



MUSEU PARAENSE EMÍLIO GOELDI

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS**

**JOSÉ DANILO DA COSTA SOUZA FILHO**

**ANÁLISE DOS FLUXOS TURBULENTOS DE CO<sub>2</sub> E ENERGIA ENTRE O  
ECOSSISTEMA AQUÁTICO E ATMOSFERA NA FLONA DE CAXIUANÃ-PA**

BELÉM-PA

2019

**JOSÉ DANILO DA COSTA SOUZA FILHO**

**ANÁLISE DOS FLUXOS TURBULENTOS DE CO<sub>2</sub> E ENERGIA ENTRE O  
ECOSSISTEMA AQUÁTICO E ATMOSFERA NA FLONA DE CAXIUANÃ-PA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará em convênio com EMBRAPA-Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi, para a obtenção do grau de Doutor em Ciências Ambientais.

Área de Concentração: Clima e Dinâmica Socioambiental na Amazônia.

Linha de Pesquisa: Interação Clima Sociedade e Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. José Henrique Cattanio.

BELÉM – PA

2019

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com  
ISBD Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará**

**Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a)  
autor(a)**

- 
- S719a Souza Filho, José Danilo da Costa  
Análise dos fluxos turbulentos de CO<sub>2</sub> e energia entre o  
ecossistema aquático e atmosfera na Flona de Caxiuanã-PA /  
José Danilo da Costa Souza Filho. — 2019.  
120 f.: il. color.
- Orientador(a): Prof. Dr. José Henrique Cattanio  
Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em  
Ciências Ambientais, Instituto de Geociências, Universidade  
Federal do Pará, Belém, 2019.
1. Fluxo de CO<sub>2</sub>. 2. Fluxo de energia. 3. Baía de Caxiuanã.  
4. Covariância de vórtices. I. Título.

CDD 551.098115

---

**JOSÉ DANILO DA COSTA SOUZA FILHO**

**ANÁLISE DOS FLUXOS TURBULENTOS DE CO<sub>2</sub> E ENERGIA ENTRE O  
ECOSSISTEMA AQUÁTICO E ATMOSFERA NA FLONA DE CAXIUANÃ-PA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará em convênio com EMBRAPA-Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi, para a obtenção do grau de Doutor em Ciências Ambientais.


Área de Concentração: Clima e Dinâmica Socioambiental na Amazônia.


Linha de Pesquisa: Interação Clima Sociedade e Ambiente.

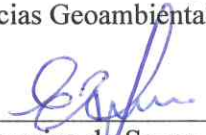
Orientador: Prof. Dr. José Henrique Cattanio.

Belém, 26 de fevereiro de 2019

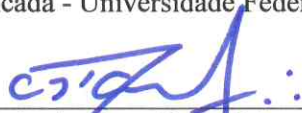
Banca Examinadora:

  
\_\_\_\_\_  
Prof. José Henrique Cattanio – Orientador  
Doutor em Agronomia Tropical - Universidade Federal do Pará

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Alessandro Carioca de Araujo – Membro Interno  
PhD. em Ciências Geoambientais - EMBRAPA

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Everaldo Barreiro de Souza – Membro Interno  
Doutor em Meteorologia - Universidade Federal do Pará

  
\_\_\_\_\_  
Profª. Vania Neu – Membro Externo  
Doutora em Ecologia Aplicada - Universidade Federal Rural da Amazônia

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Cláudio Reis de Carvalho – Membro Externo  
PhD. em Ecofisiologia Vegetal - EMBRAPA

## **DEDICO**

A DEUS, por todas as oportunidades oferecidas ao longo de minha vida.

Aos meus pais, Danilo Souza e Maria Regina (*in memoriam*).

A minha amada esposa, Edjane Souza pelo apoio mesmo em momentos difíceis.

Aos meus amados filhos, Kauê e Caio.

Aos meus queridos irmãos, Reginaldo, Ricardo, Ronaldo e Érika.

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Professor Dr. José Henrique Cattanio, pela orientação, confiança e apoio.

Aos professores da Faculdade de Meteorologia da Universidade Federal do Pará (FAMET).

Ao projeto Rede de Mudanças Climáticas e Ambientais do Pará: Uma Perspectiva de Estudos Integrados (Projeto aprovado dentro do Edital 14/2009 PRONEX/FAPESPA/CNPQ).

Ao Professor Dr. Lôla, pela Concessão dos dados de precipitação da base do IBAMA

A minha esposa Edjane, pelo estímulo, compreensão e paciência nessa jornada.

A todos, que mesmo não citados, contribuíram de forma efetiva na construção deste trabalho.

## RESUMO

Esta pesquisa investigou os fluxos turbulentos de  $\text{CO}_2$  e energia, na interface da baía de Caxiuanã - atmosfera na Floresta Nacional de Caxiuanã (FLONA) localizada na Amazônia Oriental sob influência de variáveis atmosféricas, da cota da baía e do gradiente de temperatura na interface baía-atmosfera, durante os anos de 2013 e 2014. Os dados utilizados neste estudo foram obtidos a 7 metros, em média, acima da lamina de água, a partir de uma torre micrometeorológica, instalada na baía de Caxiuanã. Medidas de fluxos de  $\text{CO}_2$  ( $FCO_2$ ), calor sensível ( $H$ ) e calor latente ( $Le$ ) e foram coletados através de um sistema de vórtices turbulentos. Dados meteorológicos foram coletados por uma estação meteorológica automática. Verificou-se que a precipitação registrada nos anos estudados foi superior a normal climatológica. A temperatura média horária da água da baía esteve sempre superior a temperatura do ar ao longo dos meses. O gradiente de temperatura vertical médio mensal na interface baía - atmosfera se mostrou sempre positivo, alcançando os maiores e menores valores no período chuvoso e seco, respectivamente. Os resultados mostram um forte padrão sazonal na partição do saldo de energia para aquecer a atmosfera ( $H$ ) e para o processo de evaporação ( $Le$ ). Na análise do  $FCO_2$  podemos verificar um claro padrão sazonal com o período chuvoso e seco da região, ou seja, as magnitudes dos  $FCO_2$ , tanto de emissão quanto de sequestro pela baía, são maiores nos meses chuvosos quando comparados com os meses secos.

Palavras chaves: Fluxo de  $\text{CO}_2$ . Fluxo de energia. Covariância de vórtices. Baía de Caxiuanã.

## ABSTRACT

This research investigated turbulent fluxes of  $\text{CO}_2$  and energy at the interface of the Caxiuanã bay – atmosphere in the Caxiuanã National Forest (FLONA) located in the Eastern Amazon under influence of atmospheric variables, the bay dimension and the temperature gradient at the interface bay-atmosphere, during the years of 2013 and 2014. The data used in this study were obtained on average 7 meters above the water surface from a micrometeorological tower, installed in the Caxiuanã bay. Measures of fluxes of  $\text{CO}_2$  ( $FCO_2$ ), sensible heat ( $H$ ) and latent heat ( $Le$ ) were collected through a turbulent vortices system. Meteorological data were collected by an automatic weather station. It was verified that the precipitation registered in the studied years was superior to climatic standards. The average hourly water temperature of the bay was always higher than the air temperature over the months. The mean monthly vertical temperature gradient at the bay - atmosphere interface was always positive, reaching the highest and lowest values in the rainy and dry period, respectively. The results show a strong seasonal pattern in the partition of the energy balance to heat the atmosphere ( $H$ ) and for the evaporation process ( $Le$ ). In the  $FCO_2$  analysis we can verify a clear seasonal pattern with the rainy and dry period of the region, that is, the magnitudes of  $FCO_2$ , both emission and sequestration by the bay, are higher in the rainy months when compared to the dry months.

Keywords:  $\text{CO}_2$  flow. Energy flow. Vortices covariance. Caxiuanã Bay.



## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### Figuras do Capítulo II

Figura 1- Balanço de energia no sistema terra-atmosfera. ....	25
Figura 2 - Ciclo global do carbono. ....	29
Figura 3- Modelo conceitual do papel de sistemas aquáticos interiores no ciclo global do carbono. ....	31
Figura 4- Ilustração dos processos de superfície terrestre de transferência de água e de suas cargas dissolvidas e particuladas aos igarapés, onde esses constituintes são processados corrente abaixo. ....	32
Figura 5 - Ilustração esquemática dos principais reservatórios e vias de transporte do sistema fluvial. ....	38

### Figuras do Capítulo III

Figura 1- Localização da FLONA de Caxiuanã e da baía onde foi instalada a torre micrometeorológica. ....	51
Figura 2 - Vista da torre micrometeorológica instrumentalizada na baía de Caxiuanã. ....	55
Figura 3 - Instrumentos instalados na torre micrometeorológica: (a) anemômetro sônico, (b) radiação solar global, (c) saldo de energia, (d) conjunto psicrométrico, (e) pluviógrafo, (f) temperatura da superfície da água. ....	56
Figura 4 - Esquema dos fluxos turbulentos. ....	58
Figura 5 - Precipitação acumulada mensal na baía de Caxiuanã durante os anos de 2013 e 2014. Os meses chuvosos são representados com fundo cinza. ....	64
Figura 6 - Anomalia mensal da precipitação na baía de Caxiuanã durante os anos de 2013 e 2014. Os meses chuvosos são representados com fundo cinza. ....	66
Figura 7 - Comportamento da direção predominante do vento e faixas de intensidade da velocidade: (a) 2013 e (b) 2014. ....	67
Figura 8 – Ciclo médio mensal da velocidade do vento ( $U$ ) durante os anos de 2013 e 2014. Os meses chuvosos são representados com o fundo cinza. ....	68
Figura 9 – Frequência relativa das classes da velocidade do vento ( $U$ ) sobre a baía de Caxiuanã para os anos 2013 e 2014. ....	68

Figura 10 - Ciclo diário mensal da temperatura do ar ( $T_{ar}$ ) e da superfície da água da baía de Caxiuanã ( $T_{água}$ ) durante os anos de 2013 e 2014. Os meses chuvosos são representados com o fundo cinza. ....	69
Figura 11 - Ciclo diário médio mensal do gradiente vertical entre a temperatura da superfície da água da baía de Caxiuanã e a atmosfera ( $T_{água} - T_{ar}$ ), durante os anos de 2013 e 2014. Os meses chuvosos são representados com o fundo cinza. ....	70
Figura 12 - Ciclo diário médio mensal do déficit de pressão de vapor d'água ( $DPV$ ) sobre a baía de Caxiuanã durante os anos de 2013 e 2014. Os meses chuvosos são representados com o fundo cinza. ....	71
Figura 13 – Ciclo diário médio mensal da radiação global ( $R_g$ ) e do saldo de energia ( $R_n$ ) sobre a baía de Caxiuanã, durante os anos de 2013 e 2014. Os meses chuvosos são representados com o fundo cinza. ....	73
Figura 14 - Ciclo diário médio mensal dos fluxos de energia durante os anos de 2013 e 2014: (a) calor sensível ( $H$ ), (b) calor latente ( $Le$ ) e (c) energia armazenada na baía de Caxiuanã ( $\Delta Q$ ). Os meses chuvosos são representados com o fundo cinza.....	75
Figura 15- Ciclo diário médio mensal durante os anos de 2013 e 2014: (a) $FCO_2$ e a cota da baía, (b) $FCO_2$ e a velocidade do vento e (c) $FCO_2$ e o gradiente de temperatura. Os meses chuvosos são representados com o fundo cinza.. ....	79
Figura 16 - Ciclo diário médio mensal durante os anos de 2013 e 2014: (a) $\rho CO_2$ atmosférico e a cota da baía, (b) $\rho CO_2$ e a velocidade do vento e (c) $\rho CO_2$ e o gradiente de temperatura na interface baía de Caxiuanã e a atmosfera. Os meses chuvosos são representados com o fundo cinza.. ....	82

#### **Figuras do Capítulo IV**

Figura 1 - Localização da FLONA de Caxiuanã e da baía de Caxiuanã onde foi instalada a torre micrometeorológica. ....	91
Figura 2 - Vista da torre micrometeorológica instrumentalizada na baía de Caxiuanã..	94
Figura 3 - Volume acumulado da precipitação sobre a baía de Caxiuanã para um mês chuvoso (fevereiro) e um mês seco (outubro) de 2014: (a) diário e (b) horário. ....	98

Figura 4 - Direção e velocidade média do vento sobre a baía de Caxiuanã para o ano de 2014: (a) mês chuvoso (fevereiro) e (b) mês seco (outubro). .....	99
Figura 5 - Direção e velocidade média do vento sobre a baía de Caxiuanã: (a) chuvoso diurno, (b) chuvoso noturno, (c) seco diurno e (d) seco noturno. ....	100
Figura 6 - Ciclo diurno médio horário da velocidade do vento ( $U$ ) sobre a baía de Caxiuanã para o mês chuvoso (fevereiro) e o mês seco (outubro) durante o ano de 2014. O período noturno é representado com o fundo cinza, as barras de erro correspondem ao desvio padrão .....	101
Figura 7 - Ciclo diurno horário para o mês chuvoso (fevereiro) e o mês seco (outubro) de 2014: (a) temperatura do ar; (b) temperatura da água da baía e (c) gradiente vertical de temperatura na interface baía-atmosfera. O período noturno é representado com o fundo cinza, as barras de erro correspondem ao desvio padrão. ....	103
Figura 8 - Ciclo diurno médio horário do déficit de pressão de vapor d'água ( $DPV$ ) sobre a baía de Caxiuanã para o mês chuvoso (fevereiro) e o mês seco (outubro) de 2014. O período noturno é representado com o fundo cinza, as barras de erro correspondem ao desvio padrão. ....	104
Figura 9 - Ciclo diurno para o mês chuvoso (fevereiro) e o mês seco (outubro) de 2014: (a) radiação solar global incidente ( $R_g$ ) e (b) saldo de energia ( $R_n$ ) sobre a baía de Caxiuanã. O período noturno é representado com fundo cinza, as barras de erro correspondem ao desvio padrão.....	106
Figura 10 - Ciclo diurno horário para o mês chuvoso (fevereiro) e o mês seco (outubro) de 2014: (a) fluxo de calor sensível ( $H$ ), (b) fluxo de calor latente ( $Le$ ) e (c) calor armazenado na baía ( $\Delta Q$ ). O período noturno é representado com o fundo cinza, as barras de erro correspondem ao desvio padrão.. ....	108
Figura 11 - Ciclo diurno médio horário da $\rho CO_2$ atmosférico e do $FCO_2$ sobre a baía de Caxiuanã para o mês chuvoso (fevereiro) e o mês seco (outubro) de 2014. O período noturno é representado com o fundo cinza, as barras de erro correspondem ao desvio padrão. ....	111
Figura 12 - Relação entre o $FCO_2$ e o $u^*$ para o mês de fevereiro (chuvoso) e o mês de outubro (seco) de 2014: (a) período noturno e (b) período diurno .....	113
Figura 13 - Relação entre o $FCO_2$ e o gradiente de temperatura na interface baía-atmosfera ( $T_{\text{água}} - T_{\text{ar}}$ ) para o mês de fevereiro (chuvoso) e outubro (seco) de 2014: (a) período noturno e (b) período diurno.....	114

Figura 14 – Relação entre o  $FCO_2$  e  $Le$  para o mês de fevereiro (chuvoso) e outubro (seco) de 2014: (a) período noturno e (b) período diurno.....115

## LISTA DE TABELAS

### Tabelas do Capítulo III

Tabela 1 - Relação dos instrumentos instalados na torre micrometeorológica na baía de Caxiuanã.. .....	57
Tabela 2 - Intensidade do vento segundo a escala de Beaufort. ....	62
Tabela 3 - Valores médios mensais das variáveis meteorológicas, temperatura do ar ( $T_{ar}$ ), temperatura da água da baía ( $T_{água}$ ), gradiente de temperatura na interface baía-atmosfera ( $T_{água} - T_{ar}$ ), déficit de pressão de vapor d'água ( $DPV$ ), direção ( $d$ ) e velocidade do vento ( $U$ ). ....	72
Tabela 4 - Valores médios mensais das componentes do balanço de energia e percentuais da partição de energia na interface baía-atmosfera da radiação solar global ( $R_g$ ), saldo de energia ( $R_n$ ), fluxos de calor sensível ( $H$ ) e latente ( $L_e$ ) e o calor armazenado na baía de Caxiuanã ( $\Delta Q$ ) para o ano de 2013 e 2014. ....	77

### Tabelas do Capítulo IV

Tabela 1 - Relação dos instrumentos instalados na torre micrometeorológica localizada na baía de Caxiuanã.. .....	95
Tabela 2 - Valores médios do saldo de energia ( $R_n$ ), fluxo de calor sensível ( $H$ ), fluxo de calor latente ( $L_e$ ) e da energia disponível para aquecer a baía de Caxiuanã ( $\Delta Q$ ), para os períodos estudados. ....	109
Tabela 3 - Valores médios da cota da baía, direção ( $d$ ) e velocidade do vento ( $U$ ), temperatura da água ( $T_{água}$ ), gradiente de temperatura ( $T_{água} - T_{ar}$ ), $\rho CO_2$ atmosférico e $FCO_2$ . ....	112

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

EC	Eddy Covariance
COD	Carbono orgânico dissolvido
COT	Carbono orgânico total
COP	Carbono orgânico particulado
COPF	Carbono orgânico particulado fino
COPG	Carbono orgânico particulado grosso
IBAMA	Instituto brasileiro do meio ambiente e recursos renováveis
MCV	Método de covariância de vórtices
MOD	Matéria orgânica dissolvida
SIG	Sistema de informação geográfica
ZCIT	Zona de convergência intertropical

## LISTA DE SÍMBOLOS

$CO_2$	Gás carbônico	
$E$	Este	[grau]
$e_a$	Pressão de vapor	[hpa]
$e_s$	Pressão de vapor de saturação	[hpa]
$C_p$	Calor específico do ar a pressão constante	[m s <sup>2</sup> K <sup>-1</sup> ]
$d$	Direção do vento	[°]
$DPV$	Déficit de pressão de vapor d'água	[hpa]
$\Delta Q$	Calor armazenado na baía	[w m <sup>-2</sup> ]
$\Delta Q_f$	Fluxo líquido de calor	[w m <sup>-2</sup> ]
$\Delta Q_p$	Fluxo de calor resultante	[w m <sup>-2</sup> ]
$\Delta Q_s$	Fluxo de calor no sedimento	[w m <sup>-2</sup> ]
$EC$	Eddy Covariance	
$FCO_2$	Fluxo de $CO_2$	[mg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> ]
$H$	Fluxo de calor sensível	[w m <sup>-2</sup> ]
$Le$	Fluxo e calor latente	[w m <sup>-2</sup> ]
$O$	Oeste	[°]
$P$	Pressão	[hpa]
$prp$	Precipitação	[mm]
$N$	Norte	[°]
$NE$	Nordeste	[°]
$NO$	Noroeste	[°]
$q_{agua}$	Umidade específica do ar	[g kg <sup>-1</sup> ]
$q_{ar}$	Umidade específica de saturação	[g kg <sup>-1</sup> ]
$R_g$	Radiação solar global	[w m <sup>-2</sup> ]
$R_n$	Saldo de energia	[w m <sup>-2</sup> ]
$S$	Sul	[°]
$SE$	Sudeste	[°]
$SO$	Sudoeste	[°]
$T_{ar}$	Temperatura do ar	[°C]
$T_{água}$	Temperatura da água	[°C]
$U$	Velocidade do vento	[m s <sup>-1</sup> ]
$u$	Componente zonal do vento	[m s <sup>-1</sup> ]
$u^*$	Velocidade de fricção	[m s <sup>-1</sup> ]

