela radiação solar, desta forma possuem características diferentes de desacoplamento com a atmosfera, ou seja, dependem de condições diferenciadas para evapotranspirar;

Conclui-se que o período chuvoso possui maior dependência do saldo de radiação no processo de transferência do vapor d'água para a atmosfera, o que pode ser explicado pela menor disponibilidade de energia verificada neste período, por a presença de grande quantidade de nuvens;

Durante a tarde, foi observado uma inversão no comportamento do fator de desacoplamento (entre 14:00 horas e 16:30 horas). Isto é, neste momento a atmosfera está exercendo um maior controle sobre o processo evapotranspirativo, visto que os valores de  $W$  são ligeiramente menores no período chuvoso em relação ao período menos chuvoso;

Os gradientes de temperatura e fluxos de calor (sensível e latente), tem comportamento distintos e frequentemente divergente. Durante as horas de radiação solar diária o dossel da floresta comporta-se como uma superfície conversora da radiação incidente em calor, enquanto que a noite o dossel se resfria e passa a receber calor tanto do solo como do ar. Esse efeito é menos notável nas horas de dia claro no período chuvoso;

## REFERÊNCIAS

- ABER, J. D.; FEDERER, C. A. A generalized, lumped-parameter model of photosynthesis, evapotranspiration and net primary production in temperate and boreal forest ecosystems. *Oecologia* 92, 463-474. 1992.
- AUBINET, M.; GRELLÉ, A.; IBROM, A.; RANNIK, Ü.; MONCRIEFF, J. B.; FOKEN, T.; KOWALSKI, A. S.; MARTIN, P.H.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, CH.; CLEMENT, R.; ELBERS, J.; GRANIER, A.; GRÜNWALD, T.; MORGENSTERN, K.; PILEGAARD, K.; REBMANN, C.; SNIJDERS, W.; VALENTINI, R.; VESALA, T.; **Estimates of the net annual carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology**. *Adv. Ecol. Res.* 30, 113–175, 2000.
- AGUIAR, R. G.; RANDOW, C. V.; PRIANTE FILHO, N.; MANZI, A. O.; AGUIAR, L. J. G.; CARDOSO, F. L. Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n.3b, p. 248-257, 2006.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. Rome: FAO, 1998. 300 p. (FAO. **Irrigation and Drainage**, Paper, 56).
- ANDRADE, N. L. R.; AGUIAR, R. G.; SANCHES, L.; ALVES, E. C. R. F.; NOGUEIRA, J. S. Partição do saldo de radiação em áreas amazônica e floresta de transição Amazônica-cerrado. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, p. 346-355, 2009.
- ANDRADE, N. R. L. **Fluxo de calor latente em uma floresta tropical da Amazônia: uma análise de séries temporais com wavelets e do produto mod16**. Dissertação (Doutorado em Física Ambiental) - Universidade Federal de Mato Grosso. 168f. 2013.
- ARAÚJO, A. C.; NOBRE, A. D.; KRUIJT, B.; ELBERS, J. A.; DALLAROSA, R.; STEFANI, P.; RANDOW, C.; MANZI, A. O.; CULF, A. D.; GASH, J. H. C.; VALENTINI, R.; KABAT, P. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. **Journal of Geophysical Research**, v.107, p.1-20, 2002.
- ARRUDA, J. C. **Estudos do fechamento do balanço de energia pelo método de covariância de vórtices turbulentos em uma floresta de transição em Mato Grosso**. Tese (Doutorado em Física Ambiental). Universidade Federal do Mato Grosso, 135f. 2011.
- AYOADE, J. O. **Introdução a Climatologia para os trópicos**. 12º ed. Rio de Janeiro: Bertrand, 1998. 332p.
- BALDOCCHI, D., FALGEB, E., GU, L., OLSON, R., HOLLINGER, D., RUNNINGFE, 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., VALENTINIS, R., VERMA, S., VESALA, T.; WILSON, K. AND WOFSY, S.; FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. **Bull. Am. Meteorol. Soc.** 82, 2415–2434. 2001.

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

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** 140, 322-337. 2006.

BETTS, R. A.; MALHI, Y.; ROBERTS, J. T. Ecosystem and social sciences The future of the Amazon: new perspectives from climate. **Philosophical Transactions of Royal Society**, 1729-1735, 2008.