$v$	Componente meridional do vento	$[\text{m s}^{-1}]$
$w$	Componente vertical do vento	$[\text{m s}^{-1}]$



## SUMÁRIO

<b>CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO GERAL .....</b>	<b>17</b>
<b>1.1. Objetivos.....</b>	<b>20</b>
<b>1.2. Geral .....</b>	<b>20</b>
<b>1.3. Específicos .....</b>	<b>20</b>
<b>1.4. Pergunta científica.....</b>	<b>20</b>
<b>1.5. Hipótese .....</b>	<b>20</b>
<b>1.6. Estrutura da Tese .....</b>	<b>21</b>
<b>CAPÍTULO II – FUNDAMENTOS DA TROCA DE CO<sub>2</sub> E ENERGIA NA INTERFACE ÁGUA-ATMOSFERA .....</b>	<b>24</b>
<b>2.1. Balanço de energia no sistema terra-atmosfera.....</b>	<b>24</b>
<b>2.2. Ciclo hidrológico .....</b>	<b>27</b>
<b>2.3. Ciclo do carbono .....</b>	<b>28</b>
<b>2.4. Fluxos de CO<sub>2</sub> e energia em reservatórios de hidrelétricas .....</b>	<b>32</b>
<b>2.5. Fluxos de CO<sub>2</sub> e energia em rios, lagos e baías .....</b>	<b>34</b>
<b>2.6. Fluxos de CO<sub>2</sub> e energia na Amazônia .....</b>	<b>36</b>
<b>CAPÍTULO III – ANÁLISE DOS FLUXOS DE CO<sub>2</sub> E ENERGIA SOB INFLUÊNCIA DAS VARIÁVEIS ATMOSFÉRICAS DE SUPERFÍCIE NA INTERFACE BAIÁ DE CAXIUANÃ-ATMOSFERA .....</b>	<b>47</b>
<b>3.1. Introdução .....</b>	<b>49</b>
<b>3.2. Materiais e Métodos .....</b>	<b>50</b>
3.2.1. Descrição da área de estudo.....	50
3.2.2. Característica vegetal e uso da terra na FLONA de Caxiuanã .....	51
3.2.3. Baía de Caxiuanã.....	52
3.2.4. Descrição dos dados utilizados e instrumentação da torre Micrometeorológica..	53
3.2.5. Sistema de Fluxos.....	54
3.2.6. Medidas auxiliares .....	55
3.2.7. Fluxos turbulentos .....	57
3.2.8. Balanço de energia na superfície .....	60
3.2.9. Precipitação .....	61
3.2.10. Vento .....	61
3.2.11. Déficit de pressão de vapor d'água.....	62
<b>3.3 Resultados e Discussão .....</b>	<b>63</b>
3.3.1. Análise pluviométrica na baía de Caxiuanã durante os anos de 2013 e 2014.....	63

3.3.2. Variabilidade da direção e velocidade do vento na baía de Caxiuanã durante os anos de 2013 e 2014 .....	66
3.2.3. Variabilidade mensal da temperatura do ar, temperatura da água da baía de Caxiuanã e do déficit de pressão de vapor d'água durante os anos de 2013 e 2014 .....	68
3.2.4. Variabilidade média mensal da radiação solar global e do saldo de energia sobre a baía de Caxiuanã durante os anos de 2013 e 2014 .....	72
3.2.5. Variabilidade média mensal dos fluxos de calor sensível (H), latente (Le) e do calor armazenado na água da baía de Caxiuanã ( $\Delta Q$ ) durante os anos de 2013 e 2014...	74
3.2.6. Variabilidade média mensal do fluxo e da concentração de CO <sub>2</sub> atmosférico sobre a baía de Caxiuanã durante os anos de 2013 e 2014 .....	78
<b>3.3 Conclusão .....</b>	<b>83</b>
<b>CAPÍTULO IV – ESTUDO SAZONAL DOS FLUXOS DE CO<sub>2</sub> E ENERGIA NA INTERFACE BAIA DE CAXIUANÃ - ATMOSFERA .....</b>	<b>89</b>
<b>4.1. Introdução .....</b>	<b>91</b>
<b>4.2. Materiais e Métodos.....</b>	<b>92</b>
4.2.1. Área experimental.....	92
4.2.2. Descrição dos dados utilizados e instrumentação.....	94
4.2.3. Mediadas dos fluxos turbulentos .....	95
<b>4.3. Resultados e Discussão .....</b>	<b>97</b>
4.3.3. Análise horária da temperatura do ar, temperatura da água na baía de Caxiuanã e do déficit de pressão de vapor em um mês chuvoso e um mês seco no ano de 2014...	101
4.3.4. Análise do ciclo horário da radiação solar global (R <sub>g</sub> ), do saldo de energia (R <sub>n</sub> ), do fluxo de calor sensível (H), do fluxo de calor latente (Le) e do calor armazenado na baía de Caxiuanã para um mês chuvoso e um mês seco de 2014.....	105
4.3.5. Análise do ciclo horário da concentração e do fluxo de CO <sub>2</sub> sobre a baía de Caxiuanã para um mês chuvoso e um mês seco de 2014 .....	110
<b>4.4. Conclusão .....</b>	<b>115</b>
<b>5. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>119</b>

## CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO GERAL

Nas últimas décadas, acentuou-se de forma marcante o debate científico sobre o aumento da temperatura na superfície terrestre em decorrência das emissões de dióxido de carbono (**CO<sub>2</sub>**), metano (**CH<sub>4</sub>**) e óxido nitroso (**N<sub>2</sub>O**) e vapor d' água, conhecidos como os principais gases do efeito estufa (**GEE**). A presença desses gases na atmosfera contribui para a manutenção da temperatura média da terra em 14°C, através da absorção de radiação extraterrestre, de onda longa, emitida pela superfície do planeta (HANSEN *et al.*, 2010). Parte dessa radiação volta para a superfície terrestre após absorção pela atmosfera (IPCC, 2007). O carbono é um componente minoritário em termos de concentração, mas extremamente importante na retenção de calor na atmosfera, devido à intensificação na sua produção. O carbono é liberado por processos naturais, como erupções vulcânicas, decomposição de matéria orgânica, respiração, e por ações antrópicas como queima de combustíveis fósseis, produção de cimento, desmatamento e queima de biomassa (NASA, 2016).

O aumento da temperatura global tem sido associado à ação antrópica, principalmente após a revolução industrial, resultou em um acréscimo de 40,0% de **CO<sub>2</sub>** na atmosfera (IPCC, 2013; NOAA, 2017). Os efeitos associados ao aquecimento global, como o aumento da temperatura da superfície do mar e conseqüentemente o derretimento das calotas polares resultando em um aumento do nível do mar, estão relacionados com o aumento na frequência e intensidade de eventos climáticos extremos (NASA, 2016; IPCC, 2013).

Nas últimas décadas o ciclo do carbono tem sido estudado pela troca constante de **CO<sub>2</sub>** entre ecossistemas terrestres e o oceano (reservatório de carbono) e a atmosfera e pelo ciclo realizado pelas cadeias tróficas, na qual os vegetais (organismos autótrofos) absorvem **CO<sub>2</sub>** da atmosfera e incorporam em sua biomassa e transferem para os níveis tróficos superiores (e.g. herbívoros carnívoros, etc.) formados por organismos heterótrofos. Por sua vez, todos os organismos aeróbicos respiram e lançam parte do carbono absorvido de volta para a atmosfera na forma de **CO<sub>2</sub>**. Porém, os ambientes aquáticos continentais (rios, riachos, lagos, lagoas, estuários, etc.), componentes importantes do ciclo do carbono foram sistematicamente ignorados por muito tempo.

Estudos recentes demonstram que determinados ambientes aquáticos (*global hotspots*) são responsáveis pelo lançamento de cerca de 70,0% do  $\text{CO}_2$  emitido de forma natural para atmosfera, mesmo que representem apenas cerca de 20,0% da superfície do continente, sendo que rios e igarapés estão emitindo para atmosfera próximo de  $2,1 \text{ Pg C ano}^{-1}$  (RAYMOND *et al.*, 2013). Muitos estudos discutem a importância dos ecossistemas aquáticos continentais como compartimentos na ciclagem global do carbono atuando como fonte, isto é, liberação de  $\text{CO}_2$  para a atmosfera (MAROTTA *et al.*, 2014; FARIA *et al.*, 2015) ou sumidouro, isto é, sequestro de  $\text{CO}_2$  atmosférico (TRANVIK *et al.*, 2010; COLE *et al.*, 2007).

Assim como os oceanos, as águas interiores exercem um papel fundamental no ciclo regional e global do carbono (COLE *et al.*, 2007; BORGES, 2005; RICHEY *et al.*, 2002). Segundo Phillips *et al.* (1998), o efluxo de  $\text{CO}_2$ , na Amazônia, é comparável à taxa de carbono armazenado nas árvores da floresta e muito maior do que Richey *et al.* (2002), identificou como carbono exportado pela região amazônica para o oceano Atlântico.

Águas interiores compreendem uma parte considerável da superfície terrestre e têm um albedo menor e uma maior capacidade de armazenar calor do que a superfície vegetada no entorno (BARTUNKOVÁ *et al.*, 2014; VENALAINEN *et al.*, 1999). Essa característica, combinada com a troca efetiva de calor na coluna de água, permite grande potencial de armazenamento de calor em rios e lagos (NORDBO *et al.*, 2011). Como consequência os corpos de água têm uma inércia térmica alta, o que faz com que a troca turbulenta seja diferente da floresta circundante. Nas últimas décadas, a troca turbulenta e o balanço de energia sobre lagos têm sido extensivamente estudados (LI *et al.*, 2015; WANG *et al.*, 2014; VERBURG e ANTENUCCI, 2010; VENÄLÄINEN *et al.*, 1999).

Rios e lagos em regiões frias aquecem mais lentamente que a atmosfera adjacente, gerando uma camada limite atmosférica estável, diminuindo a troca turbulenta (ZHANG; LIU, 2013; NORDBO *et al.*, 2011; OSWALD; ROUSE, 2004; ROUSE *et al.*, 2003). Entretanto, rios e lagos subtropical têm uma pequena capacidade calorífica e respondem mais rapidamente as forçantes atmosféricas, gerando uma camada limite atmosférica instável e fluxos de calor sensível e latente persistentemente positivos (LIU *et al.*, 2012; ZHANG; LIU, 2013). A atmosfera é quase sempre instável sobre as superfícies líquidas nos trópicos, mesmo em rios e lagos de grande profundidade e extensão (VERBURG; ANTENUCCI, 2010). O balanço de energia da

superfície e a troca turbulenta na superfície diferem de lago para lago e dependem de muitos fatores, incluindo o tamanho e a profundidade do lago, bem como características climáticas regionais (LENTERS *et al.*, 2005; OSWALD; ROUSE, 2004; ROUSE *et al.*, 2005).

Os corpos de água afetam o clima regional e global, armazenando e liberando o calor dependendo do gradiente de temperatura entre a atmosfera e água. Estudos indicam que a dinâmica dos fluxos de calor e do carbono esteja acoplada, através do fluxo de calor sensível na interface lago-atmosfera (ROUSE *et al.*, 2005; EUGSTER *et al.*, 2003). A mistura afeta a troca gasosa entre água-atmosfera, modificando o gradiente de concentração dentro da coluna de água, que é a principal forçante do fluxo de  $\text{CO}_2$ .

A escassa disponibilidade de dados medidos de fluxos de energia e  $\text{CO}_2$  em sistemas fluviais provocam incertezas na estimativa dos mesmos. Aspectos metodológicos também contribuem para tal. Medidas pontuais de fluxo utilizando câmara flutuante fornecem dados em escala de tempo de 1 a 3 horas e são criticados, devido à turbulência superficial provocada pelo vento (BROECKER; PENG, 1974). Desta forma medidas contínuas dos fluxos de energia e  $\text{CO}_2$ , através da técnica de vórtices turbulentos constitui-se em informações valiosas para fins de mitigação, elaboração estratégica e minimização de impactos e vulnerabilidade do bioma Amazônico.

Dentro desse contexto foi instalada uma torre micrometeorológica, na baía de Caxiuanã (PA) para medições dos fluxos de  $\text{CO}_2$ , energia e variáveis meteorológicas de superfície, através da técnica de correlação de vórtices turbulentos (*eddy covariance*), que calcula a covariância entre as flutuações na componente vertical da velocidade do vento e a concentração de vapor d'água e  $\text{CO}_2$  na amostra de ar coletada. Este estudo foi conduzido usando dados gerados pelo projeto de pesquisa Rede de Mudanças Climáticas e Ambientais do Pará: Uma perspectiva de estudos integrados (projeto aprovado dentro do Edital 14/2009 PRONEX/FAPESPA/CNPQ).

## 1.1. Objetivos

### 1.2. Geral

O objetivo do presente trabalho foi quantificar os fluxos turbulentos de  $\text{CO}_2$  e energia na interface hidrosfera-atmosfera na baía de Caxiuanã durante os anos de 2013 e 2014.

### 1.3. Específicos

➤ Estudar os fluxos turbulentos de  $\text{CO}_2$  e energia na base diária e mensal, sob influência do gradiente de temperatura na interface baía de Caxiuanã -atmosfera, da direção e velocidade do vento, precipitação e a cota da baía, durante os anos de 2013 e 2014, buscando compreender o papel ambiental desempenhado pelo ecossistema como fonte ou sumidouro de  $\text{CO}_2$ ;

➤ Analisar e quantificar os fluxos turbulentos de  $\text{CO}_2$  e energia na interface água-atmosfera para os meses de fevereiro e outubro de 2014 representativos do período chuvoso e seco, respectivamente.

### 1.4. Pergunta científica

Qual o papel da baía de Caxiuanã no sequestro e emissão de  $\text{CO}_2$ , e como isto se correlaciona com os fluxos de energia e no armazenamento de calor na baía

### 1.5. Hipótese

A baía de Caxiuanã se comporta como fonte ou sumidouro de  $\text{CO}_2$  e qual sua dependência com as forçantes atmosféricas.

## 1.6. Estrutura da Tese

Os objetivos e questões científicas propostas serão discutidos e respondidos conforme a organização do trabalho definida a seguir:

O Capítulo I apresenta uma introdução geral e a questão norteadora deste trabalho contendo os objetivos e hipóteses do trabalho.

O Capítulo II descreve a revisão bibliográfica, onde constam as referências de estudos sobre os fluxos  $\text{CO}_2$  e energia em diferentes ecossistemas.

O Capítulo III apresenta os resultados e discussão dos temas objeto deste estudo, como, variabilidade mensal dos fluxos de  $\text{CO}_2$ , energia e das variáveis atmosféricas na interface baía-atmosfera para os anos de 2013 e 2014.

O Capítulo IV é um estudo da variabilidade diurna dos fluxos de  $\text{CO}_2$ , e energia na interface baía de Caxiuanã-atmosfera para o mês de fevereiro (chuvoso) e outubro (seco) de 2014.

## REFERÊNCIAS

BARTUKOVÁ, K., SOKOLL, Z., POP, L. Simulations of the influence of lake area on local temperature with COSMO NWP model. **Atmospheric Research**. v.147, 51-67, 2014.

BORGES, A.V. Dowe have enough pieces of the jigsaw to integrate CO2 fluxes in the Costal Ocean? **Estuaries, Solomons Island**, v. 28, 3-27, 2005.

BROECKER, W.S.; PENG, T.H. Gas exchange rates between air and sea. **Tellus**. Copenhagen, v. 26, 21-35, 1974.

COLE, J.J., PRAIRIE, Y.T., CARACO, N.F., McDOWELL, W.H., TRANVIK, L.J, STRIEGL, R.G., DUARTE, C.M., KORTELAJINEN, P., DOWNING, J.A., MIDDELBUEG, J.J., MELACK, J. Plumbing the Global Carbon Cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon Budget. **Ecosystems**. v.10, 171-184, 2007.

COLE, J.J., CARACO, N.K., KLING, G.W., KRATZ, T.K., 1994. Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes. **Science**. v 265, 1568-1570.

EUGSTER, W., KLING, G., JONAS, T., McFADDEN, J.P., Wuest, A., MACINTYRE, S.; CHAPIN F.S.III 2003.CO2 exchange between air and water in an arctic Alaskan and mid-latitude Swiss lake.Importance of convective mixing. **Journal Geophysical Research**. v.108, 4362-4380.

HANSEN, J.; RUEDY, R.; DATO, M.; LO, K.; 2010. Global surface temperature change. **Reviews Geophysical**. v. 48, 1 – 29, RG4004, doi:10.1029/2010RG000345.

INTERNATIONAL PANEL of CLIMATE CHANGES (IPCC). Climate change 2007: The **Physical Science Basis**.

INTERNATIONAL PANEL of CLIMATE CHANGES (IPCC). Climate change 2013: **The Physical Science Basis**.

LENTERS, J.D., KRATZ, T.K., BOWSER, C.J., 2005. Effects of climate variability on lake evaporation: results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA). **Journal of Hydrology**. v.308, 168 -195.

LI, Z., LYU, S., AO, Y., WEN, L., ZHAO, L., WANG, S. 2015. Long-term energy flux and radiation balance observations over Lake Ngoring, Tibetan Plateau. **Atmospheric Research**. v.155, 13-25.

LIU, H., ZHANG, Y., LIU, S., JIANG, H., SHENG, L., WILLIAMS, Q.L., 2012. Eddy covariance measurements of surface energy budget and evaporation in a cool season over southern open water in Mississippi. **Journal Geophysical Research**.114, doi: 10.1029/2008jd010891.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). 2016. **How do Know?** Disponível em : <https://www.nasa.gov/content/alfonso-davila>, doi: 1029/2010jd014542. Acesso em: 22/03/2018

NATIONAL OCEANIC and ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (NOAA).Disponível em: <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/>. Acesso em: 02/03/2018.

NORDOB, A., LAUNIAINEN, S., MAMARELLA, I., LEPPARANTA, M., HOUTARI, J., OJALA, A., VESALA, T. 2011. Long-term energy flux measurements and energy balance over a small boreal lake using eddy covariance technique. **Journal Geophysical Research** . v.116, doi:10.1029/2010jd01452.

OSWALD, C.J., ROUSE, W.R. 2004. Thermal characteristics and energy balance of various-size Canadian Shield lakes in the Mackenzie River Basin. **Journal of Hydrometeorology**. v.5, 129-144.

PHILLIPS, O.L., MAHLY, Y., HIGUCHI, N., LAURANCE, W.F., NÚNES, P.V., VASQUEZ, R.M., LAURANCE, S.G., FERREIRA, L.V., STERN, M., BROWN, S., GRACE, J. 1998. Changes in the carbon balance of tropical forest: evidence from long-terms plots. **Science**. v. 282, 439-442.

RAYMOND, P.A., HARTMANN, J., LAUERWALD, R., SOBEK, S., McDONALD, C., HOOVER, M., Butman, D., Striegl, R., Mayorga, E., Humborg, C., Kortelainen, P., Durr, H., MEYBECK, M., CIAIS, P., GUTH, P. 2013. Global carbon dioxide emissions from inland waters. **Nature**. v. 503, 355-359.



RICHEY, J.E., MELACK, J.M., AUFDENKAMP, A.K., BALLESTER, V.M., HESS, L.L. 2002. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>. **Nature**. v. 416, n 6881, 617-620.

ROUSE, W.R., OSWALD, C.J., BINYAMIN, J., SPENCE, C., SCHERTZER, W.M., BLANKEN, P.D., BUSSIERES, N., DUGUAY, C.R., 2005. The role of northern lakes in aregional energy balance. **Journal of Hydrometeorology**. v.6, 291-305.

ROUSE, W.R., OSWALD, C.M., BINYAMIN, J., BLANKEN., P.D., SCHERTZER, W.M., SPENCE, C. 2003. Interannual and seasonal variability of the surface energy balance and temperature of central Great Slave Lake. **Journal of Hydrometeorology**. v.4, 720-730.

WANG, W.; XIAO, W., CAO, C., GAO, Z., HU, S., LIU, S., SHEN, S., WANG, L., XIAO, Q., XU, J., YANG, D., LEE, X. 2014. Temporal and spatial variations in radiation and energy balance across a large freshwater lake in China. **Journal of Hydrology**. 511, 811-824.

ZHANG, Q., LIU, H., 2013. Interannual variability in the surface energy budget and evaporation over large southern inland water in the United of States. **Journal of Geophysical Research**. v.118, 4290-4302.

VENALAINEN, A., FRECH, M., HEIKINHEIMO, M., GRELLE, A. 1999. Comparison of latent and sensible heat fluxes over boreal lakes with concurrent-fluxes over a forest: implications for regional averaging. **Agricultural and Forest Meteorology**. 98-99, 535-546.

VERBURG, P., ANTENUCCI, J.P., 2010. Persistent unstable atmospheric boundary layer enhances sensible and latent heat loss in a tropical great lake: Lake Tanganyika. **Journal of Geophysical Research**. v. 115, doi: 10.1029/2009jd012839.

## CAPÍTULO II – FUNDAMENTOS DA TROCA DE CO<sub>2</sub> E ENERGIA NA INTERFACE ÁGUA-ATMOSFERA

Este capítulo tem o objetivo de descrever o estado atual de conhecimento sobre a interação entre águas interiores e a atmosfera na Amazônia. Na busca por identificar e quantificar as possíveis forçantes que controlam os fluxos de energia e CO<sub>2</sub> nessa interface, e na plena consciência de que o tema é amplo e ainda pouco explorado, procurou-se abordar as variáveis físicas que oferecem um mínimo de conhecimento e que possam garantir que existe um controle físico para os fluxos. Na sequência, a dependência dos fluxos de energia e CO<sub>2</sub> das forçantes, suas magnitudes e sazonalidade serão apresentados a partir de suas fontes bibliográficas. Primeiramente será feita uma breve descrição do balanço de energia, do ciclo hidrológico e do ciclo do carbono global, seguida por uma abordagem mais aprofundada dos ciclos, acima citados, do balanço de energia e CO<sub>2</sub> em reservatórios de hidrelétricas, rios, lagos e baías. Finalizando o capítulo com uma abordagem direta destes fluxos na Floresta Nacional de Caxiuanã (FLONA). Em todos os casos a discussão se concentrou basicamente no que se conhece na literatura especializada.

### 2.1. Balanço de energia no sistema terra-atmosfera

Os processos de absorção e difusão da radiação solar pela atmosfera promovem atenuação da irradiação solar que atinge a superfície terrestre (radiação global) em relação aos valores observados no topo da atmosfera. Os valores instantâneos da radiação solar global, soma da radiação direta e difusa, sofrem grandes variações espaciais e temporais, em função das condições atmosféricas, especialmente umidade e nebulosidade, e também da época do ano e hora do dia.

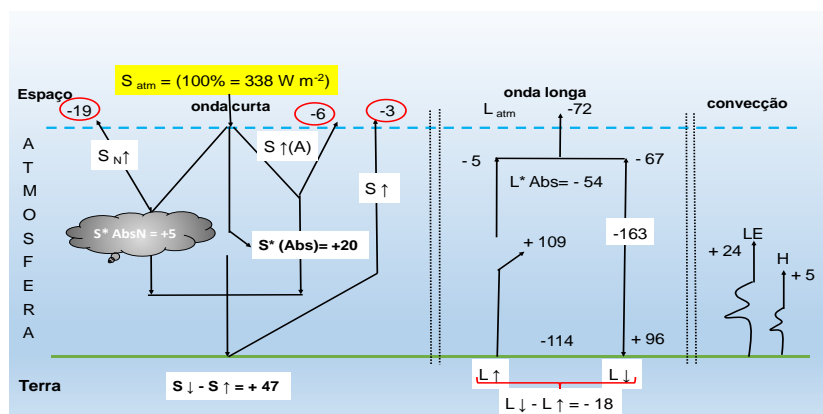
A Figura 1 mostra o balanço de energia e suas respectivas magnitudes médias anuais no sistema superfície-atmosfera para condições de nebulosidade média. A radiação solar incidente no topo da atmosfera ( $S_{atm}$ ) por unidade de área e unidade de tempo é em média  $338 \text{ W m}^{-2}$ . Se considerarmos todos os fluxos como percentagem desse valor ( $S_{atm} = 100$  unidades), verificamos que uma fração de  $S_{atm}$ , aproximadamente 28 unidades é refletida para o espaço, sendo 19 unidades é refletido pelas nuvens, 3 unidades refletido pela superfície terrestre, e 6 unidades refletido pelos constituintes da atmosfera. Outra fração é absorvida pelos constituintes da atmosfera (20

unidades) e 5 unidades pelas nuvens, totalizando 53 unidades, sendo a fração restante (47 unidades) absorvida pela superfície terrestre.

Considerando a temperatura média do planeta (288 K), a radiação reemitida por este corresponde a 114,0% da quantidade de radiação solar incidente no topo da atmosfera. Destas, 109 unidades são absorvidas pelos gases do efeito estufa ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CH}_4$ , etc.) e pelas nuvens. Grande parte é reemitida, na forma de onda longa, pela atmosfera para a superfície terrestre (efeito estufa natural). Desta forma, o balanço de radiação de onda longa é em média negativo (18 unidades). No entanto este déficit é compensado pelo balanço de radiação de onda curta, sendo o excesso de energia (29) utilizado nos processos de aquecimento da atmosfera 5 unidades e evapotranspiração 24 unidades. Na base anual, o aquecimento do solo, é considerado nulo, pois não há variação líquida da energia armazenada.

Na base anual o balanço de energia é nulo, garantindo a temperatura média do planeta, portanto não há aquecimento ou resfriamento do sistema. De fato, se somarmos a radiação de onda longa perdida para o espaço (72 unidades) a que é perdida pela reflexão e reemissão da radiação de onda curta (28 unidades) igualamos  $S_{\text{atm}}$ , isto é, obtemos o equilíbrio radiativo do sistema terrestre.

Figura 1 - Balanço de energia no sistema terra-atmosfera.



Fonte: Adaptado de Kiehl e Trenberth (1997).

As variações da radiação global incidente na superfície da Terra afetam profundamente o balanço de energia no ambiente terrestre. Uma estimativa da variação temporal global da radiação solar incidente na superfície terrestre, a partir de dados de satélite (PINK *et al.*, 2005). Os autores observaram um aumento anual médio de  $0,16 \text{ W m}^{-2}$  entre 1981 a 2001. Por outro lado um declínio na quantidade de radiação solar

incidente na superfície terrestre entre 1961 a 1990, é apresentado por Lipert *et al.* (2002). Os autores concluíram que a redução é resultado do aumento da quantidade de partículas produzidas pela ação antrópica, principalmente a queima de combustíveis fósseis e a ação de queimada da floresta. A presença dessas partículas na atmosfera interage com a radiação solar, pois tem alta refletividade. O aumento da concentração de aerossóis reduz o balanço de radiação na superfície terrestre, conseqüentemente reduz a energia disponível para os processos físicos e biológicos.

A queima de biomassa intensifica a emissão de carbono para a atmosfera e de aerossóis contendo compostos orgânicos que afetam a intensidade da radiação solar global que atinge a superfície terrestre, bem como as propriedades radiativas da atmosfera. Estas partículas afetam direta e indiretamente o clima. Diretamente pelo fato dos compostos orgânicos aumentarem o espalhamento (efeito de resfriamento) e pelos carbonos elementares absorverem a radiação solar (efeito de aquecimento), e indiretamente por atuar como núcleo de condensação das nuvens (SANDRADEWII *et al.*, 2008; LOHMANN; FEICHTER, 2005). Segundo Rocha *et al.* (2009), o crescimento higroscópico dos aerossóis pode alterar o ciclo hidrológico de uma região aumentando ou reduzindo a quantidade de chuva.

No Brasil, a principal fonte antrópica do aumento de aerossóis é a mudança do uso da terra. Durante a estação seca, as queimadas constituem a principal fonte de partículas de aerossol para a atmosfera, particularmente sobre o arco do desmatamento na região amazônica e áreas de cultivo de cana-de-açúcar. O Inventário Brasileiro de Emissões de gases de efeito estufa (MCT, 2013) não faz menção às emissões de partículas de aerossóis. Entretanto, sabe-se que no caso de queimadas a grande emissão de  $\text{CO}_2$  está fortemente vinculada a emissões de partículas (YAMASOE *et al.*, 2000).

Yokelson *et al.* (2008), estimaram que para a região amazônica o fator de emissão médio para partículas com tamanho menor que  $2,5 \mu\text{m}$  é de  $8 \text{ Tg ano}^{-1}$  e para partículas com tamanho inferior que  $10 \mu\text{m}$  é da ordem de  $10 \text{ Tg ano}^{-1}$ . Ainda que em anos recentes tenha sido observada uma redução nas taxas de desmatamento, é certo que as queimadas na Amazônia são ainda a principal fonte antrópica de partículas de aerossol em escala continental na América do Sul e no Brasil. Em menor escala, mas com importante impacto no clima regional, também ocorrem queimadas nas culturas de cana de açúcar (LARA *et al.*, 2005; VENDRASCO *et al.*, 2005).

## 2.2. Ciclo hidrológico

A água cobre mais de 70,0% da superfície terrestre e é vital para toda a vida no planeta. É a substância mais abundante da natureza, presente nos rios, lagos, oceanos, mares e nas calotas polares. Dentre os diversos reservatórios, mais de 99,0% correspondem aos oceanos, às geleiras e à umidade da atmosfera e do solo. O total de água doce no nosso planeta corresponde a  $40 \times 10^{15}$  litros, ou seja, 3,0% de toda água da Terra, os 97,0% restantes são de água salgada, onde 2,0% fazem parte da calota glacial, esta não disponível na forma líquida. Portanto, apenas 1,0% do total de água do planeta é de água doce na forma líquida, incluindo-se as águas dos rios, dos lagos e as subterrâneas. Estima-se que apenas 0,02% deste total correspondam à disponibilidade efetiva de água doce com a qual pode a humanidade contar, em termos médios e globais, para sustentar-se e atender às necessidades ambientais das outras formas de vida, das quais não pode prescindir.

A água é a única substância que existe, em circunstâncias normais, nos três estados da matéria (sólido, líquido e gasoso) na natureza. A coexistência destes três estados implica que existam transferências de água de um estado para o outro. Esta sequência fechada de fenômenos pelos quais a água passa da hidrosfera, biosfera e litosfera para atmosfera é designado por ciclo hidrológico. A água evapotranspirada atinge certo nível na atmosfera em que ele se condensa, formando gotículas que precipitam. A precipitação pode seguir os seguintes caminhos: evaporação, transpiração, condensação, interceptação, percolação e escoamento superficial ou subterrâneo, que podem ser modificados temporariamente ou permanentemente devido às ações antrópicas (TUCCI, 1993). O ciclo hidrológico é um fenômeno global de circulação da água, que ocorre no sistema Terra-Atmosfera, devido à disponibilidade de energia solar associada com a gravidade e o movimento de rotação da Terra, ou seja, é um ciclo fechado da água.

A disponibilidade de água depende em grande parte do clima e do tipo de cobertura do solo e, desta forma, a mudança da cobertura do solo implica em mudança no balanço de energia e conseqüentemente alteração no clima regional e na disponibilidade de água em uma determinada bacia (MARENGO, 2006).

A bacia amazônica representa a maior extensão de florestas tropicais da Terra, exercendo significativa influência no clima regional e global. A amazônia detem

74,0% dos recursos hídricos e é habitada por aproximadamente 5,0% da população brasileira.

O grande volume de água drenada pela bacia amazônica resulta do balanço de água regional, que é derivado do vapor d'água evaporada na bacia, norte e sul, do oceano Atlântico tropical que é transportado pelos ventos alísios de nordeste e sudeste que precipita sobre a região, o que a torna em uma das regiões de maior volume pluviométrico do globo. Após suprir as necessidades hídricas do solo e da floresta, o excedente da precipitação abastece os canais, rios, igarapés e as baías que fazem parte da grande rede de drenagem da bacia amazônica (SILVA DIAS *et al.*, 2005; ROCHA, 2004).

Nas últimas quatro décadas a Amazônia vem experimentando um acelerado processo de ocupação, como consequência deste processo estima-se que 14,0% de sua área já foi desmatada (PRODES, 2005; NEPSTAD *et al.*, 2001). O desmatamento está concentrado em uma faixa, que se estende pelo sul da região desde o Maranhão até o Estado de Rondônia, denominada “*Arco do Desmatamento*”. Presume-se que alterações do ciclo da água, energia, carbono e nutrientes, resultantes da mudança no uso da terra na Amazônia possam provocar mudanças climáticas e ambientais na escala local, regional e global (NOBRE *et al.*, 2004).

O ciclo hidrológico da região amazônica ainda é pouco compreendido, e recentemente, com as atividades do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA), os mecanismos envolvidos na formação de nuvens naturais e das influenciadas por partículas de queimadas na Amazônia tem sido estudado por diversos autores. Observou-se forte supressão da formação de nuvens rasas, formadas por carbono orgânico volátil (COV), devido ao aumento de aerossóis formados a partir das queimadas, ocasionando um impacto no ciclo hidrológico (ANDREAE *et al.*, 2004; SILVA DIAS *et al.*, 2004).

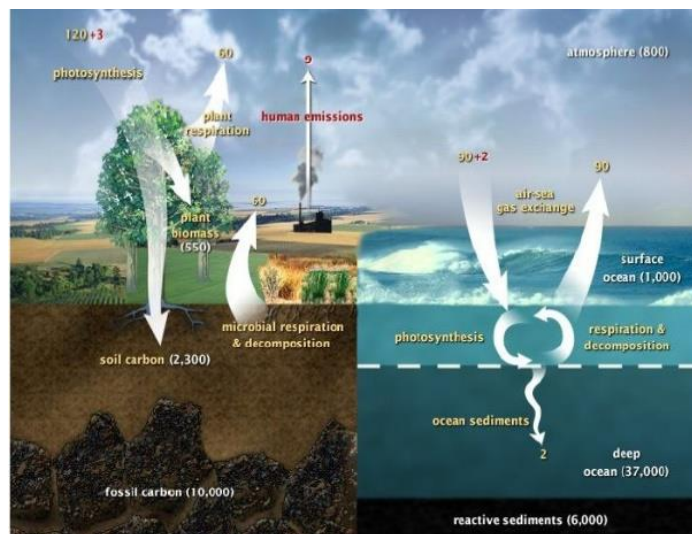
### **2.3. Ciclo do carbono**

O ciclo do carbono é o ciclo biogeoquímico que descreve a troca de carbono entre a biosfera, litosfera, hidrosfera e atmosfera, incluindo os fluxos de dióxido de carbono entre oceano e atmosfera. Efetivamente, o ciclo do carbono é dividido em dois ciclos diferentes, o ciclo do carbono geológico, com uma escala de

tempo de milhões de anos e o ciclo biológico e físico do carbono, que opera em intervalos de tempo mais curto (dias a milhares de anos) (NASA, 2011). Sem a ação antropogênica, no ciclo biológico existem três reservatórios ou “*stocks*” que são: terrestre, atmosfera e oceanos. Na Figura 2 a contribuição do carbono ( $\text{Gt ano}^{-1}$ ) é exibida para os reservatórios (branco), enquanto os fluxos naturais (amarelo) e os fluxos das emissões humanas (vermelhas) entre os reservatórios.

O ciclo do carbono exerce um papel importante nos fluxos entre esses *stocks*, através do processo da fotossíntese e respiração. Através do processo da fotossíntese, o vegetal absorve a energia solar e o  $\text{CO}_2$  atmosférico, produzindo oxigênio e hidratos de carbono (açúcares) que servem de base para o crescimento do vegetal (biomassa). Os animais e os vegetais utilizam os hidratos de carbono pelo processo de respiração, absorvendo a energia contida nos hidratos de carbono e liberando  $\text{CO}_2$ . Juntamente com a decomposição orgânica, a respiração devolve o carbono biologicamente fixado nos *stocks* terrestres para a atmosfera.

Figura 2 - Ciclo global do carbono.



Fonte: Riebeek (2011).

Os fluxos turbulentos de superfície acoplam os processos que ocorrem na interface superfície líquida e a atmosfera, sendo crucial o conhecimento desses fluxos para o entendimento da interação água-atmosfera. A descrição quantitativa da troca de energia e  $\text{CO}_2$  nessa interface é importante para estudos de processos físicos e para o desenvolvimento de modelos climáticos de diferentes escalas espacial e temporal.

O fluxo difusivo de  $\text{CO}_2$  ( $FCO_2$ ) depende do gradiente da concentração do gás entre a superfície da água e a atmosfera, do gradiente de temperatura, da profundidade do corpo de água, da velocidade do vento e da velocidade de transferência gasosa. O fluxo de  $\text{CO}_2$  na interface água-atmosfera pode ser escrito como uma fórmula tipo *bulk* (HARE *et al.*, 2004; ZAPPA *et al.*, 2003; COLE; CARACO, 1998) abaixo:

$$FCO_2 = k_{CO_2}(\rho CO_{2w} - \rho CO_{2ar}) \quad (\text{eq.1})$$

onde  $\rho CO_{2w}$  e  $\rho CO_{2ar}$ , são a pressão parcial de  $\text{CO}_2$  na superfície da água e na atmosfera, respectivamente,  $k_{CO_2}$  é o coeficiente de transferência gasosa (resistência às trocas do gás na interface água-atmosfera). A principal resistência à transferência é vista como difusão molecular através de uma camada estagnada de água adjacente à interface (WHITMAN, 1923). Para um dado conjunto de condições, a espessura laminar de água é constante no espaço e no tempo. Embora essa uniformidade espacial e temporal não seja provável de ser realizada, exceto possivelmente sob as condições mais calmas, este modelo tem sido amplamente utilizado.

Segundo Meybeck (1993), as águas interiores (rios, lagos, baías e igarapés) são receptoras naturais do carbono terrestre, principalmente nas frações de carbono orgânico dissolvido (COD) e carbono inorgânico dissolvido (CID), seguido do carbono orgânico particulado (COP). A importância relativa desses aportes de carbono apresenta variação espacial e temporal de acordo com a localização do corpo de água, da hidrologia, textura do solo e uso da terra.