BEZERRA, B. G. et al. Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais TM - Landsat 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n.3, 305-317, 2008.

BONAN, G. B. Forests and Climate Change: Forcings, Feedbacks, and the Climate Benefits of Forests. **Science** 320. 2008. [DOI: 10.1126/science.1155121].

CARDOSO, G. B.; VIANA, T. V. A.; AZEVEDO, B. M.; SOUSA, V. F.; SOUZA, F. Determinação da ET de referência pela razão de Bowen com psicrômetros instalados a diferentes alturas. **Revista Ciência Agronômica**, Vol. 36, Nº.1, 16 jan.-abr., 2005: 16 – 23.

CARSWELL, F. E.; COSTA, A. L.; PALHETA, M.; MALHI, Y.; MEIR, P.; COSTA, P. R.; RUIVO, M. L.; LEAL, L. S. M.; COSTA, J. M. N.; CLEMENT, R. J.; GRACE, J. Seasonality in CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O flux at na eastern Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**. V. 107, p. 43-1 - 43-16, 2002.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines. A case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n.11, p. 3163-3174, Nov. 1995.

CONCEIÇÃO, R. L.; SÁ, L. D. A.; SILVA, R. R. Características das circulações locais na Floresta Nacional de Caxiuanã utilizando um modelo de alta resolução. VI Workshop Brasileiro de Micrometeorologia. **Ciência e Natura Especial**, p. 265-268, UFSM – RS. 2009.

COSTA, M. H.; BIAJOLI, M. C.; SANCHES, L.; MALHADO, A. C. M.; HUTYRA, L. R.; DA ROCHA, H. R.; AGUIAR, R. G.; ARAÚJO, A. C. Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, p. G04021 1-9, 2010.

COSTA, M. L.; MORAES, E. L.; BEHLING, H.; MELO, J. C. V.; SEQUEIRA, N. V. M.; KERN, D. C. Os sedimentos de fundo da Baía de Caxiuanã. In: LISBOA, P. L. B. (Org.) caxiuanã. Belém: MPEG, 1997, 446 p., **cap. III - O ambiente físico**, p. 121-137.

COSTA, M. H.; FOLEY, J. A. The water balance of the Amazon basin: Dependence on vegetation cover and canopy conductance. **Journal of Geophysical Research - Atmospheres**, v.102, n. D20, 1997. p. 23973-23990.

CULF, A. D.; FOKEN, T.; GASH, J. H. C. **The energy balance closure problem.** In: KABAT, P. et al. (Org). **Vegetation, water, humans and the climate: a new perspective on an interactive system.** Berlin: Springer, 2004. p. 159-66.

CURADO, L. F. A. **Estudo da Inter-sazonalidade do fluxo de calor latente e sensível no Cerrado-Pantanal de Mato Grosso.** Tese (Doutorado em Física Ambiental), Universidade Federal de Mato Grosso, 104 f. 2013.

DAUDET, F. A.; LE ROUX, X.; SINOQUET, H.; ADAM, B. Wind speed and leaf boundary layer conductance variation within tree crown Consequences on leaf-atmosphere coupling and tree functions. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 97, 171-185, Novembro, 1999.

DA ROCHA, H. R.; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; MENTON, M. C.; PINTO, L. D. V. O.; FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. M. S. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical Forest in eastern Amazonia. **Ecological Applications**, v. 14, p. S22-S32, 2004.

DA ROCHA, H. R.; MANZI, A. O.; CABRAL, O. M.; MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; SALESKA, S. R.; RESTREPO-COUBE, N.; WOFSY, S. C.; BORMA, L. S.; ARTAXO, P.; VOURLITIS, G.; NOGUEIRA, J. S.; CARDOSO, F. L.; NOBRE, A. D.; KRUIJT, B.; FREITAS, H. C.; VON RANDOW, C.; AGUIAR, R. G.; MAIA, J. F. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. **Journal of geophysical research**, VOL. 114, G00B12, 2009.

DE CARVALHO, L. G.; DANTAS, A. A. A.; NETO, P. C. Evapotranspiração. Material didático. Universidade Federal de Lavras. Departamento de Engenharia. Núcleo de Agrometeorologia e Climatologia, GNE109 – **Agrometeorologia**, 2007.

DIXON, R. K., S. BROWN, R. A. HOUGHTON, A. M. SOLOMON, M. C. TREXLER; J. WISNIEWSKI. Carbon pools and flux of global forest ecosystems. **Science**, 263, 185-190, 1994.