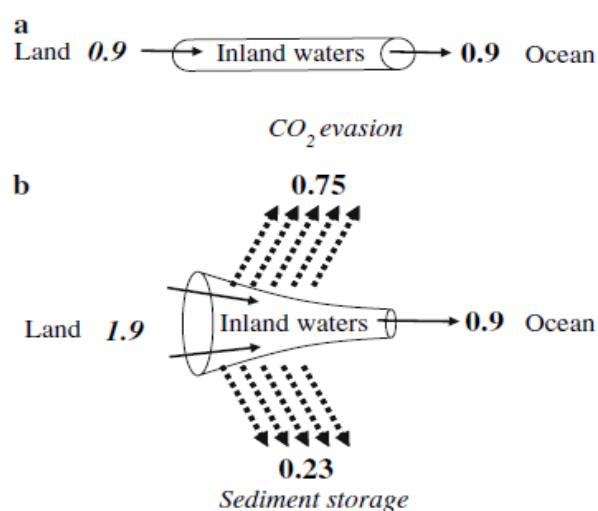
À medida que os modelos globais foram se aperfeiçoando, mais sub-compartimentos foram adicionados na tentativa de identificar mais interações entre os três *stocks* (CRAMER *et al.*, 2001; CANADELL *et al.*, 2000; FOLEY *et al.*, 1996; PARTON *et al.*, 1994). Uma característica dessa geração de modelos é que o papel de águas interiores raramente é incluído de forma explícita. Quando as águas interiores são incluídas nos modelos globais, é apenas como uma via de transporte do carbono terrestre até os oceanos. O aporte de  $\text{CO}_2$  nas águas interiores se dá através do fluxo à montante, águas subterrâneas e fixação de  $\text{CO}_2$  atmosférico por macrófitas aquáticas.

O conceito de “*tubo de água doce ativo*” proposto por Cole *et al.* (2007), descreve as águas interiores como sendo uma combinação de condutor e reator do carbono, resultando em um fluxo unidirecional do solo para o oceano, e ao mesmo tempo, com transformações e fonte de  $\text{CO}_2$  para atmosfera. A visão simplificada e esquemática do papel de sistemas aquáticos interiores no ciclo global do carbono que considera as águas interiores como um “*tubo passivo*” que transporta o carbono do



sistema terrestre para o oceano, supondo que o carbono seja transportado passivamente (Figura 3a). O esquema proposto por Cole *et al.* (2007), reconhece que as águas interiores são componentes ativo do ciclo global do carbono que armazena o carbono, derivado do sistema terrestre, no sedimento e como fonte líquida de  $\text{CO}_2$  para a atmosfera além de transportá-lo para o oceano (Figura 3b).

Figura 3 - Modelo conceitual do papel de sistemas aquáticos interiores no ciclo global do carbono.

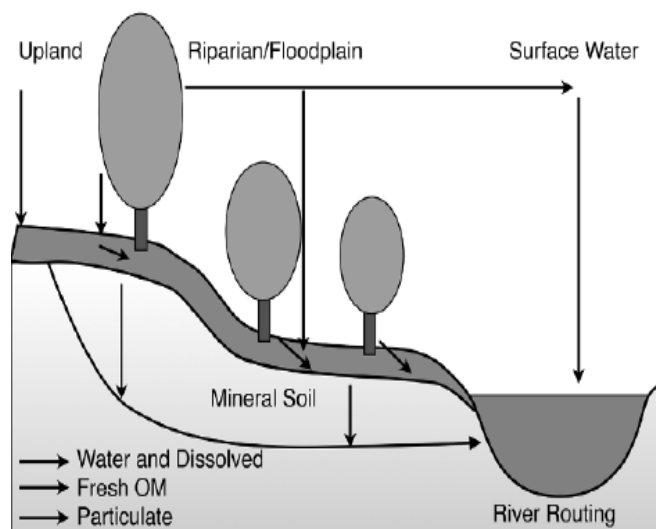


Fonte: Cole *et al.* (2007).

A dinâmica do carbono em sistemas fluviais não é definida apenas pelos fluxos totais de carbono pela descarga. Ao contrário, é definida como uma complexa inter-relação de múltiplas frações de carbono cada qual exibe uma dinâmica distinta e traços composicionais característicos que se mantém em amplas faixas de condições geológicas, hidrológicas e climáticas (RICHEY *et al.*, 2009).

Há três formas principais de carbono que são mobilizadas da terra e transportadas através de sistemas fluviais, cada qual com caminhos característicos (Figura 4). O **COP** entra nos rios através da erosão de solos e como transporte de serrapilheira. O **COD** é produzido a partir do carbono orgânico do solo que se solubiliza e entra nos rios via água subterrânea, escoamento superficial e subsuperficial. Tanto o **COP** quanto o **COD** vêm de produção autóctone e alactóne em rios e de ambientes de planícies alagáveis. O  $\text{CO}_2$  atmosférico, fixado através da fotossíntese e liberado no solo pela respiração microbiana e de raízes, é dissolvido na água do solo (**CID**) e transportado para os rios pelo escoamento subsuperficial.

Figura 4 - Ilustração dos processos de superfície terrestre de transferência de água e de suas cargas dissolvidas e particuladas aos igarapés, onde esses constituintes são processados corrente abaixo.



Fonte: Richey *et al.* (2009).

O papel das águas interiores no ciclo regional e global do carbono e seu papel como forçante climática pode ser alterado por ações antrópicas, como o desmatamento, queimada e construção de barragens, que acumulam grandes quantidades de carbono nos sedimentos. Segundo Kremer (2003), as águas interiores é um dos controles do clima regional através dos fluxos de calor sensível e latente, além disso, as águas interiores desempenham um papel substancial no ciclo do carbono e, portanto, também afetam o clima regional (DEAN; GORHAM, 1998; COLE *et al.*, 2007; BATTIN *et al.*, 2008).

#### 2.4. Fluxos de CO<sub>2</sub> e energia em reservatórios de hidrelétricas

Alguns estudos sugerem que as emissões totais de GEE dos reservatórios de barragem, em escala global, são comparáveis ao consumo de carvão ou óleo de uma termoelétrica para produção de energia (GILES, 2006; RUDD *et al.*, 1993). Essa ideia tem sido contestada por alguns autores devido à escassez de estudos de emissões de GEE em reservatórios, particularmente em regiões tropicais onde se encontram os maiores reservatórios (KEMENES *et al.*, 2011; LIMA, 2005; ROSA *et al.*, 2004).

Reservatórios de barragem na Amazônia produzem GEE, especialmente durante seus primeiros dez anos de operação. Os valores publicados para emissões de

hidrelétricas variam muito, a maior parte dessa variação pode ser explicada por diferenças conhecidas entre as barragens em questão isto é clima, latitude, topografia e problemas na metodologia de medição (PUEYO; FEARNSSIDE, 2015; ABRIL *et al.*, 2005).

Os reservatórios hidrelétricos podem liberar quantidades significativas de  $\text{CO}_2$ , mas poucos estudos foram realizados nos trópicos. Kemenes *et al.* (2011), estimaram a emissão de  $\text{CO}_2$  no reservatório hidrelétrico de Balbina na Amazônia central brasileira. As emissões difusivas foram estimadas em intervalos regulares, a montante e a jusante da barragem, usando uma combinação de câmaras estáticas e funis submersos. A emissão de  $\text{CO}_2$  imediatamente a jusante da barragem foi calculada como a diferença entre o fluxo de gás na entrada e na saída das turbinas. Emissões anuais de  $\text{CO}_2$ , a montante e a jusante da barragem de Balbina para 2005, foram estimados em 2450 e 81 Gg C, respectivamente, para um fluxo anual total de 2531 Gg C. Em média, 51,0% da emissão de  $\text{CO}_2$ , a jusante, foi liberada pela desgaseificação na saída da turbina e o restante foi perdido por difusão a partir do rio a jusante. A emissão anual total de gases de efeito estufa na barragem de Balbina, foi de 3 Tg C ano<sup>-1</sup>, equivalente a aproximadamente 50,0% das emissões de  $\text{CO}_2$  derivadas da queima de combustíveis fósseis na cidade de São Paulo.

Vale *et al.* (2017), investigaram o ciclo diurno da concentração e o fluxo de  $\text{CO}_2$  sobre o lago do reservatório da Usina Hidrelétrica de Balbina com um sensor de alta frequência e uma câmara flutuante. A concentração de  $\text{CO}_2$  apresentou média de 392 e 426 ppm para o período diurno e noturno, respectivamente. Essa diferença na concentração, segundo os autores, é devido à maior intensidade do vento e a fotossíntese realizada pelas algas dentro da coluna de água durante o período diurno. Durante o período noturno, o resfriamento radiativo à superfície proporciona uma camada atmosférica estável que leva à diminuição de mistura e, conseqüentemente, ao aumento da concentração de  $\text{CO}_2$  sobre a superfície do lago. Outra evidencia que explica o aumento da concentração de  $\text{CO}_2$  é a presença de brisa terrestre, que é rica em  $\text{CO}_2$  devido à respiração da floresta no período noturno. O fluxo de  $\text{CO}_2$  encontrado neste estudo variou de 0,055 a 1,238  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , com média de  $0,467 \pm 0,27 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Os fluxos encontrados neste trabalho foram baixos, quando comparados com Kemenes *et al.* (2011), e com outros estudos realizados em outros reservatórios tropicais.

Utilizando dados de sensoriamento remoto durante o período de 2003 a 2008 Alcântara *et al.* (2011), estimaram os fluxos de calor sensível e latente para o reservatório da hidrelétrica de Itumbiara localizado no cerrado brasileiro. Os autores encontraram que os gradientes de temperatura, umidade específica e intensidade do vento exercem um forte controle dos fluxos de energia.

Essa incerteza tem sido usada sistematicamente como justificativa para não levar as emissões, dos gases do efeito estufa, em conta. O conjunto de diretrizes do Painel Intergovernamental sobre Mudança Climática (IPCC) para os inventários nacionais, que não forneceu valores padrão para a grande fonte de emissões de hidrelétricas (IPCC, 2006).

## **2.5. Fluxos de CO<sub>2</sub> e energia em rios, lagos e baías**

Sistemas aquáticos respondem continuamente às condições climáticas, a qual tem grande variabilidade espacial e temporal. A resposta de cada corpo d'água às condições externas (processos hidro-meteorológicos) é revelada em um primeiro momento por meio da sua estrutura térmica. A variação da área e volume de um corpo d'água é determinada pelo balanço de entrada e saída de água e a sua temperatura é governada pelo balanço de energia na superfície da água; ambos acoplados à atmosfera (MORENO-OSTOS *et al.*, 2008). Em resposta às entradas de massa, energia, e momentum (precipitação, radiação, e cisalhamento do vento), os corpos d'água retornam à atmosfera calor e umidade, por meio dos fluxos de calor sensível e latente. Mudanças globais, regionais ou locais no regime hidrológico e térmico de corpos d'água representam respostas interativas às variações climáticas no suprimento de água e energia. Sendo que a maioria dos processos químicos, físicos e biológicos em sistemas aquáticos continentais é afetada diretamente pelo regime hidrológico do corpo d'água (profundidade do corpo d'água) e mudanças térmicas (padrão de estratificação). Entender o sistema reservatório-clima é de fundamental importância no entendimento dos efeitos das mudanças climáticas nos processos limnológicos (STRAILE *et al.*, 2003).

Águas interiores, incluindo rios, córregos, lagos, áreas alagadas, foram recentemente reconhecidos como componentes ativos do balanço de energia e no ciclo regional e global de carbono (ROSA *et al.*, 2017; LI *et al.*, 2015; RAYMOND *et al.*,

2013; WEYHENMEYER *et al.*, 2015; BORGES *et al.*, 2015; LIU, *et al.*, 2012; AUFDENKAMPE *et al.*, 2011; RASERA *et al.*, 2008; COLE *et al.*, 2007; RICHEY *et al.*, 2002).

Na camada da superfície atmosférica sobre um lago, os movimentos turbulentos são responsáveis pelo transporte de gás entre a atmosfera livre e a vizinhança da superfície do lago. Entre o ar turbulento e a superfície encontra-se uma subcamada viscosa ou quase laminar (aproximadamente 1,0 mm de espessura) onde a difusão molecular domina o transporte de gás (ANDERSON *et al.*, 1999). Imediatamente abaixo da interface ar-água encontra-se a subcamada de água viscosa, também referida como película de água (da ordem de dezenas de microns de espessura) é análoga subcamada viscosa no ar e tipicamente contém gradientes acentuados na concentração de gás e temperatura. Abaixo da subcamada viscosa está a coluna de massa de água bem misturada (ANDERSON *et al.*, 1999).

As teorias da camada limite dinâmica consideram que a espessura da subcamada viscosa muda em função da velocidade do vento e temperatura (DEACON, 1977). Em contraste com a teoria da camada limite, a teoria da renovação da superfície (DANCKWERTS, 1951) afirma que a subcamada aquosa, viscosa, não é homogênea. Conceitualmente, com o início da instabilidade devido à convecção térmica ou por densidade, ou com o surgimento de ondas capilares em que a área da superfície da água se expande e contrai, a subcamada viscosa é quebrada em retalhos para que uma parte da camada original da lâmina seja substituída por distribuições de massa de água aleatoriamente (ANDERSON *et al.*, 1999).

Em lagos e oceanos,  $k$  é parametrizado em função da velocidade do vento, o condutor dominante da turbulência (COLE; CARACO, 1998; WARD *et al.*, 2004). Outros fatores além do vento que podem modular a turbulência na camada limite da massa aquosa são os fatores térmicos, como os fluxos de calor latente e flutuabilidade (EUGSTER *et al.*, 2003; MACINTYRE *et al.*, 2010). Mistura por convecção de água associada a perdas de calor na interface ar-água cria turbulência que leva a um aumento de  $k$  (POLSENAERE *et al.*, 2013). Contrariamente, a estratificação da água associada a ganhos de calor tende a suprimir a turbulência e pode ter o efeito oposto em  $k$  (EUGSTER *et al.*, 2003; MACINTYRE *et al.*, 2010). Devido a isto a temperatura da lamina de água deve ser estimada (ANDERSON *et al.*, 1999), sendo que esta temperatura pode ser alguns graus menor que a temperatura da massa de água devido ao resfriamento radiativo e a perda de calor (latente e sensível).

As características das ondas, por sua vez, descrevem a rugosidade da superfície, que afeta o  $u^*$  e o fluxo da superfície (ANDERSON *et al.*, 1999). Ondas de pequena escala têm sido sugeridas como um mecanismo dominante para  $k$  (BOCK *et al.*, 1999), uma vez que a inclinação da onda está fortemente ligada a uma transferência de gás. A quebra de ondas de pequena escala que não arrastam ar, pode explicar a ligação entre  $k$  e rugosidade superficial e foi diretamente indicada para melhorar a transferência de gás em baixa a moderada velocidade do vento (ZAPPA *et al.*, 2004). Szeri (1997), estimou que as ondas pudessem aumentar a transferência de gás em até 10,0% do fluxo previsto pelos modelos de renovação de superfície, sendo que em condições extremas o aumento pode chegar até 60-70,0%. Velocidade do vento acima de  $3,0 \text{ m s}^{-1}$  é particularmente eficaz no aumento do fluxo de gases da água para a atmosfera, uma vez que induzem um crescimento apreciável das ondas e podem levar à quebra das ondas, o que intensificaria a troca de gases entre os dois ambientes (JÄHNE; HAUSSECKER, 1998)

## 2.6. Fluxos de CO<sub>2</sub> e energia na Amazônia

As florestas tropicais são importantes sistemas ecológicos terrestres e desempenham papel fundamental na determinação dos balanços de carbono, água e energia. Recentemente o aumento na concentração de carbono na atmosfera tornou-se assunto de grande especulação, estimulando pesquisas sobre o ciclo do carbono e a contribuição destes ecossistemas, na absorção e emissão de carbono para a atmosfera.

Ao longo de décadas, a Amazônia vem sofrendo ações, a partir de programas de incentivo do Governo, objetivando garantir a soberania nacional sobre a região (BECKER, 2001). Estes incentivos desencadearam um processo de desmatamento em toda a região, impulsionado pela pecuária extensiva e posteriormente pela produção de grãos (SOARES FILHO *et al.*, 2009; MARGULIUS, 2003).

Ações antrópicas, como desmatamento e queimadas, alteraram a quantidade de emissão de CO<sub>2</sub> e conseqüentemente, o balanço de energia regional, alterando os ciclos globais, visto a importância dos mesmos como agente regulador do clima terrestre (MALHY *et al.*, 2008; MARENGO ; NOBRE, 2001).

Em contrapartida aos problemas gerados pelos altos níveis de CO<sub>2</sub> na atmosfera, a Floresta Amazônica desempenha importante papel no clima regional e

global. Com uma extensa área de floresta tropical úmida, ela influi no clima principalmente através da emissão ou retenção de gases e da evapotranspiração, isto é, transpiração de organismos vivos e evaporação da água livre. Assim, de um lado a floresta amazônica é grande fornecedora de vapor de água (calor latente) para a atmosfera e de outro atua como importante sumidouro do excesso de gás carbônico atmosférico. O entendimento e a quantificação dos processos relacionados ao balanço de energia e ao ciclo de carbono da Amazônia são, portanto, relevantes para a formulação de políticas ambientais e climáticas (FALKOWSKI *et al.*, 2000; BALDOCHI *et al.*, 1996), visto que desempenham importante papel no funcionamento do clima e da biologia na Terra.

No contexto atual de aquecimento global, a quantificação de gases do efeito estufa com valores medidos e confiáveis, tem se tornado uma prioridade. Estudos recentes indicam que as águas superficiais como fonte de  $\text{CO}_2$  é uma importante via de transporte no ciclo do carbono e deve ser considerado no balanço regional e global (BATTIN *et al.*, 2008; COLLE; CARACO, 2001).

Aguiar *et al.* (2006), realizaram um estudo da variabilidade sazonal e do ciclo diurno dos fluxos de calor sensível, latente e  $\text{CO}_2$  na Reserva biológica do Rio Jaru, em Ji-Paraná (RO). Os autores encontraram uma redução de 19,6% do fluxo de calor latente na estação seca e o fluxo de calor sensível apresentou variação sazonal inversa à variação do fluxo de calor latente, apresentando aumento de 118,0% na mesma estação. O fluxo de  $\text{CO}_2$  apresentou tipicamente um fluxo positivo durante o período noturno e negativo durante o período diurno.