DOLMAN, D.; DRNDARSKI, S.; ABBOTT, N.J.; RATTRAY, M. (2005). Induction of aquaporin 1 but not aquaporin 4 messenger RNA in rat primary brain microvessel endothelial cells in culture. **J. Neurochem.** 93, 825–833.

DOS SANTOS, T. V. **FLUXOS DE CALOR NA SUPERFÍCIE E EVAPOTRANSPIRAÇÃO DIÁRIA EM ÁREAS AGRÍCOLAS E DE VEGETAÇÃO NATIVA NA BACIA DO JACUÍ POR MEIO DE IMAGENS ORBITAIS.** Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto), UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL. 2009.

FERREIRA JÚNIOR, P. P.; SOUSA, A.M.L ; VITORINO, M.I ; SOUZA, E. B.; SOUZA, P. J. O. P. Estimate Of Evapotranspiration In Eastern Amazon Using SEBAL. **Revista de Ciências Agrárias** (Belém), v. 56, p. 33-39, 2012.

FILHO, F. R. **Comparação dos fluxos de calor sensível e latente em duas florestas do estado de mato grosso pelo método da razão de Bowen.** (Mestrado em Física e Meio Ambiente). Universidade Federal de Mato Grosso. Cuiabá - MT. 2004.

FIGUEROA, S.N.; NOBRE, C.A. Precipitations distribution over Central and Western Tropical South America. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, 5(6): 36 - 45, 1990.

FINNINGAN, J. J. Turbulence in plant canopies. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 32, p. 519-571. 2000.

FISCH, G.; MARENGO, J. M.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 28, n. 2, p. 101-126. 1998.

FOKEN, T. AND ONCLEY, S.P. - Results of the workshop 'Instrumental and methodical problems of land surface flux measurements. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 76: 1191-1193. 1995.

FOLEY, J. A.; COSTA, M. H.; DELIRE, C.; RAMANKUTTY, N.; SNYDER, P. Green surprise? How terrestrial ecosystems could affect earth's climate. **Frontier Ecology Environmet**. v. 1, n. 1, p. 38-44, 2003.

FUJISAKA, S.; CASTILLA, C.; ESCOBAR, G.; RODRIGUES, V.; VENEKLAAS, E. J.; THOMAS, R.; FISHER, M. The effects of forest conversion on anual crops and pastures: estimates of carbono emissions and plant species loss in a Brazilian Amazon colony. **Agriculture, Ecosystems and Environment**. V. 69, p. 17-26, 1998.

FRAGA, C. I. M. **Evapotranspiração e fator de desacoplamento em área de Cambarazal no Pantanal**. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Universidade Federal de Mato Grosso. CUIABÁ-MT, 2003.

GALVÃO, J. A. C.; FISCH, G. Balanço de energia em áreas de Floresta e de Pastagem na Amazônia (JI-PARANÁ, RO). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 15, n. 2, p. 25-37, 2000.

GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A. Climatic effectes of Amazonian deforestation: some results from ABRACOS. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 5, p. 823-830, may 1997.

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

HANSON, P. J.; AMTHOR, J. S.; WULLSCHLEGER, S. D.; WILSON, K. B.; GRANT, R. F.; HARTLEY, A.; HUI, D.; HUNT, JR, E. R.; JOHNSON, D. W.; KIMBALL, J.; KING, A. W.; LUO, Y.; MCNULTY, S. G.; SUN, G.; THORNTON, P. E.; WANG, S.; WILLIAMS, M.; CUSHMAN, R. M. Carbon and water cycle simulations for an upland oak forest from 1993 to 2000 using 13 stand-level models: inter-model comparisons and evaluations against independent measurements. **Ecological Monographs** 74, 443-489. 2003.

HASTENRATH, S. Annual Cycle of Circulation and Convective Activity over the Tropical Americas. **Journal of Geophysicl Research - Atmosphere**, 102, 4267-4274, 1997.

IMBUZEIRO, H. M. A.; LIMA, F. Z.; LEITE, C. C.; AMORIM, R. C. F. **Caracterização dos fluxos de energia do ecossistema de floresta amazônica**. 2010.