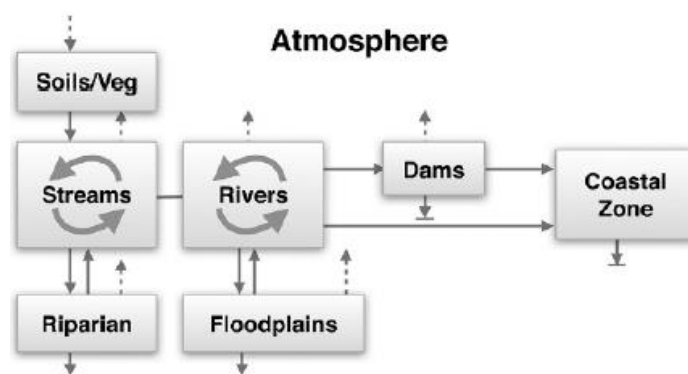
Segundo Richey *et al.* (2002), a evasão de  $\text{CO}_2$  a partir dos rios, áreas alagadas e águas superficiais da bacia amazônica é de aproximadamente  $470 \text{ Tg C ano}^{-1}$ , o que equivale 10 vezes à quantidade de carbono que é exportado pela descarga fluvial do rio Amazonas para a bacia do Atlântico Sul. Entretanto, a precisão desses estudos é fortemente limitada, segundo os autores, pela dificuldade de resolver as taxas de transferência gasosa e a variabilidade de  $\text{CO}_2$  dissolvido na água. Desta forma, se faz necessário, estudos que avaliem e quantifiquem a variabilidade espacial e temporal dos fluxos de  $\text{CO}_2$ , assim como, dos fatores que controlam a transferência gasosa entre a superfície líquida e a atmosfera.

Uma importante lacuna no entendimento do ciclo do carbono é o que ocorre em pequenos rios (igarapés), de que forma a produção terrestre via queda de serrapilheira é transportada para os pequenos rios. McClain *et al.* (1997), estimaram que

nos pequenos igarapés localizados próximo a cidade de Manaus, cerca de 20 a 30,0 % da matéria orgânica dissolvida (**COD + COP**) deriva da combinação de infiltração e lixiviação no canal de carbono orgânico particulado (**COP**).

Entender e quantificar os processos que controlam os diversos caminhos do carbono a partir da fonte inicial até a matéria orgânica final é importante tanto na escala regional como global. Richey (2004), propôs um modelo heurístico de fluxo de carbono através de um sistema fluvial. Num contexto regional, as bacias fluviais são integrantes naturais dos processos superficiais. Pequenos rios, igarapés e áreas alagadas sazonalmente, se constituem nos principais aportes de fluxo de água e carga química dos grandes rios da Amazônia. O esquema dos principais reservatórios e via de transporte de um sistema fluvial é apresentada na Figura 5. Aportes terrestres ocorrem diretamente ou passam através das zonas ripárias. Os pequenos igarapés formam os rios maiores que interagem com as áreas alagadas. Os grandes rios podem chegar diretamente a região costeira ou serem retidos por barragens. As trocas do ecossistema com a atmosfera estão representadas pelas setas pontilhadas, os sumidouros são representados por setas terminando em um traço e as transformações internas são representadas por setas dentro das caixas.

Figura 5 - Ilustração esquemática dos principais reservatórios e vias de transporte do sistema fluvial.



Fonte: Richey (2004).

Johnson *et al.* (2006), examinaram as formas e a quantidade de fluxos de carbono orgânico na superfície do solo e as exportações de carbono orgânico em quatro microbacias na região do alto rio Tapajós. O carbono que chegou ao solo via serrapilheira foi 43 vezes maior do que o fluxo de **COD** na precipitação, com taxas mais elevadas de deposição de carbono durante a estação seca. Em relação às exportações da



bacia, das quais o **COD** compreendeu 59,0% do **COT** anual, a situação foi inversa, com maiores exportações durante os quatro meses da estação chuvosa (63,0% do total de exportação anual). Como observado em rios maiores, o carbono orgânico particulado fino (**COPF**) na água do igarapé apresentou um fluxo substancialmente maior do que o de carbono orgânico particulado grosso (**COPG**), com 37,0% e 4,0% das exportações anuais totais de carbono orgânico, respectivamente, e com o **COP** mobilizado principalmente na estação chuvosa e fortemente conectado com eventos de chuva. Na estação chuvosa, acima de 90,0% das exportações de **COPG** foram transportadas pelo escoamento superficial, enquanto somente 32,0% das exportações de **COD** foram exportados por esta via. As concentrações de **COD** nas águas dos igarapés parecem aumentar linearmente com o aumento de serrapilheira terrestre durante a estação seca, indicando que o processamento dentro dos igarapés dos aportes alóctones da serrapilheira é uma importante fonte de **COD** durante esta estação.

Rios e igarapés de pequeno porte, com até 100 metros entre margens, compõem mais de 90,0% da malha hidrográfica da Amazônia. Como essa bacia é extensa é impraticável medir a emissão de **CO<sub>2</sub>** de cada rio. Sendo assim, Rasera *et al.* (2008), estimaram a área coberta por rios com canais com menos de 100 metros de largura, através de um sistema de informações geográficas (SIG), combinado com as taxas de emissão de **CO<sub>2</sub>** na bacia do rio Ji-Paraná, no oeste da Amazônia. As relações estabelecidas entre a área de drenagem e a largura do canal forneceu um modelo para determinar a área de pequenos corpos d'água, permitindo extrapolações regionais de troca de **CO<sub>2</sub>** na interface água-atmosfera. Aplicando este modelo em toda a rede de drenagem com menos de 100 metros de largura, os autores calculam que a superfície de pequenos rios é de  $0,3 \pm 0,05$  milhões de  $\text{km}^2$ , e tem potencial para emitir para atmosfera  $170 \pm 42 \text{ Tg C ano}^{-1}$  na forma de **CO<sub>2</sub>**. Portanto, esses ecossistemas desempenham um papel importante no balanço de carbono regional.

## REFERÊNCIAS

AGUIAR, R.N.; Von RANDOW, C.; FILHO, N.P.; MANZI, A.O.; AGUIAR, L.J.G.; CARDOSO, F.L. 2006. Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia. 2006. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 21, n.3b, 248-257.

ALCANTARA, E.H.; STECH, J.L.; LORENZZETTI, J.A.; NOVO, E.M.L.M.; SOUZA, A.F. 2011. Estimativa dos fluxos de calor sensível e latente na superfície da água do reservatório de Itumbiara (GO) por meio de dados MODIS/Terra. Simpósio de Sensoriamento Remoto-SBSR, Curitiba-PR. 5185-5192.

ABRIL, G., GUÉRIN, F., RICHARD, S., DELMAS, R., GALY-LACAU, C., GOSSE, P., TREMBLAY, A., VARFALVY, L., dos SANTOS, M.A., MATVIENKO, B. 2005. Carbon dioxide and methane emissions and the carbon budget of a 10-years old tropical reservoir (Petit Saut, French Guiana). **Global Biogeochemical Cycles**. v.19, GB 4007. doi: 10.1029/2005GB002457.

ANDERSON, D.E., STRIEGL, R.G., STANNARD, D.I., CATHERINE, M., MCCONNAUGHEY, T.A., LABAUGH, J.W. MICHMERHUIZEN, M., MCCONNAUGHEY, T.A. 1999. Estimating Lake-Atmosphere CO<sub>2</sub> Exchange. **American Society Limnology and Oceanography**. v. 44, 988–1001.

ANDREAE, M.O.; ROSENFELD, D.; ARTAXO, P.; COSTA, A.A.; FRANK, G.P.; LONGO, K.M.; SILVA DIAS, M.A.F. 2004. Smoking rain clouds over the Amazon. **Science**. v. 303, 1342-1345.

AUFDENKAMPE, A. K., MAYORGA, E., RAYMOND, P. A., MELACK, J. M., DONEY, S. C., ALIN, S. R., AALTO, R. E., and YOO, K.: Riverine coupling of biogeochemical cycles between land, oceans, and atmosphere. **Frontiers in Ecology Environment**. v. 9, 53–60, 2011.

BALDOCHI, D. D.; VALENTINI, R.; RUNNING, S.; OECHELS, W.; DAHLMAN, R. 1996. Strategies for measuring and modeling carbon dioxide and water vapour fluxes over terrestrial ecosystems. **Global Change Biology**. v. 2, p. 159-168.

BATTIN, T. J.; KAPLAN, L.A.; FINDLAY, S.; HOPKINSON, C.S. 2008. Biophysical controls inorganic carbon fluxes in fluvial networks. **Nature Geoscience**. 1: 95–100.

BECKER, B. K. 2001. Revisão das políticas de ocupação da Amazônia: é possível identificar modelos para projetar cenários? **Parcerias Estratégicas**, Belém, v. 12, p. 135-159.

BOCK, E. J., HARA, T.; FREW, N.M.; MCGILLIS, W.R. 1999. Relationship between air-sea gas transfer and short wind waves. **Journal Geophysical Research**. v 104, 25, 821–25, 831.

BOLIN B. 1981. Carbon cycle modelling Scope Report n°. 16. New York: Wiley.

BORGES, A. V., DARCHAMBEAU, F., TEODORU, C. R., MARWICK, T. R., TAMOOH, F., GEERAERT, N., OMENGO, F. O., GUÉRIN, F., LAMBERT, T., and MORANA, C.: Globally significant greenhouse-gas emissions from African inland waters. **Nature Geoscience**. v. 8, 637–642, 2015.

CANADELL, J.G.; MOONEY, H.A.; BALDOCCHI, D.D.; BERRY, J.A.; EHLERINGER, J.R.; FIELD, C.B.; GOWER, S.T.; HOLLINGER, D.Y.; HUNT, J.E.; JACKSON R.B.; RUNNING, S.W.; SHAVER, G.R.; STEFFEN, W.; TRUMBORE, S.E.; VALENTINI, R. BOND, B.Y. 2000. Carbon metabolism of the terrestrial

biosphere: a multitechnique approach for improved understanding. **Ecosystems**. v. 3:115–30.

COLE, J. J., PRAIRIE, Y. T., CARACO, N. F., McDOWELL, W. H., TRANVIK, L. J., STRIEGL, R. G., DUARTE, C. M., KORTELAJINEN, P., DOWNING, J. A., MIDDELBURG, J. J., and MELACK, J.: Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. **Ecosystems**. v. 10, 171–184, 2007.

COLE, J.J.; CARACO, N.F. 2001. Carbon in catchments: connecting terrestrial carbon losses with aquatic metabolism. **Marine and Freshwater Research**. v. 52:101-110.

COLE, J. J.; CARACO, N.F. 1998. Atmospheric exchange of carbon dioxide in a low-wind oligotrophic lake measured by the addition of SF<sub>6</sub>. **Limnology. Oceanography**. v. 43, 647–656, doi:10.4319/lo.1998.43.4.0647.

CRAMER, W.; BONDEAU, A.; WOODWARD, F.I.; PRENTICE, I.C.; BETTS, R.A.; BROVKIN, V.; COX, P.M.; FISHER, V.; FOLEY, J.A.; FRIEND, A.D.; KUCHARIK, C.; LOMAS, M.R.; RAMANKUTTY, N.; SITCH, S.; SMITH, B.; WHITE, A.; YOUNG-MOLLING, C. 2001. Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO<sub>2</sub> and climate change: results from six dynamic global vegetation models. **Global Change Biology**. v. 7, 357–73.

DANCKWERTS, P. V. 1951. Significance of liquid-film coefficients in gas absorption. **Industrial and Engineering Chemistry**. v.43: 1460-1467.

DEACON, E. L. Gas transfer to and across an air-water interface. **Tellus**. v.29: 363-374, 1997.

DEAN, W. E.; GORHAM, E. 1998. Magnitude and significance of carbon burial in lakes, reservoirs, and peatlands. **Geology**. v.26: 535–538.

EUGSTER, W.; KLING, G.; JONAS, T.; McFADDEN, J.P.; WÜEST, A.; MacCINTYRE, S.; F. S. Chapin III (2003), CO<sub>2</sub> exchange between air and water in an Arctic Alaskan and midlatitude Swiss lake: Importance of convective mixing. **Journal of Geophysical Research**. v.108, 4362, doi:10.1029/2002JD002653

FALKOWSKI, P.; SCHOLLES, R. J.; BOYLE, E.; CANADELL, J.; CANFIELD, D.; ELSER, J.; GRUBER, N.; HIBBARD, K.; HOGBERG, P.; LINDER, S.; MACKENZIE, F. T.; MOORE III, B.; PEDERSEN, T.; ROSENTHAL, Y.; SEITZINGER, S.; SMETACEK, V.; STEFFEN, W. The global carbon cycle: a test of our knowledge of Earth as a system. **Science**. v. 290, p. 291-296, 2000.

FOLEY, J.A.; PRENTICE, I.C.; RAMANKUTTY, N.; LEVIS, S.; POLLARD, D.; SITCH, S.; HAXELTINE, A. 1996. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**. v.10:603–28.

GILES, J. 2006. Methane quashes green credentials of hydropower. **Nature**. v.444:524–525.

HARE, J. E., FAIRALL, C.W., MCGILLIS, W. R., EDSON, J. B., WARD, B., WANNINKHOF, R. 2004. Evaluation of the National Oceanic and Atmospheric Administration/ Coupled-Ocean Atmospheric Response Experiment (NOAA/COARE) air-sea gas transfer parameterization using Gas Ex data. **Journal of Geophysical**. v.109, C08S11.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide. *In*: IPCC, **Climate Change**. Cambridge University Press, Cambridge, 2001. p 183–37.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories. *In*: EGGLESTON, H.S.; BUENDIA, L.; MIWA, K.; NGARA, T.; TANABE, K. (eds.), Institute for global environmental strategies (IGES), Kanagawa, Japan, 2006. Disponível em: <http://www.ipccngip.iges.or.jp/public/2006gl/index.html>. Acesso em: 09/07/2017.

JÄHNE, B.; HAUSSECKER, H. Air-water gas exchange. Annual **Review of Fluid Mechanics**. v.30, 443–468, 1998.

JOHNSON, M.S; LEHMANN, J.; RIHA, S.J.; NOVÃES FILHO, J.P.; COUTO, E.J. 2006. DOC and DIC in flowpaths of Amazonian headwater catchments with hydrologically contrasting soils. **Biogeochemistry**. v.81: 45-57.

KREMER, J. N (2003), Technical note: Conditions for using the floating chamber method to estimate air-water gas exchange, *Estuaries*, 26, 985–990.

KEMENES, A.; FORSBERG, B.R.; MELACK, J.M. 2011.CO2 emissions from a tropical hydroelectric reservoir (Balbina, Brazil). **Journal of Geophysical Research**. v. 116, n. G3, p. G03004, doi: 10.1029/2010JG001465.

KIEHL, J.T.; TRENBERTH, E. 1997.Earth's annual global mean energy budget. **Bulletin of the American Meteorological Society**. v.78, 197-208.

LI, Z.; LYU, S.; Ao, Y., WEN, L.; ZHAO, L.; Wang, S. 2015. Long-term energy flux and radiation balance observations over Lake Ngoring, Tibetan Plateau. **Atmospheric Research**. v.155, 13-25, doi: 10.1016/j.atmosres.2014.11.19.

LIMA, I.B.T. 2005. Biogeochemical distinction of methane releases from two Amazon hydro reservoirs. **Chemosphere**. v.59:1697–1702.

LIU, H.; ZKANG, Q.; DOWLER, G. 2012. Environmental controls on the Surface Energy Budget over a large southern inland water in the United States: An analysis of one-year Eddy Covariance flux data. **Journal of Hydrometeorology**. 1893-1910, doi: 10.1175/JHM-D-12-020.1.

LOHMANN, U. e FEITCHER, J. Global indirect aerosol effects: a review. **Atmospheric Chemistry Physics**. v. 5, p. 715-737, 2005.

MACINTYRE, S.; JONSSON, A.; JANSSON, M.; ABERG, J.; TURNEY, D.E.; MILLER, S.D. (2010), Buoyancy flux, turbulence, and the gas transfer coefficient in a

stratified lake. **Geophysical Research Letters**. v. 37, L24604, doi:10.1029/2010GL044164.

McCLAIN, M. E.; RICHEY, J.E.; BRANDES, J.A.; Pimentel, T.P. Dissolved organic matter and terrestrial-lotic linkages in the central Amazon Basin, Brazil. **Global Cycles**. v. 11: 295-311,1997.

MALHI, Y.; ROBERTS, J.T.; BETTS, R.A.; KILLEEN, T.J.; LI, W.; NOBRE, A.C. Climate change, deforestation and the fate of the Amazon. *Science*, Washington. v. 319, p. 169-172, 2008.

MARENGO, J.A. On the Hydrological Cycle of the Amazon Basin: A historical review and current State-of-the-art. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.21, n.3a, -19, 2006.

MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. General characteristics and variability of climate in Amazon Basin and its links to the global climate system. In: McClain, M.E.; Victoria, R.L.; Richey, J.E. **The biogeochemistry of the Amazon Basin**. New York: Oxford, 2001. P. 17-41.

MARGULIUS, S. **Causas do desmatamento na Amazônia brasileira**. Brasília: Banco Mundial, 2003. 100p.

MEYBECK, M. 1993. Riverine transport of atmospheric carbon-sources, global typology and budget. **Water Air Soil Pollut.**70: 443–463.

MORENO-OSTOS, E.; MARCÉ, R.; ORDÓÑEZ, J.; DOLZ, J.; ARMENGOL, J. Hydraulic management drives heat budgets and temperature trends in a Mediterranean reservoir. **International Review of Hydrobiology**. 93, p. 131–147.2008.

NEPSTAD, D.; CARVALHO, G.; BARROS, A.C.; ALENCAR, A.; CAPOBIANCO, J.P.; BISHOP, J.; MOUTINHO, P.; LEFEBVRE, P.; SILVA, U.L.; PRINS, E. 2001. “Road paving, fire regime feedbacks, and the future of Amazon forests”. **Forest Ecology and Management**. 154:395-407.

NOBRE, C.A.; OYAMA, M.D.; OLIVEIRA, G.S.; MARENGO, J.A.; SALATI, E. “Impact of climate change scenarios for 2100 on the biomes of South America. First International” - CLIVAR Conference, Baltimore, USA, 21-25, 2004.

NORDOBO, A.; LAUNIAINEN, S.; MAMMARELLA, I.; LEPPARANTA, M.; HUOTARI, J.; OJALA, A.; VESALA, T. 2011. Long-term energy flux measurements and energy balance over a small boreal lake using eddy covariance technique. **Journal of Geophysical Research**. v.116, D02119, doi: 10.1029/2010JD14542.

PARTON, W.J.; PULLIAM, W.M.; OJIMA, D.S. 1994. Application of theCENTURY model across the LTR network: parameterization and climate change simulations. **Bull Ecological Society America**. v.75:186–7.

PINKER, R.T.; ZHANG, B.; DUTTON, E.G. 2005. Do satellites detect trends in surface solar radiation? **Science**. v. 308, 850-854.

POLSENAERE, P., DEBORDE, J., DETANDT, G., VIDAL, L.O., PÉREZ, M.A.P., MARIEU, V., ABRIL, G., 2013. Thermal enhancement of gas transfer velocity of CO<sub>2</sub>

in an Amazon floodplain lake revealed by eddy covariance measurements. **Geophysical Research Letters**. 40, 1734–1740, doi.org/10.1002/grl.50291.

PROGRAMA DE DESMATAMENTO DA AMAZÔNIA (PRODES). **Monitoramento da floresta amazônica por satélite**. Inpe/Ibama, 2005. Disponível em: <<http://www.obt.inpe.br/OBT/assuntos/programas/amazonia/prodes>>. Acesso em: 06/10/2018.