IPCC. Impactos Regionales del Cambio Climatico: Evaluación de la Vulnerabilidad. Resumem para responsables de políticas. **Informe Especial del IPCC**. Zimbabwe. IPCC. 1997. 17p. Disponível em <http://www.ipcc.ch>. Acesso em 13 abr. 2013.

JACKSON, R. B.; JOBBAGY, E. G.; AVISSAR, R. Trading water for carbon with biological carbon sequestration. **Science** (1944-1947). 2005.

JARVIS, P. G., McNAUGHTON, K. G. Stomatal control of transpiration. **Advances in Ecological Research**, v. 15, p. 1- 49. 1986.

KATUL, G.; WIBERG, P.; ALBERTSON, J.; AND HORNBERGER, G.; **A mixing layer theory for flow resistance in shallow streams**. Water Resources Research, vol. 38 n. 11, p. 1251-1257. 2002.

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 Sarawak, Borneo: dry spell effects. **Journal of Hydrology**, v. 287, 237-251, Fevereiro, 2004.

LEAL, L. S. **Variação Sazonal do Fluxo e Concentração de CO<sub>2</sub> na Região Leste da Floresta Amazônica - PA**. Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, ("Magister Scientiae"). Universidade Federal de Viçosa, dezembro de 2000.

LEOPOLDO, P., W. FRANKEN, E. MATSUI, AND M. RIBEIRO (1982), Estimativa da evapotranspiração da floresta amazônica de terra firme, **Acta Amazônica**, 12,23-28.

LEOPOLDO P.R., FRANKEN W.K., VILLA NOVA N.A. Real evapotranspiration and transpiration through a tropical rain forest in central Amazônia as estimated by the water balance method. **Forest Ecology and Management**, v. 73, p. 185-195, 1995.

LEUNING, R.; GORSEL, E.; MASSMAN, W. J.; ISAAC, P. R. Reflections on the surface energy imbalance problem. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 156, p. 65-74, 2012.

LECINA, S.; MARTÍNEZ-COB, A.; PÉREZ, P.J.; VILLALOBOS, F.J.; BASELGA, J.J. Fixed versus variable bulk canopy resistance for reference evapotranspiration estimation using the Penman–Monteith equation under semiarid conditions. **Agricultural Water Management**, vol. 97, 181-198, Maio, 2003.

LIU, Y.; STANTURF, J.; LU, H. Modeling the potential of the Northern China forest shelterbelt in improving hydroclimate conditions. **Journal of the American Water Resources Association** 44(5), 1176-1192. 2008.

LISBOA, P. L. B. **A Estação Científica Ferreira Penna/ECFPN (1993-2000)**, In: Lisboa, P. L. B. (org) Caxiuanã: populações tradicionais, meio físico e diversidade biológica. Belém: MPEG, 2002, 734 p. cap. I - Ocupação do estuário, Caxiuanã e a ECFPn, 35-55 p.

LISBOA, P. L. B. **Estação Científica Ferreira Penna/ECFPn**. In: Lisboa, P. L. B. (org). Belém: MPEG, 1997, 446 p. cap III - ECFPn, 23-49 p.

- MALHI, Y.; J. GRACE. Tropical forests and atmospheric carbon dioxide, **Trends Ecol. Evol.**, 15(8), 332-337, 2000.
- MALHI, Y., E. PEGORARO, A. D. NOBRE, M. G. P. PEREIRA, J. GRACE, A. D. CULF, AND R. CLEMENT (2002), Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest, **J. Geophys. Res.**, 107(D20), 8061.
- MALHI, Y.; ROBERTS, J. T. R.; BETTS, R. A.; KILLEEN, T. J.; LI, W.; NOBRE, C. A. **Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon**. Science 319, 169–172, 2008.
- MARENGO, J. A. Interannual variability of deep convection in the Tropical South American sector as deduced from ISCCP C2 data. **Internacional Journal of Climatology**, v. 15, n. 9, p. 995-1010. 1995.
- MARENGO, J. A. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. **Journal of Climatology**, v. 12, n. 8, p. 853-863, Dec. 1992.
- MATSUMOTO, K.; OHTA, T.; NAKAI, T.; KUWADA, T.; DAIKOKU, K.; IIDA, S.; YABUKI, H.; KONONOV, A. V.; VAN DER MOLEN, M. K.; KODAMA, Y.; MAXIMOV, T. C.; DOLMAN, A. J.; HATTORI, S. Responses of surface conductance to forest environments in the Far East. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, 1926-1940. 2008.
- MASSMAN, W. J. A simple method for estimating frequency response corrections for eddy covariance systems. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 104, p. 185-198, 2000.
- 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, 121-144. 2002.
- MIGLIETTA, F., GIOLI, B., BRUNET, Y., HUTJES, R. W. A., MATESE, A., SARRAT, C., AND ZALDEI, A. (2009). Sensible and latent heat flux from radiometric surface temperatures at the regional scale: methodology and evaluation. **Biogeosciences**, 6, 1975-1986.
- MOLION, L.C.B. Climatologia Dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2(1): 107 - 117, 1987.
- MONCRIEFF, J. B.; MALHI, Y.; LEUNING, R. The propagation of errors in long-term measurements of land-atmosphere fluxes of carbon and water. **Global Change Biology**, v. 2, p. 231-240, 1996.
- MONTAG, L. F. A.; BARTHEM, R. B. Estratégias de conservação em comunidade de peixes da bacia de Caxiuanã (Melgaço/PA): um lago antigo a ser comparado com represas novas. In: Seminário de 10 anos de atividades da ECFPn, Caxiuanã, 1. 2003, Belém. **Resumos**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2003. 1 CD-ROM.
- MORAES, J.C.; COSTA, J.P.R.; ROCHA, E.J.P.; SILVA, I.M.O. 1997. **Estudos Hidrometeorológicos na Bacia do Rio Caxiuanã**. In: Lisboa, P. L. B. (Org). Cnpq/Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, p.85-95.

MCNAUGHTON, K.G., JARVIS, P.G. (1983). Predicting effects of vegetation changes on transpiration and evaporation. In: Kozlowski, T.T. (Ed.), **Water Deficits and Plant Growth**, vol. VII. Academic Press, pp. 1–47.

MCWILLIAM, A. L. C.; CABRAL, O. M. R.; GOMES, B. M.; ESTEVES, J. L.; ROBERTS, J. M. Forest and pasture leaf gas Exchange in southwest Amazonia. In: Gash, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Eds) **Amazonian Deforestation and Climate**. New York: J. M. Wiley and Sons, p. 265-286, 1996.

NEGRÓN-JUÁREZ, R. I.; M. G. HODNETT, R. FU, M. L. GOULDEN, and C. VON RANDOW (2007). Control of dry season evapotranspiration over the Amazonian forest as inferred from observations at a southern Amazon forest site, **J. Clim.**, 20, 2827–2839, doi:10.1175/JCLI4184.1.

NEPSTAD, D.C.; CARVALHO, C.R. DE; DAVIDSON, E.A.; JIPP, P.H.; LEFEBVRE, P.A.; NEGREIROS, G.H.; SILVA, E.D. DA; STONE, T.A.; TRUMBORE, S.E.; VIEIRA, S. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. **Nature**, v. 372, 666- 669, 1994.

NETO, G. C. G.; LIMA, J. R. S.; ANTONIO, A. C. D.; SILVA, J. M.; SOUZA, C.; SILVA, I. F. Estimativa da evapotranspiração da Mamona e seus componentes (evaporação e transpiração) na microrregião do Brejo Paraibano. **Irriga**, Botucatu, v. 16, n. 3, p. 246-258, 2011.

NOGUEIRA, D. S. **Aspectos observacionais e numéricos da interação floresta-atmosfera na Amazônia Oriental: fenômenos turbulentos noturnos**. Dissertação (Mestrado Ciências Ambientais) - Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais. Universidade Federal do Pará. 2008.

NOORMETS, A.; EWERS, B.; SUN, G.; MACKAY, S.; ZHENG, D.; MCNULTY, S. G.; CHEN, J. Water and carbon cycles in heterogeneous landscapes: an ecosystem perspective. In: CHEN, J.; SAUNDERS, S. C.; BROSOFSKE, K. D.; CROW, T. R. (Eds), **Linking Ecology to Landscape Hierarchies**. Nova Publishing, Carbondale, IL, USA, p. 89-123. 2006.

OKI, T.; KANAE, S. Global hydrological cycles and world water resources. **Science**, Washington, DC, v. 313, p. 1068-1072, 25 Aug. 2006.