PUEYO, S.; FEARNSSIDE, P.M. 2015. Emissões de gases de efeito estufa dos reservatórios de hidrelétricas: Implicações de uma lei de potência. In: FEARNSSIDE, P.M. Hidrelétricas na Amazônia: Impactos Ambientais e Sociais na Tomada de Decisões sobre Grandes Obras. v. 2. Editora do (ed.). **Hidrelétricas na Amazônia: Impactos Ambientais e Sociais na Tomada de Decisões sobre Grandes Obras**. v. 2. INPA, Manaus. 297 pp.

RASERA, M.F.F.L.; BALLESTER, M.V.R.; KRUSCHE, A.V.; SALIMON, C.; MONTEBELO, L.A.; ALIN, S.R.; VICTORIA, R.L. 2008. Estimating the surface area of small rivers in the southwestern Amazon and their role in CO<sub>2</sub> outgassing. **Earth Interactions**. v.12, (6), 1-15.

RAYMOND, P. A.; HARTMANN, J.; LAUERWALD, R., SOBEK, S., McDONALD, C., Hoover, M., Butman, D., Striegl, R., Mayorga, E., and Humborg, C. 2013: Global carbon dioxide emissions from inland waters. **Nature**. v.503, 355–359.

RICHEY, J. E.; MELACK, J.M.; AUFDENKAMPE, A.K.; BALLESTER, V.M. 2002. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>. **Nature Geoscience**. 416: 617-620.

RICHEY, J.; VICTORIA, R.; MAYORGA, E.; MARTINELLI, L.; MEADE, R. 2004. Integrated analysis in a humid tropical region. The Amazon Basin, in *Vegetation, Water, Humans, and the Climate*. pp. 415–428, **Springer**, Berlin.

RIEBEEK, H. 2011. **The Carbon Cycle**, Retrieved November 4th. Disponível em: <http://earthobservatory.nasa.gov/Features/CarbonCycle>. Acesso em: 02/09/2018.

ROCHA, J. C.; Rosa, A. H.; Cardoso, A. A. **Introdução à química ambiental**. 2. Ed. Porto Alegre: Bookman, 2009.

ROCHA, E. J. P. Balanço de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia. 210p. – (INPE-10243-TDI/904). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos: INPE, 2004. Disponível em : <http://urlib.net//rep/6qtx3pFwXQZ3P8SECKy/ARzry>. Acesso em: 12/10/2018.

ROSA, M.B.S.; FIGUEIREDO, R.O.; MARKEWITZ, D.; KRUSCHE, A.V.; COSTA, F.F.; GERHARD, P. 2017. Evasion of CO<sub>2</sub> and dissolved carbon in river waters of three small catchments in an area occupied by small family farms in the eastern Amazon. **Revista Ambiental Água**. v. 12, 556-574. doi:10.4136/ambi-agua.2040. Acesso em: 10/05/2018.

ROSA, L.P.; Dos SANTOS, M.A.; MATVIENKO, B., Dos SANTOS, E.O.; Sikar, E. 2004. Greenhouse gas emissions from hydroelectric reservoirs in tropical regions. **Climate Change**. 66:9–21.

RUDD JWM, HARRIS R, KELLY CA, HECKY RE (1993) Are hydroelectric reservoirs significant sources of greenhouse gases? **Ambio**. 22:246–248.

SANDRADEWI, J.; PRÉVÔT, A. S. H.; SZIDAT, S.; PERRON, N.; ALFARRA, M. R.; LANZ, V. A.; WEINGARTNER, E.; BALTENSPERGER, U. Using aerosol light absorption measurements for the quantitative determination of wood burning and traffic emission contributions to particulate matter. **Environmental Science & Technology**. v. 42, p. 3316-3323, 2008.

SARMIENTO, J.L., & GRUBER, N. “**Ocean Biogeochemical Dynamics**” Princeton University Press, Princeton, 2006.

SILVA DIAS, M.A.F.; COHEN, J.C.P. e GANDU, A.W. Interações entre nuvens, chuvas e a biosfera na Amazônia. 215 v. 35(2): 215 – 222 – **ACTA AMAZÔNICA**. 2005.

SILVA DIAS, M.A.F.; ARTAXO, P. ANDREAE, M.O. 2004. Aerosols impact clouds in the Amazon Basin. **GEWEX. Newsletter**. v. 14, n° 4, p.4-6.

SOARES FILHO, B.; DIETZSCH, L. ; MOUTINHO, P.; FALIERI, A.; RODRIGUES, H.; PINTO, E.; MARETTI, C.C.; SUASSUNA, K.; SCARAMUZA, C.A.M.; ARAUJO, F.V. Reduction of carbon emission associated with deforestation in Brazil: the role of the Amazon region protected areas program (ARPA). 2009. 24 p. Disponível em: <http://ipam.org.br/>. Acesso em: 05/06/2018.

STRAILEE, D.; JOHNK, K.D.; ROSSKNECHT, H. 2003. Complex effects of winter warming on the physico-chemical characteristics of a deep lake. **Limnology and Oceanography**. v. 48, p. 1432–1438.

SZERI, A. J. 1997. Capillary waves and air-sea gas transfer. **Journal Fluid Mechanics**. 332: 341-358

TUCCI, C.E.M. (Org.). **Hidrologia**. Ciências e aplicação. Porto Alegre: Ed. da Universidade: ABRH: EDUSP, 1993. p.943.

VALE, R.S.; SANTANA, R.A.; TÓTA, J.; MILLER, S.; SOUZA, R.; BRANCHES, R.; LIMA, N. 2017. Concentração e fluxo de CO<sub>2</sub> sobre o reservatório hidrelétrico de Balbina (AM) CO<sub>2</sub>. **Engenharia Sanitária e Ambiental**. v. 22, 187-193. doi: 10.1590/S1413-41522017143032. Acesso em: 02/02/2018.

VENDRASCO, E.P.; SILVA DIAS, P.L.; FREITAS, E.D.; FREITAS, S.R.; LONGO, K.M. 2005: Efeito da Poluição por Queimada de Cana-de-açúcar na Radiação Solar e nos Fluxos Turbulentos na Superfície. **Ciência e Natura**. 143-146.

WARD, B.; WANNINKHOF, R.; MCGILLIS, W.R.; JESSUP, A.T.; DeGRANDPRE, M.D.; HARE, J.H.; EDSON, J.B. 2004. Biases in the air–sea flux of CO<sub>2</sub> resulting from

ocean surface temperature gradient. **Journal Geophysical Research**. v.109, doi:10.1029/2003JC001800. Acesso em 30/03/2017.

WEYHENMEYER, G. A., KOSTEN, S., WALLIN, M. B., TRANVIK, L. J., JEPPESEN, E., and ROLAND, F.: Significant fraction of CO<sub>2</sub> emissions from boreal lakes derived from hydrologic inorganic carbon inputs. **Nature Geoscience**. 933–936, 2015.

WHITMAN, W.G., 1923. The two-film theory of gas absorption. **Atmospheric Environment**. v. 29, 146-148.

YAMASOE, M.A.; ARTAXO, P.; MIGUEL, A.H.; ALLEN, A.G. 2000: Chemical composition of aerosol particles from direct emissions of vegetation fires in the Amazon Basin: water-soluble species and trace elements. **Atmospheric Environment**. v.34, 1641–1653, doi:10.1016/S1352-2310(99)00329-5.

YOKELSON, R.J.; CHRISTIAN, T.J.; KARL, T.G.; GUENTHER, A. 2008: The tropical forest and fire emissions experiment: laboratory fire measurements and synthesis of campaign data. **Atmospheric Chemistry and Physics**. v.8, 3509-3527, doi:10.5194/acp-8-3509-2008.

ZAPPA, C. J., W. E. ASHER, A. T. JESSUP, J. KLINKE, Long, S.R. 2004. Microbreaking and the enhancement of air-water transfer velocity. **Journal Geophysical Research**. v.109, C08S16, doi:10.1029/2003JC001897.



### **CAPÍTULO III – ANÁLISE DOS FLUXOS DE CO<sub>2</sub> E ENERGIA SOB INFLUÊNCIA DAS VARIÁVEIS ATMOSFÉRICAS DE SUPERFÍCIE NA INTERFACE BAIA DE CAXIUANÃ-ATMOSFERA**

#### **RESUMO**

Este estudo foi conduzido em um ecossistema aquático na Amazônia Oriental. Os fluxos turbulentos de CO<sub>2</sub> ( $FCO_2$ ), calor sensível ( $H$ ) e calor latente ( $Le$ ) foram medidos utilizando a técnica de *eddy covariance* (EC) em uma torre micrometeorológica instalada na baía de Caxiuanã (PA), durante os anos de 2013 e 2014. Foi investigado o ciclo diurno médio mensal e sazonal das variáveis atmosféricas e da baía de Caxiuanã: radiação solar global ( $R_g$ ), saldo de energia ( $R_n$ ), precipitação pluviométrica ( $prp$ ), temperatura do ar ( $T_{ar}$ ), direção ( $d$ ) e velocidade do vento ( $U$ ), déficit de pressão de vapor d'água ( $DPV$ ), temperatura da água ( $T_{água}$ ) e cota da baía. Com o objetivo de quantificar e compreender de que forma essas variáveis agem como controle dos fluxos de carbono e energia. Verificou-se que ano de 2013 foi mais chuvoso que o ano de 2014. Durante o período chuvoso de 2014 os meses de abril e maio apresentaram anomalias negativas de precipitação de -136,3 e -23,9 mm, respectivamente. O gradiente vertical de temperatura na interface baía-atmosfera se mostrou, em média, sempre positivo. A baía de Caxiuanã se comportou como fonte de CO<sub>2</sub> durante o período noturno e como sumidouro de CO<sub>2</sub> ao longo do período diurno. Além disso, podemos constatar um claro padrão sazonal e sincronizado com o período chuvoso e seco da região, durante os anos estudados, ou seja, as magnitudes dos  $FCO_2$ , tanto de emissão quanto de sequestro pela baía, são maiores no período de cheia quando comparado com o período de seca.

Palavras chaves: Fluxos de CO<sub>2</sub> e energia. Gradiente vertical de temperatura. Baía de Caxiuanã.

## ABSTRACT

This study was conducted in an aquatic ecosystem in the Eastern Amazon. The turbulent fluxes of  $\text{CO}_2$  ( $FCO_2$ ), sensible heat ( $H$ ) and latent heat ( $Le$ ) were measured using the eddy covariance technique (EC) in a micrometeorological tower installed in the Caxiuanã bay (PA) during the years of 2013 and 2014. It was investigated the seasonal and monthly average day cycle of the atmospheric variables and the Caxiuanã bay: global solar radiation ( $Rg$ ), energy ( $Rn$ ), rainfall ( $prp$ ), air temperature ( $T_{air}$ ), wind direction ( $d$ ) and wind speed ( $U$ ), water vapor pressure deficit ( $DPV$ ), water temperature ( $T_{water}$ ) and quota of the bay. In order to quantify and understand how these variables act as control of carbon and energy flows. It was verified that 2013 was more rainy than the year of 2014. During the rainy season of 2014, the months of April and May presented negative rainfall anomalies of  $-136.3$  and  $-23.9$  mm, respectively. The vertical temperature gradient at the bay-atmosphere interface was, on average, always positive. The Caxiuanã bay behaved as a  $\text{CO}_2$  source during the night period and as a  $\text{CO}_2$  sink during the daytime period. In addition, we can observe a clear seasonal pattern and synchronized with the rainy and dry period of the region during the studied years, that is, the magnitudes of  $FCO_2$ , both emission and sequestration by the bay, are higher in the flood period when compared to the dry season.

Keywords:  $\text{CO}_2$  and energy fluxes. Vertical temperature gradient. Caxiuanã Bay.

### 3.1. Introdução

Águas interiores compreendem uma parte considerável da superfície terrestre têm um albedo menor e uma maior capacidade de armazenar calor do que a superfície vegetada no entorno. Essa característica, combinado com a troca efetiva de calor na coluna de água, permite grande potencial de armazenamento de calor em rios e lagos. Como consequência os corpos de água têm uma inércia térmica alta, o que faz com que a troca turbulenta seja diferente da área circundante. Nas últimas décadas, a troca turbulenta e o balanço de energia sobre lagos têm sido extensivamente estudados (LI *et al.*, 2015; WANG *et al.*, 2014; BARTUŇKOVÁ *et al.*, 2014; NORDOBO *et al.*, 2011; VERBURG; ANTENUCCI, 2010; VENÄLÄINEN *et al.*, 1999).

Os corpos de água afetam o clima regional e global, armazenando e liberando o calor dependendo do gradiente de temperatura entre a atmosfera e a superfície líquida. Estudos indicam que a dinâmica dos fluxos de calor e do carbono, está acoplada através do fluxo de calor sensível na interface lago-atmosfera (ROUSE *et al.*, 2005; EUGSTER *et al.*, 2003). A mistura afeta a troca gasosa entre água-atmosfera, modificando o gradiente de concentração de  $\text{CO}_2$  dentro da coluna de água, que é a principal forçante no fluxo de  $\text{CO}_2$ .

A pouca disponibilidade de dados medidos de fluxos  $\text{CO}_2$  e energia em sistemas fluviais terrestres provocam incertezas na estimativa dos mesmos. Medidas pontuais de fluxo utilizando câmara flutuante fornecem dados em escala de tempo de 1 a 3 horas e são criticados, devido à turbulência superficial provocada pelo vento (BROECKER; PENG, 1974). Desta forma, medidas contínuas dos fluxos de energia e  $\text{CO}_2$ , através da técnica de vórtices turbulentos, constitui-se em informações valiosas para fins de mitigação, elaboração estratégica e minimização de impactos e vulnerabilidade do bioma Amazônico.

Nos últimos anos, trabalhos científicos têm mostrado uma mudança no papel que os ambientes aquáticos continentais (igarapés, rios, lagos, baías, etc.) contribuem para o ciclo regional e global do carbono. Até então, as águas interiores eram consideradas como um simples conector dos ecossistemas terrestres e os oceanos, responsável por transportar o carbono nas formas particuladas e dissolvida (CRAMER *et al.*, 2001; CANADELL *et al.*, 2000; FOLEY *et al.*, 1996; PARTON *et al.*, 1994; DEGENS *et al.*, 1987).

Estudos recentes demonstram que os ambientes aquáticos são responsáveis pela emissão de cerca de 70,0% do  $\text{CO}_2$  emitido de forma natural para atmosfera, mesmo que representem apenas cerca de 20,0% da superfície do continente, sendo que rios e igarapés estão lançando para atmosfera próximo de  $1,8 \text{ Pg C ano}^{-1}$  (RAYMOND *et al.*, 2013). Muitos estudos discutem a importância dos ecossistemas aquáticos continentais como compartimentos na ciclagem global do carbono atuando como sumidouro e sequestro de  $\text{CO}_2$  (MAROTTA *et al.*, 2014; TRANVIK *et al.*, 2009; SIKAR *et al.*, 2009; COLE *et al.*, 2007).

Dentro desse contexto foi instalada uma torre micrometeorológica, na baía de Caxiuanã (PA) para medições de alta frequência (10 Hz) dos fluxos de  $\text{CO}_2$  e energia através da técnica de correlação de vórtices turbulentos (*eddy covariation*) e as seguintes variáveis atmosféricas e ambientais: precipitação, radiação global, saldo de energia, direção e velocidade do vento, temperatura do ar e da água e cota da baía de Caxiuanã. Com objetivo de entender de que forma essas variáveis agem como controle dos fluxos de carbono e energia na interface baía-atmosfera.

## 3.2. Materiais e Métodos

### 3.2.1. Descrição da área de estudo

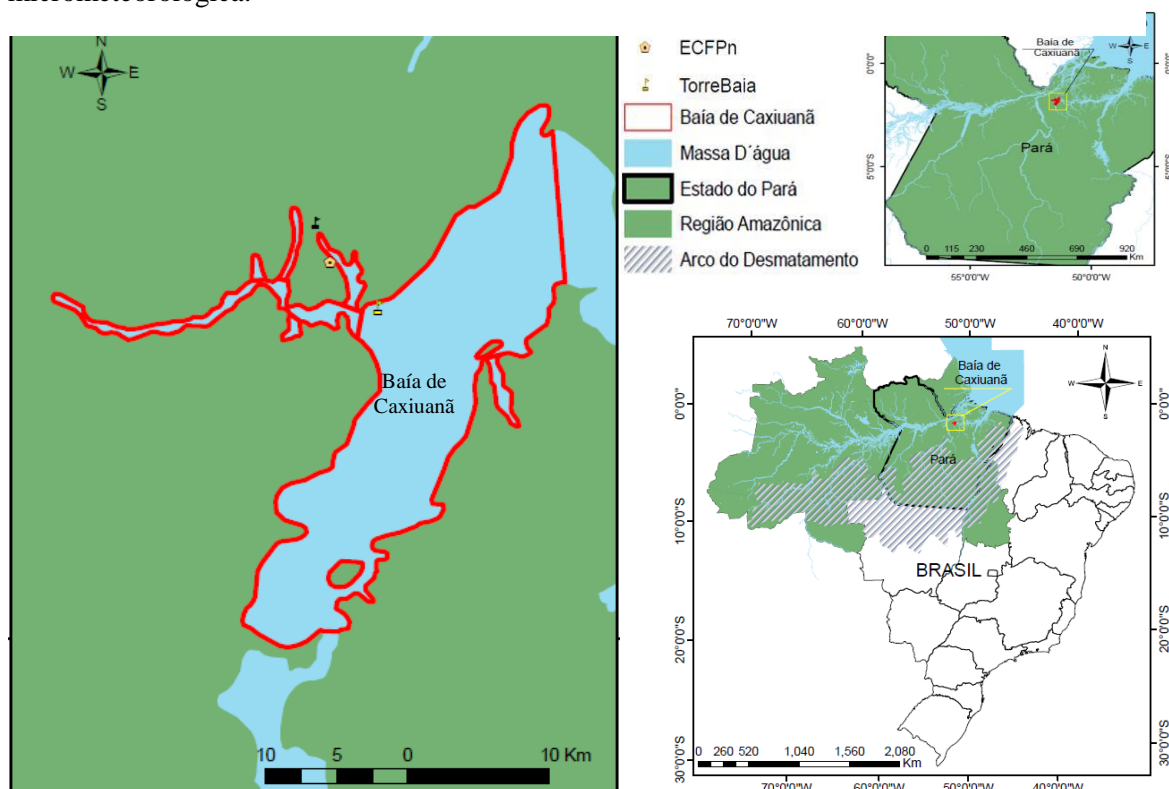
A Floresta Nacional de Caxiuanã (FLONA de Caxiuanã) é uma unidade de Conservação criada em 28 de novembro de 1961. É a FLONA mais antiga da Amazônia Legal e a segunda mais antiga do Brasil.

A FLONA de Caxiuanã compreende uma área de 330 mil hectares, está localizada nos municípios de Melgaço e Portel (PA), nas seguintes coordenadas: latitude  $01^\circ 42' 30''$  S, longitude  $51^\circ 31' 45''$  W e altitude média de 60 m; cerca de 400 km a oeste da capital Belém (PA). A FLONA de Caxiuanã possui clima tropical quente e úmido, com temperaturas médias anual de  $26,0^\circ\text{C}$  e médias extremas (mínimos e máximos) de  $22,0^\circ\text{C}$  e  $32,0^\circ\text{C}$ , respectivamente (Figura 1).