OLCHEV, A.; IBROMC, A.; PRIESS, J.; ERASMI, S.; LEEMHUIS, C.; TWELE, A.; RADLER, K.; KREILEIN, H.; PANFEROV, O.; GRAVENHORST, G. Effects of land-use changes on evapotranspiration of tropical rain forest margin area in Central Sulawesi (Indonesia): Modelling study with a regional SVAT model. **Ecological Modelling**, vol. 212, 131-137, março, 2008.

OLIPHANT, A. J.; GRIMMOND, C. S. B.; ZUTTER, H. N.; SCHMID, H. P.; SU, H. B.; SCOTT, S. L.; OFFERLE, B.; RANDOLPH, J. C.; EHMAN, J. Heat storage and energy balance fluxes for a temperate deciduous forest. **Agricultural and Forest Meteorology**. San Francisco, v.126, n.1, p.185–201, 2004.

PENMAN, H. L. Evaporation: an introductory survey. Netherlands. **Journal of Agricultural Science**, Cambridge, v. 4, p. 9-29. 1956

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba: Agropecuária, 2002. 478p.

PEREIRA, L. G. P., M. A. F. SILVA DIAS, A. J. PEREIRA FILHO, AND P. T. MATSUO (2000), **Timing of convection initiation during the WETAMC-LBA**, 1st LBA Scientific Conference, Book of Abstracts, 26–30 June, p. 232, Ministry of Sci. and Technol., Brasília, Brazil.

PEREZ, P. J.; CASTELLVI, F.; MARTÍNEZ-COB, A. A simple model for estimating the Bowen ratio from climatic factors for determining latent and sensible flux. **Agriculture and Forest Meteorology**, 148: p. 25-37, 2008.

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 de transição Amazônia Cerrado. **Ciência e Natura**, UFSM, 31 (2): 95 – 106, 2009.

PINTO, L. D. V. O. (2003). **Fluxo de energia sobre uma Floresta Tropical na Amazônia**. Dissertação de Mestrado, submetida ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo – USP.

RABIN, R. M. (1977) **The surface energy budget of a summer convective period**. 125 f. McGill University, Montreal, Canada. Dissertação (Mestrado).

RANGEL, T. R. **Análise de parâmetros biofísicos que controlam o fluxo de calor latente em área de cerrado campo sujo**. (Doutorado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso. Cuiabá - MT. 2014.

RASTREPO, N. C.; ARAIN, M. A. Energy and water exchanges from a temperate pine plantation forest. **Hydrological Processes**, v. 19, p. 27-49. 2005.

RODRIGUES, T. R.; CURADO, L. F. A.; NOVAIS, J. W. Z.; DE OLIVEIRA, A. G.; DE PAULO, S. R.; BIUDES, M. S.; NOGUEIRA, J. S. Distribuição dos componentes do balanço de energia Do pantanal Mato-Grossense. **Revista de Ciências Agro-Ambientais**, Alta Floresta - MT, v.9, n.2, p.165 - 175, 2011.

ROBERTS, J.; CABRAL, O. M. R.; COSTA, J. P.; McWILLIAM, A. L. C.; SÁ, T. D. A. Na overview of the leaf área index and physiological measurements during ABRACOS. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A., ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Eds) **Amazonian Deforestation and Climate**. New York: J. M. Wiley and Sons, p. 287-306. 1996.

SÁ, L. D. A.; SILVA, R. B. C.; SOUZA, W.; NASCIMENTO, P.; CATTANIO, J. H. Protocolos de dados básicos: Variações do clima em Caxiuanã. In: I **Seminário Científico do PPBio**. Anais. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2007. Disponível em: <http://marte.museu-goeldi.br/ppbio>. Acesso em 4 de agosto de 2014.

SÁ, L. D. A.; SAMBATTI, S. B. M.; BOLZAN, M. J. A.; PRASAD, G. S. S. D.; MANZI, A. O.; PAVAO, H. G. **Visualização das estruturas coerentes acima do Pantanal sob condições instáveis (estação seca)**, 26-30 de outubro, 1998.

SÁ, L. D. A.; VISWANADHAM, Y; MANZI, A. O. Energy flux partitioning over the Amazon Forest. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 39, n. 1, p. 1-16. 1988.

SELLERS, P. J. Canopy Reflectance, Photosynthesis and Transpiration. **International Journal of Remote Sensing**, v. 6, n. 8, p.1335-1372, 1985.