O regime pluviométrico caracteriza-se por um período chuvoso, que compreende os meses de janeiro a junho, sendo abril o mês mais chuvoso com 318 mm e um período menos chuvoso que compreende os meses de agosto a dezembro, sendo

setembro o mês menos chuvoso com 42,6 mm. O período chuvoso varia bastante com relação à intensidade e frequência da precipitação, em decorrência da maior atuação da Zona de Convergência Intertropical (**ZCIT**). No período menos chuvosos a precipitação é predominantemente de caráter convectivo, que são chuvas locais, decorrente da ascendência de massas de ar quente e úmida. A umidade relativa média mensal varia entre 91,0% e 83,0%, nos meses de março e outubro respectivamente, com média anual de 87,0% (MORAES *et al.*, 1997).

Figura 1 - Localização da FLONA de Caxiuanã e da baía onde foi instalada a torre micrometeorológica.



Fonte: O Autor.

### 3.2.2. Característica vegetal e uso da terra na FLONA de Caxiuanã

A FLONA de Caxiuanã é composta por floresta primária e possui ecossistemas de terra-firme, várzea, igapó e manchas de savana. O dossel médio apresenta árvores entre 30 a 35 m de altura, com alguns exemplares emergentes de até 50 m, e possui um sub-dossel de 20 a 25 m de altura. A diversidade florestal, com árvores acima de 10 cm de diâmetro, fica entre 150 a 160 espécies ha<sup>-1</sup>, e uma densidade

de 450 a 550 árvores ha<sup>-1</sup>, apresentando uma biomassa acima do solo de 200 m<sup>3</sup> ha<sup>-1</sup> (VIANA *et al.*, 2003).

Segundo Costa *et al.* (2009), na FLONA de Caxiuanã são encontrados diferentes tipos de solo, dentre eles Argissolo, Latossolo, Plintossolo, Alissolo, Gleissolo e Neossolo. O principal solo da FLONA de Caxiuanã está na Ordem do Latossolo Amarelo, podendo apresentar uma espessa camada de 0,3– 0,4 m de laterita entre as profundidades de 3,0 e 4,0 m. A granulometria do solo (0,0 – 0,5 m) é de 75– 83,0% areia, 12 – 19,0% de argila e 6 – 10% de silte (RUIVO; CUNHA, 2003). Os solos são de bem drenados a moderadamente drenados, pobres em nutrientes e vão de muito ácido (pH 3,5) a moderadamente ácido (pH 5,5). Também apresenta cor variando de amarelo-escuro, vermelho-amarelado, bem característico dos solos da Amazônia (RUIVO *et al.*, 2002).

No entorno da FLONA ainda não existe um cuidado na aplicação de técnicas de derrubada ou queimadas, sendo esse o sistema de uso da terra praticado pelos ribeirinhos dessa região (SANTOS; SANTANA, 2012). O cultivo de mandioca, extrativismo do açaí e castanha do Brasil também é desenvolvido pelos agricultores familiares que residem nessa região, proporcionando possíveis impactos ambientais gerados por estes novos modelos de uso da terra (SOUZA, 2009).

### 3.2.3. Baía de Caxiuanã

A FLONA de Caxiuanã apresenta uma característica hidrológica única na Amazônia, os chamados lagos de ria (BEHLING; da COSTA, 2000). Estes lagos são formados pelo afogamento de vales no período do Holoceno, refletindo em sua hidrologia características lacustres tanto para a baía quanto para os seus afluentes de menores ordens. Estes corpos d'água passam de ambientes lóticos para lênticos, denominados de rios e igarapés “afogados” (BENONE *et al.*, 2012; IRION *et al.*, 2009; BEHLING; da COSTA, 2000).

A baía de Caxiuanã está situada a leste da FLONA de Caxiuanã, encontra-se no compartimento morfotectônico Gurupá, da calha do rio Amazonas, limitada a leste com o compartimento Marajoara e a oeste com o Baixo-Tapajós (COSTA *et al.*, 2002). A referida baía é um alargamento do rio Anapu, sendo seus

principais afluentes os rios Caxiuanã e Curuá todos de água preta (MONTAG; BARTHEM, 2003).

A baía de Caxiuanã é alongada no sentido Norte-Sul, com 40 km de extensão e 8 km de largura, a oeste da baía de Caxiuanã, o relevo caracteriza-se por interflúvios extensos e tabulares, que constituem o divisor dos sistemas de drenagem dos rios Anapu e Xingu. Ao norte encontram-se terrenos baixios, alagados, com furos e canais, retilíneos e sinuosos, que interligam corpos de água bloqueados, onde os complexos contornos sugerem drenagens fluviais anteriores afogadas por esses bloqueios (COSTA *et al.*, 2002).

A baía de Caxiuanã se comporta como um grande lago de água doce, e representa o represamento neotectônico do rio Anapu em altitude próxima do nível do mar, e, conseqüentemente, influenciada por este, em fase de transgressão. Como resultado, vários lagos foram formados pelo represamento natural das drenagens, sendo a baía de Caxiuanã a maior expressão, instalada nos últimos 10.000 anos (KERN; COSTA, 1997). Devido à proximidade com o Oceano Atlântico essa baía sofre oscilações diárias de marés e das flutuações sazonais de cheia e seca do nível do rio, com pico de cheia no mês de março e os meses de seca nos meses de novembro e dezembro.

De acordo com a cor da água da baía de Caxiuanã, ela é classificada como água preta (SIOLI, 1984). Segundo Costa *et al.* (2002), a baía de Caxiuanã e seus tributários caracterizam-se pela ausência ou pouco material em suspensão, exceto pela presença de matéria orgânica e algas. Como consequência apresenta água límpida e transparente, sendo classificada como água preta (ionicamente baixo teor de sedimentos em suspensão), havendo coloração de preto a verde.

#### 3.2.4. Descrição dos dados utilizados e instrumentação da torre Micrometeorológica

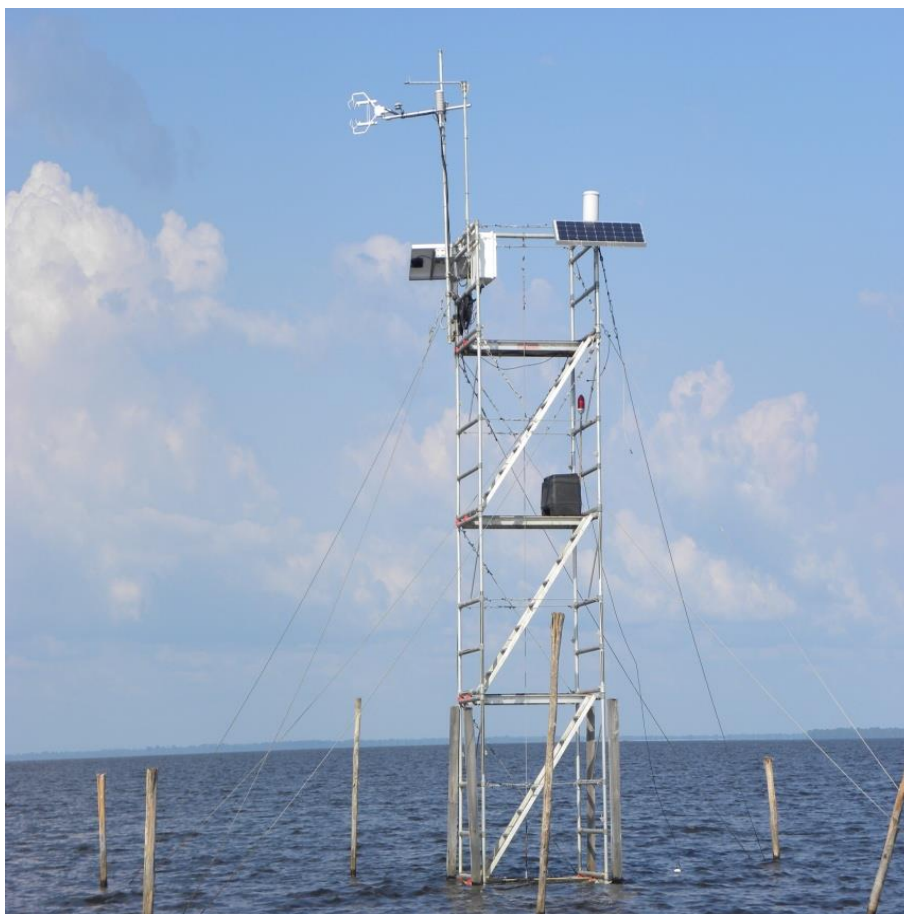
Os dados utilizados neste estudo foram obtidos a partir de uma torre micrometeorológica de 7 m, em média, acima da lamina da água durante os anos de 2013 e 2014. A torre estava situada dentro da baía de Caxiuanã (latitude: 1°46'47.08" S, longitude: 51°25'23.12" W) (Figura 2).

### 3.2.5. Sistema de Fluxos

A plataforma de instalação dos instrumentos, para medida dos fluxos, se constitui de uma torre de alumínio com 9 m de altura, sendo em média 2 m, submerso, com seção horizontal de 1,7 m × 1,2 m, a torre está a 250 m da margem esquerda do rio. As medições micrometeorológicas de fluxos de **CO<sub>2</sub>** e energia foram obtidas através de um sistema de correlação de vórtices turbulentos (*eddy covariation*), que calcula a covariância entre as flutuações na componente vertical da velocidade do vento e a concentração do gás na amostra de ar coletada. O anemômetro sônico mede a velocidade espacial do vento em uma flutuação turbulenta, medindo os componentes ortogonais do vento capturados a uma alta frequência (10 Hz), enquanto o analisador de gás mede a concentração de **CO<sub>2</sub>** e de vapor d'água com a mesma frequência, fornecendo totais e médias a cada 30 minutos. Através desta sincronização de medições em alta frequência é possível entender o fluxo de calor sensível e latente, bem como é possível calcular a taxa de evaporação sobre a água em local aberto. Todos estes sensores foram ligados em um *datalogger* **CR1000** (*Campbell Scientific, Inc*). Todos os equipamentos foram mantidos por uma bateria 150 Ah/12 V DC que foi alimentada por dois painéis solares montados no topo da torre (Figura 2).



Figura 2 - Vista da torre micrometeorológica instrumentalizada na baía de Caxiuanã.



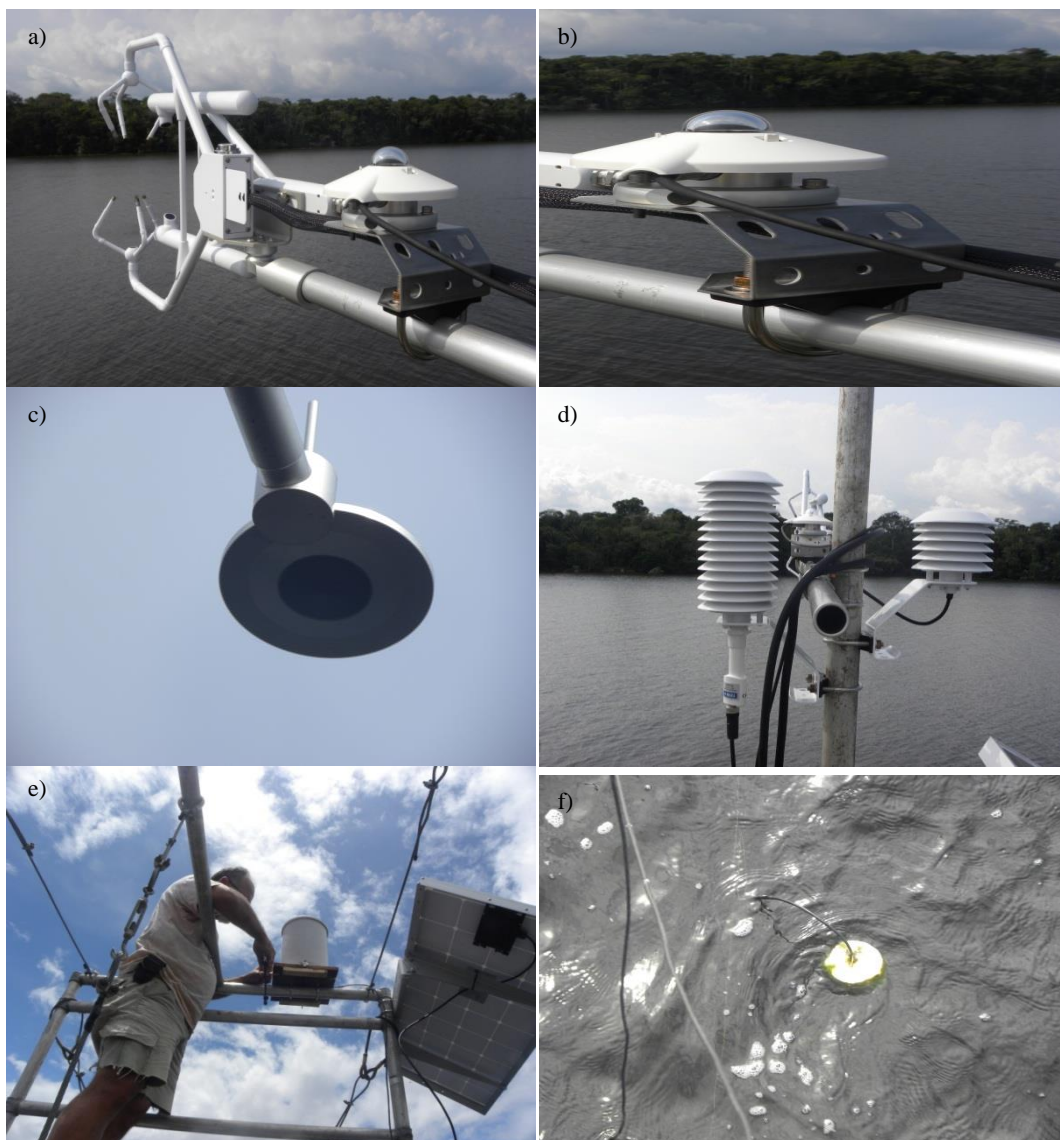
Fonte: O Autor.

### 3.2.6. Medidas auxiliares

Concomitantemente aos dados dos fluxos de  $\text{CO}_2$  ( $FCO_2$ ) calor sensível ( $H$ ) e latente ( $Le$ ), foram medidas as seguintes variáveis atmosféricas: temperatura do ar, pressão atmosférica (Vaisala PTB110 Barometer), umidade relativa do ar (VaisalaTemperature/RH), radiação solar global (LI-COR Pyranometer), saldo de energia (NR- Lite, Kipp e Zonen), precipitação (pluviômetro modelo **TB3**). A temperatura da lâmina de água na superfície da baía de Caxiuanã foi medida utilizando um sensor Quantum acoplado á uma bóia de isopor de forma que o sensor ficasse sempre na superfície da baía. O nível da coluna de água foi medido através de um marégrafo instalado a 0,55 m acima do leito da baía. Todos estes sensores foram ligados

ao *datalogger* CR1000 para coleta automática dos dados a cada minuto (Figura 3, Tabela 1).

Figura 3 - Instrumentos instalados na torre micrometeorológica: (a) anemômetro sônico, (b) radiação solar global, (c) saldo de energia, (d) conjunto psicrométrico, (e) pluviógrafo, (f) temperatura da superfície da água.



Fonte: O Autor.

Tabela 1 - Relação dos instrumentos instalados na torre micrometeorológica na baía de Caxiuana.

Sensor	Medição	Unidade	Definição	Altura
CSAT3(A)	U	$m s^{-1}$	vento horizontal (eixo-x)	7 m
	V	$m s^{-1}$	vento horizontal (eixo-y)	7 m
	W	$m s^{-1}$	vento vertical (eixo-z)	7 m
	dd	Graus		7 m
	U	$m s^{-1}$	Resultante	7 m
EC150	Flx CO <sub>2</sub>	$mg m^{-3} s^{-1}$	fluxo de carbono	7 m
	$\rho$ CO <sub>2</sub>	$mg m^{-3}$	concentração de carbono	7 m
	$\rho$ H <sub>2</sub> O	$g m^{-3}$	concentração de vapor d'água	7 m
	Flx H	$W m^{-2}$	fluxo de calor sensível	7 m
	Flx Le	$W m^{-2}$	fluxo de calor latente	7 m
	Rg	$W m^{-2}$	radiação global	7 m
	Rn	$W m^{-2}$	saldo de energia	7 m
	Tar	°C	temperatura do ar	7 m
	Tágua	°C	temperatura da água	superfície da água
	UR	%	umidade relativa	7 m
	prp	mm	Precipitação	7 m
Nível	cm	nível da água	0,55 m (do leito)	

Fonte: O Autor.

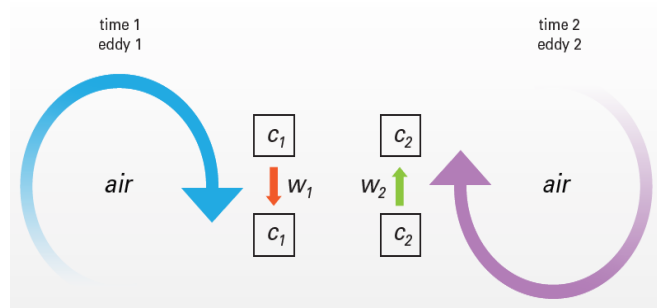
### 3.2.7. Fluxos turbulentos

O fluxo de uma propriedade em uma determinada direção é definido como a sua quantidade por unidade de tempo que passa através de uma unidade de área normal à direção. Segundo Moncrieff *et al.* (1997), o método de *eddy covariance* (EC), é uma técnica micrometeorológica eficaz para monitorar as trocas gasosas e de escalares entre a biosfera e a atmosfera. Nas últimas décadas, essa técnica têm sido o método mais utilizado para estimar as trocas turbulentas sobre áreas continentais e superfícies líquidas. A técnica de EC é um método direto, sem aplicação de constantes empíricas (MONCRIEFF *et al.*, 1997; LEE *et al.*, 2004), porém a derivação da equação matemática baseia-se em uma série de simplificações, para que o método possa ser usado somente se esses pressupostos são exatamente cumpridos.

Segundo Burba *et al.* (2010), em um ponto físico na torre micrometeorológica (Figura 4), no *tempo1*, *eddy1* a parcela de ar move-se para baixo

em  $c_1$  a velocidade  $w_1$ . Então, no *tempo2*, *eddy2* os movimentos da parcela  $c_2$  movem-se a velocidade  $w_2$ . Cada pacote ( $c_1$  e  $c_2$ ) tem a concentração de gás, a pressão, a temperatura e a umidade. Se estes fatores, em conjunto com a velocidade são conhecidos, pode-se determinar o fluxo de uma propriedade. Por exemplo, sabendo-se quantas moléculas de água desceram com os vórtices no *tempo1*, e quantas moléculas subiram com os vórtices no *tempo2*, no mesmo ponto, pode-se calcular o fluxo vertical de água neste ponto ao longo deste tempo. Assim, o fluxo vertical pode ser apresentado como uma covariância da velocidade vertical do vento e da concentração da variável de interesse.

Figura 4 - Esquema dos fluxos turbulentos.



Fonte: Adaptado de Burba *et al.* (2010).