SILVA, A. N. B. **Índices de extremos climáticos e tendências da precipitação anual e sazonal na Amazônia Oriental**. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) – Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais. Universidade Federal do Pará. 2010.

SILVA, L. D. B. **Evapotranspiração do capim Tanzânia (*Panicum maximum* Jacq) e grama batatais (*Paspalum notatum* Flugge) utilizando o método do balanço de energia e lisímetro de pastagem**. (Doutorado em Agronomia) - ESALQ. Campinas. São Paulo. 2003.

SILVA DIAS, M. A. F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; DIAS, P. S.; NOBRE, C. A.; FISCH, G.; DOLMAN, H.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A. O.; FUENTES, J.; ROCHA, H.; MARENGO, J.; PLANA-FATTORI, A; SÁ, L. D. A.; AVALÁ, R. C. S.; ANDREAE, M.; ARTAXO, P.; GIELOW, R.; GATTI, L. Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 8072, doi:10.1029/2001JD000335. 2002.

SOMMER, R. Transpiration and canopy conductance of secondary vegetation in the eastern Amazon. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 112, n.2, p. 103-121. 2002.

SOUZA, E. P.; LOPES, Z. F.; ARAUJO, T. L. Estudo numérico da interação entre convecção rasa e radiação com ênfase no ciclo diurno do balanço de energia à superfície na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 2, p. 158-167. 2009.

SOUSA, A. M. L. et al. 2007. Estimativa da evapotranspiração real derivada do sensor MODIS: aplicação no leste da Amazônia. In: **Simpósio de Recursos Hídricos Sul-Sudeste**.

SOUZA FILHO, J. D. C.; RIBEIRO, A.; COSTA, M. H.; COHEN, J. C. P.; da ROCHA, E. J. P. Variação sazonal do balanço de radiação em uma floresta tropical no Nordeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, 318-330. 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**, v.35, p.223-229, 2005.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. Modulation of intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden-Julian Oscillation. **Int. J. Climatol**. 2006.

SHUTTLEWORTH, W.J., 1988. **Evaporation from Amazonian rainforest**. Phil. Trans. R. Soc. Lond. B233, 321–346.

STOY, P. C.; MAUDER, M.; FOKEN, T.; MARCOLLA, B.; BOEGH, E.; IBROM, A.; ARAIN, M. A.; ARNETH, A.; AURELA, M.; BERNHOFER, C.; CESCATTI, A.; DELLWIK, E.; DUCE, P.; GIANELLE, D.; VAN GORSEL, E.; KIELY, G.; KNOHL, A.; MARGOLIS, H.; MCCAUGHEY, H.; MERBOLD, L.; MONTAGNANI, L.; PAPALE, D.; REICHSTEIN, M.; SAUNDERS, M.; SERRANO-ORTIZ, P.; SOTTOCORNOLA, M.;

SPANO, D.; VACCARI, F.; VARLAGIN, A. A data-driven analysis of energy balance closure across FLUXNET research sites: the role of landscape scale heterogeneity. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 171–172, p. 137-52, 2013.

STEWART, J. B. Modelling surface conductance of pine forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 43, 19-35, Junho, 1988.

TAKAGI, K.; TSUBOYA, T.; TAKAHASHI, H. Diurnal hystereses of stomatal and bulk surface conductances in relation to vapor pressure deficit in a cool temperate wetland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 91, 177-191, Junho, 1998.

TATSCH, J. D.; ROCHA, H. R.; CABRAL, O. M. R.; FREITAS, H. C.; LLOPART, M.; ACOSTA, R.; LIGO, M. Avaliação do método de Multiple Imputation no preenchimento de falhas de fluxos de energia sobre uma área de cana-de-açúcar. V Workshop Brasileiro de Micrometeorologia. **Ciência e Natura Especial**, UFSM. 2007.

TEIXEIRA, A. H. C.; LOPES, P. M. O.; SILVA, B. B.; AZEVEDO, P. V.; SILVA, V. P. R.; ESPÍNOLA SOBRINHO, J.; SOARES, J. M. Balanço de radiação na cultura da mangueira In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XI, 2000, Rio de Janeiro. **Anais**, Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2000, CD-ROM.

TOMASELLA, J. et al. The water balance of an Amazonian micro-catchment: the effect of interannual variability of rainfall on hydrological behavior. **Hydrological Processes**, 2007.

TUCCI, E.M. Hidrologia ciência e aplicação. In: Tucci, E.M. **Hidrologia ciência e aplicação**. 3ª Ed. Porto Alegre, Editora da UFRGS, ABRH, v.3, 944pp. 2004.

TUCCI, C. E. M. **Regionalização de vazão**. Porto Alegre: UFRGS, 2002, 256p.

THORTHWAITE, C. W.; WILM, H. G. **Report of the Comite on evapotranspiration and transpiration**, 1943-1944. Washington, D.C.: Transactions of the American Geophysical Union, 1994. P. 686-693.

TWINE, T. E.; KUSTAS, W. P.; NORMAN, J. M.; COOK, D. R.; HOUSER, P. R.; MEYERS, T. P.; PRUEGER, J. H.; STARKS, P. J.; WESELY, M. L. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**. V. 103, p. 279-300, 2000.

UDA, P. K. **Avaliação da evapotranspiração real da bacia do alto Rio Negro, região sul brasileira, por meio do modelo SEBAL**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis - SC, 163f, 2012.

VIANA, J. S.; ALMEIDA, S.; CONCEIÇÃO, C.; FERREIRA, E.; ALVES, N.; SILVA, R. Comparação estrutural e florística entre os ambientes de terra-firme e igapó do entorno da ECFPn. In: **Seminário de 10 anos de atividade da ECFPn, Caxiuanã, 1, 2003, Belém**. Resumos - Belém: MPEG, CD-ROM, 2003.

VIANA, T. V. A. (2001). **Evapotranspiração obtida com o sistema razão de Bowen e um lisímetro de pesagem em ambiente protegido**. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba. 138 f. (Doutorado em Irrigação e Drenagem).

VON RANDOW C.; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA, P.J.; ZANCHI, F.B.; SILVA, R. L., HODNETT, M. G.; GASH, J. H. C.; ELBERS, J. A.; WATERLOO, M. J.; CARDOSO, F.L.; KABAT, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in Central West Amazonia. **Theoretical Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 5-26, jun. 2004.

VON RANDOW, R. C. S.; VON RANDOW, C.; HUTJES, R. W. A.; TOMASELLA, J.; KRUIJT, B. Evapotranspiration of deforested areas in central and southwestern Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 109, p. 205-220, 2012.

VOURLITIS, G. L.; N. P. FILHO, M. M. S. HAYASHI, J. DE S. NOGUEIRA, F. T. CASEIRO, AND J. H. CAMPELO JR. (2002), **Seasonal variations in the evapotranspiration of a transitional tropical forest of Mato Grosso, Brasil**, Water Resour. Res., 38(6), 1094.

VOURLITIS, G. L.; NOGUEIRA, J. S.; LOBO, F. A.; SENDALL, K. M.; DE PAULO, S. R.; CARLOS ALBERTO ANTUNES DIAS, C. A. A.; PINTO JR., O. B.; ANDRADE, N. L. R. Energy balance and canopy conductance of a tropical semideciduous forest of the southern Amazon basin. **Water Resources Research**, v. 44, p. 1-14, 2008.

WERTH, D.; AVISSAR, R. **The regional evapotranspiration of the Amazon**. Bulletin of the American Meteorological Society (2004), PP. 3589 – 3591.2004.

WILSON, K.B.; BALDOCCHI, D.D. Seasonal and interannual variability of energy fluxes over a broadleaved temperate deciduous forest in North America. **Agric. For, Meteorol.** 100, 1-18. 2000.

WILSON, K.B., HANSON, P.J., MULHOLLAND, P. J.; BALDOCCHI, D.D.; WULLSCHLEGER, S. D. A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. **Agricultural. Forest. Meteorology.** 153–168. 2001.

WILSON, K.; GOLDSTEIN, A.; FALGE, E.; AUBINET, M.; BALDOCCHI, D.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CEULEMANS,R.; DOLMAN, H.; FIELD, C.; GRELE, A.; IBROM, A.; LAW, B. E.; KOWALSKI, A.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MONSON, R.; OECHEL, W.; TENHUNEN, J.; VERMA, S.; VALENTINI, R. Energy balance closure at FLUXNET sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, p. 223-43, 2002.

WRIGHT, I.R.; MANZI, A.O.; DA ROCHA, H.R. Surface conductance of Amazonian pasture: model application and calibration for canopy climate. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 75, 51-70, Junho, 1995.