Sendo  $Q$  a concentração (massa por volume) de um determinado escalar ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , etc.), presente na atmosfera, a conservação da massa desse escalar requer que:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + U_j \frac{\partial Q}{\partial x_j} = \nu_Q \frac{\partial^2 Q}{\partial x_j^2} + S_Q \quad (1)$$

Onde  $\nu_Q$  é a difusividade molecular do constituinte  $Q$ .  $S_Q$  é o termo de fonte dos processos não representados na equação, tal como reações químicas. A interpretação física dos termos da equação (1) é: o primeiro termo do lado esquerdo é o de armazenamento, o segundo termo do lado esquerdo é o de advecção, o primeiro termo do lado direito é o de difusão molecular, o segundo é o termo fonte.

Para uma concentração  $Q$  ou escalar o fluxo é dado por:

$$F = \overline{\rho_a w Q} \quad (2)$$

Na equação 1  $Q$  é a razão de mistura do constituinte ( $\rho_Q / \rho_a$ ),  $\rho_Q$  é a densidade do constituinte,  $\rho_a$  é a densidade do ar e  $w$  é a componente vertical da velocidade do vento. Seguindo a decomposição de Reynolds, separando-se os valores instantâneos das variáveis (soma da flutuação e da média), onde barras superiores denotam médias temporais e apóstrofes denotam as perturbações em torno da média (STULL, 1988).

$$\rho_a = \bar{\rho}_a + \rho'_a \quad (3)$$

$$w = \bar{w} + w' \quad (4)$$

$$Q = \bar{Q} + Q' \quad (5)$$

Substituindo as equações 3, 4 e 5 temos:

$$F = (\bar{\rho}_a + \rho'_a)(\bar{w} + w')(\bar{Q} + Q') \quad (6)$$

Realizando as respectivas multiplicações, obtemos:

$$F = (\bar{\rho}_a \bar{w} \bar{Q} + \bar{\rho}_a \bar{w} Q' + \bar{\rho}_a w' \bar{Q} + \bar{\rho}_a w' Q' + \rho'_a \bar{w} \bar{Q} + \rho'_a \bar{w} Q' + \rho'_a w' \bar{Q} + \rho'_a w' Q') \quad (7)$$

Aplicando as médias de Reynolds, que diz que a média da flutuação é nula, temos que  $\overline{\rho'} = \overline{w'} = \overline{Q'} = 0$ , assim o segundo, o terceiro e o quinto termo da equação 7 são nulos, então temos:

$$F = (\bar{\rho}_a \bar{w} \bar{Q} + \bar{\rho}_a \overline{w' Q'} + \bar{w} \overline{\rho'_a Q'} + \bar{Q} \overline{\rho'_a w'} + \overline{\rho'_a w' Q'}) \quad (8)$$

Admitindo que as flutuações na densidade do ar sejam negligenciáveis, temos:

$$F = (\bar{\rho}_a \bar{w} \bar{Q} + \bar{\rho}_a \overline{w'Q'}) \quad (9)$$

Supondo uma situação ideal onde a superfície é plana e homogênea, assumimos que a velocidade vertical média é nula ( $\bar{w} = \mathbf{0}$ ), portanto:

$$F = \bar{\rho}_a \overline{w'Q'} \quad (10)$$

A equação 10 representa o fluxo turbulento de uma quantidade “ $Q$ ” para uma superfície plana e homogênea, conhecida como *MCV*, uma vez que a quantidade  $\overline{w'Q'}$  representa a covariância estatística entre as variáveis  $w$  e  $Q$ . Desta forma os fluxos turbulentos de  $\text{CO}_2$  ( $F_c$ ), calor sensível ( $H$ ) e calor latente ( $Le$ ) foram calculados pelas equações abaixo:

$$FCO_2 = \bar{\rho}_a \overline{w'c'} \quad (11)$$

$$H = \rho_a c_p \overline{w'T'} \quad (12)$$

$$Le = L_v \rho_a \overline{w'q'} \quad (13)$$

### 3.2.8. Balanço de energia na superfície

O balanço de energia na superfície de um lago é dado através de (HENDERSON-SELLERS, 1986):

$$R_n - \Delta Q = H + LE + \Delta Q_s + \Delta Q_f + \Delta Q_p \quad (14)$$

em que,

$R_n$  é o saldo de energia ( $\text{W m}^{-2}$ );

$\Delta Q$  é o calor armazenado na superfície da baía ( $\text{W m}^{-2}$ );

$H$  é o fluxo de calor sensível ( $\text{W m}^{-2}$ );

$LE$  é o fluxo de calor latente ( $\text{W m}^{-2}$ );

$\Delta Q_s$  é o fluxo de calor no sedimento ( $\text{W m}^{-2}$ );

$\Delta Q_f$  é o fluxo líquido de calor, entrada e saída, no lago ( $\text{W m}^{-2}$ );

$\Delta Q_p$  é o fluxo de calor resultante de eventos de precipitação ( $\text{W m}^{-2}$ ).

Os três últimos termos da equação 14 são negligenciados por apresentarem magnitudes muito pequenas (WANG; BRAS, 1999), após desprezar os termos de menor valor a equação do balanço de energia na superfície líquida é reduzida a:

$$R_n - \Delta Q = H + LE \quad (15)$$

O calor armazenada na água ( $\Delta Q$ ) foi estimado através do resíduo da equação 15, como se segue:

$$\Delta Q = R_n - H - LE \quad (16)$$

### 3.2.9. Precipitação

Os dados de precipitação foram registrados a cada 30 minutos, calculando-se em seguida o total acumulado de cada hora sendo considerados os trinta minutos anteriores e os trinta minutos posteriores para o acúmulo de hora cheia. Após esse tratamento foram feitos os totais mensais, sazonais, diários e horários.

### 3.2.10. Vento

A escala de Beaufout é uma evolução de escalas previamente existentes e, originalmente, teve como objetivo propiciar a homogeneização das observações que eram efetuadas regularmente pelos navios britânicos (Tabela 2). Com o desenvolvimento do anemômetro, em meados do século XIX, e o desenvolvimento da meteorologia, a escala foi sendo sujeita a várias modificações, dentre elas os efeitos visíveis da ação do vento sobre as superfícies terrestres e marítimas (WMO, 2014).

Tabela 2 - Intensidade do vento segundo a escala de Beaufort.

designação	velocidade média(m s <sup>-1</sup> )	estado do mar/rio
calmo	0,1 < U ≤ 0,5	Espelhado
bafagem	0,5 < U ≤ 2,5	alguma rugosidade
leve brisa	2,5 < U ≤ 4,5	pequenas ondulações
fraco	4,5 < U ≤ 6,5	ondulações e alguns carneiros
moderado	6,5 < U ≤ 8,5	pequenas vagas, carneiros frequentes
fresco	8,5 < U ≤ 10,5	vagas moderadas, carneiros, borrifos
forte	U ≥ 10,5	vagas, cristas espumosas, borrifos

### 3.2.11. Déficit de pressão de vapor d'água

O déficit de pressão de vapor d'água (**DPV**) sobre a baía de Caxiuana foi calculado na base anual, mensal e horária de acordo com as equações abaixo:

Pressão de vapor ( $e_a$ ).

$$e_a = \left( \frac{RH e_s}{100} \right) \quad (16)$$

Pressão de vapor de saturação, utilizando a temperatura do ar ( $e_s$ )

$$e_s = 6,11 \exp \left[ \frac{17,27 \times T_{ar}}{232,3 + T_{ar}} \right] \quad (17)$$

O **DPV** se dá pela diferença entre a pressão de vapor ( $e$ ) e pressão de vapor de saturação ( $e_s$ )

$$DPV = (e_s - e_a) \quad (18)$$



### 3.3 Resultados e Discussão

#### 3.3.1. Análise pluviométrica na baía de Caxiuanã durante os anos de 2013 e 2014

A precipitação acumulada média mensal, anual e sazonal observada no ano de 2013 e 2014, foi comparada com a Normal Climatológica, de 1980 a 2016, registrada na estação pluviométrica da Agência Nacional de Águas (ANA), situada na base administrativa do Instituto Brasileiro do meio Ambiente e Recursos Renováveis (IBAMA) na margem direita da baía de Caxiuanã.

O volume de precipitação acumulada média anual em Caxiuanã é de 2.064,8 mm, sendo que o período chuvoso, de janeiro a junho, é responsável por 77,3 % (1.595,9 mm) da precipitação anual. Por outro lado, o período menos chuvoso, julho a dezembro, é responsável por 22,7 % (468,9 mm) do total anual, isso evidencia uma forte sazonalidade no regime pluviométrico em Caxiuanã.

Os volumes acumulados mensais de precipitação, para os anos de 2013 e 2014, totalizaram 2.639,1 mm e 2.262,5 mm, respectivamente. Quando comparados com a média climatológica de 36 anos para a baía de Caxiuanã, verificou-se que a precipitação em 2013, foi 21,8%, acima do total esperado, com anomalia positiva de 574,3 mm. Para o ano de 2014 o volume acumulado de precipitação foi 8,7% (197,7 mm) acima da normal climatológica.

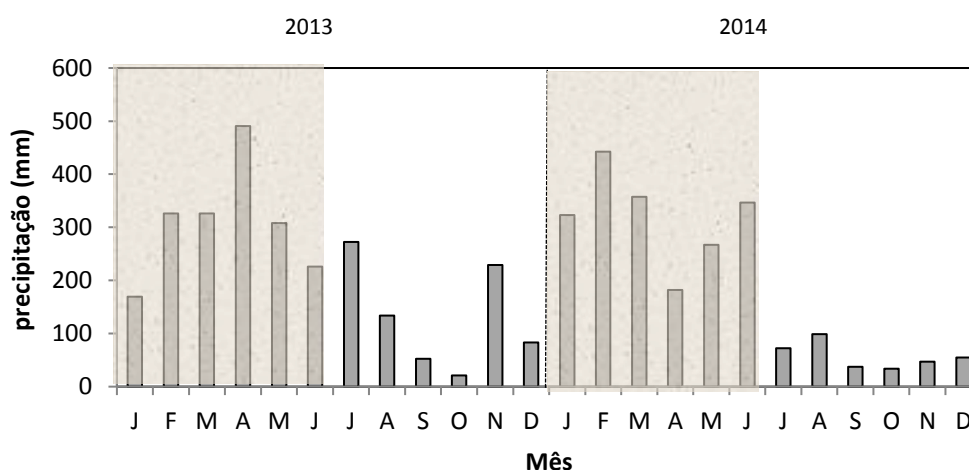
Nos anos de 2013 e 2014 observa-se um forte ciclo sazonal no volume de precipitação acumulada. Durante o período chuvoso, de janeiro a junho, o volume de precipitação acumulado para o ano de 2013 e 2014 foi de 1.846,3 mm (15,7%, acima da média) e 1.918,4 mm (20,2%, acima da média), respectivamente. Por outro lado, durante o período menos chuvoso o volume acumulado de precipitação para o ano de 2013 e 2014 foi de 792,8 mm (69,1%, acima da média) e 344,1 mm (-26,6%, abaixo da média), respectivamente. Em 2013 a precipitação acumulada mensal, máxima e mínima, foi de 490,4 mm em abril e 21,2 mm em outubro, respectivamente. Em 2014 os valores extremos da precipitação acumulada mensal foram 442,6 e 33,8 mm em fevereiro e outubro, respectivamente. No período seco de 2013 a precipitação acumulada foi 448,7 mm a mais que no mesmo período em 2014 (Figura 5).

O comportamento mensal da precipitação sobre a baía de Caxiuanã está de acordo com estudos realizados na FLONA de Caxiuanã (COSTA *et al.*, 2013; SOUZA FILHO *et al.*, 2006). Costa *et al.* (2013), estudaram o comportamento de

variáveis atmosféricas medidas acima do dossel da floresta de Caxiuanã (40 m), no período de 2005 a 2010. Os autores encontraram uma forte sazonalidade no padrão temporal da precipitação, com os maiores volumes acumulados sendo registrados no período chuvoso e os menores valores no período seco, sendo o mês de março o que apresentou o maior volume e o mês de agosto o que apresentou o menor volume de precipitação.

Os maiores volumes de precipitação durante o período chuvoso na bacia amazônica são modulados pela circulação de grande escala, como ramo ascendente da célula de Hadley, posicionamento do cavado equatorial, Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e pela circulação de Walker. Assim, durante o verão austral um centro de intensa atividade convectiva situa-se sobre o sudeste da bacia amazônica, favorecendo altos índices pluviométricos nesta região. Enquanto que durante o período chuvoso da região os sistemas convectivos, resultado do aquecimento diferencial entre as superfícies, são os principais responsáveis pela precipitação (CARVALHO *et al.*, 2010; MARENGO; NOBRE, 2009; CURTIS; HASTENRATH, 1999; MOLION, 1987).

Figura 5 - Precipitação mensal acumulada na baía de Caxiuanã durante os anos de 2013 e 2014. Os meses chuvosos são representados com fundo cinza.



Fonte: O Autor.

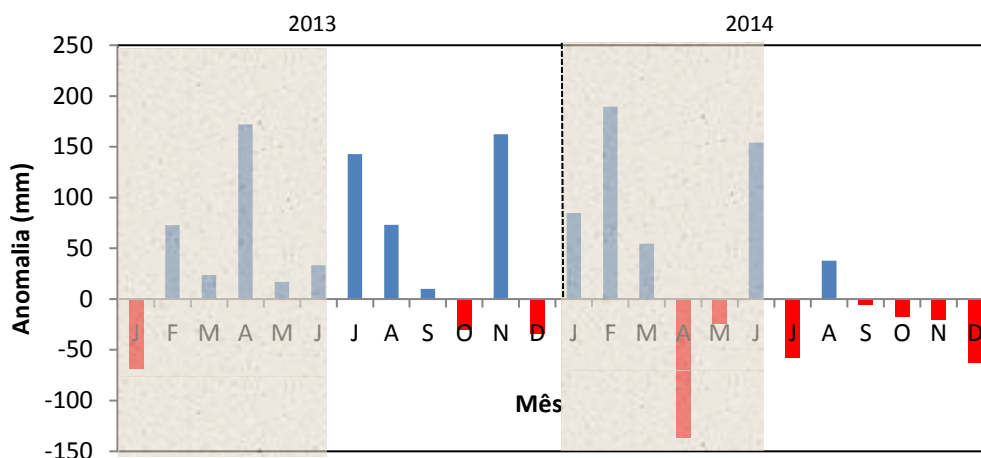
As anomalias mensais de precipitação em Caxiuanã para os anos estudados foram obtidas através da diferença entre a precipitação observada e a normal climatológica da estação da ANA instalada na margem direita da baía de Caxiuanã. Durante o ano de 2013 anomalias negativas de precipitação foram registradas nos meses

de janeiro, outubro e dezembro sendo o mês de janeiro o que apresentou maior redução no volume de precipitação, alcançando 66,9 mm abaixo da média histórica, o restante dos meses apresentou anomalia positiva. Dos meses que compreende o período chuvoso, o mês de abril apresentou a maior anomalia positiva (172,3 mm), já no período seco o mês de novembro foi o que apresentou maior anomalia positiva (162,0 mm).

Durante o período chuvoso de 2014 os meses de abril e maio apresentaram anomalias negativas de precipitação de -136,3 mm e -23,9 mm, respectivamente. Durante o período seco, deste ano, o mês de agosto apresentou anomalia positiva de 37,8 mm, os meses restantes registraram anomalias negativas em julho (-57,2 mm), setembro (-17,0 mm), outubro (-19,9 mm) e novembro (-62,9 mm). Comparativamente o ano de 2013 foi mais chuvoso que o ano de 2014 (Figura 6).

Estudo conduzido por Zeng (1998), sobre o ciclo hidrológico na Amazônia mostra uma correlação positiva entre o Índice de Oscilação Sul (IOS) e anomalias de precipitação na região, com defasagem de quatro meses dos eventos observados no oceano pacífico equatorial. Segundo observações do *National Weather Service*, o IOS trimestral na região do *El Niño* 3.4, durante o ano de 2012 apresentou valores negativos nos trimestres DJF, JFM e FMA, para os trimestres restantes (MAM, AMJ, MJJ, JJA, JAS, ASO, SON e, OND) o IOS foi positivo, possivelmente o padrão climático do pacífico equatorial pouco influenciou o volume de precipitação mensal durante o ano de 2013 (<http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/>). Durante o ano de 2013 o IOS trimestral esteve sempre negativo, esse padrão oceânico do pacífico equatorial pode ter influenciado a precipitação na FLONA de Caxiuanã, no ano de 2014, principalmente nos meses secos da região.

Figura 6 - Anomalia mensal da precipitação na baía de Caxiuanã durante os anos de 2013 e 2014. Os meses chuvosos são representados com fundo cinza.



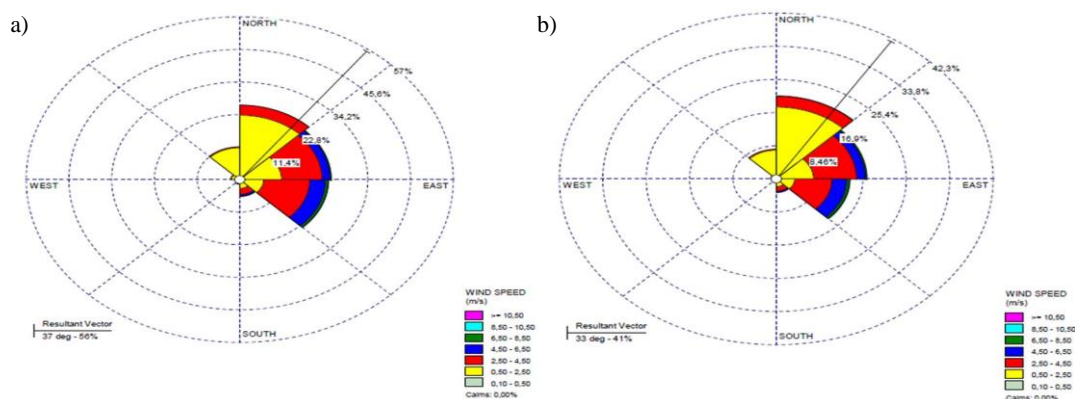
Fonte: O autor.

### 3.3.2. Variabilidade da direção e velocidade do vento na baía de Caxiuanã durante os anos de 2013 e 2014

A direção predominante do vento na baía de Caxiuanã durante os anos de 2013 e 2014 foi de nordeste. Para o ano de 2013, 56,0% dos dados observados mostram um vetor resultante de  $37^\circ$ , já durante o ano de 2014 o vetor resultante da direção do vento foi  $33^\circ$  (41,0% dos dados observados). Estes resultados mostram que a predominância do vento é no sentido floresta em direção à baía de Caxiuanã, indicando a predominância dos ventos alísios na região. A intensidade média do vento é maior no mesmo quadrante da direção predominante do vento, ou seja, nordeste. A velocidade média foi  $2,4 \text{ m s}^{-1}$  para os dois anos estudados (Figura 7 a, b).

Os resultados obtidos da direção e velocidade do vento sobre a baía de Caxiuanã estão de acordo com outros estudos desenvolvidos na FLONA de Caxiuanã. Estudo desenvolvido as margens da baía de Caxiuanã por Neto *et. al.* (2011). Os autores encontraram a predominância de nordeste e intensidade de  $2,0 \text{ m s}^{-1}$ .

Figura 7- Comportamento da direção predominante do vento e faixas de intensidade da velocidade: (a) 2013 e (b) 2014.

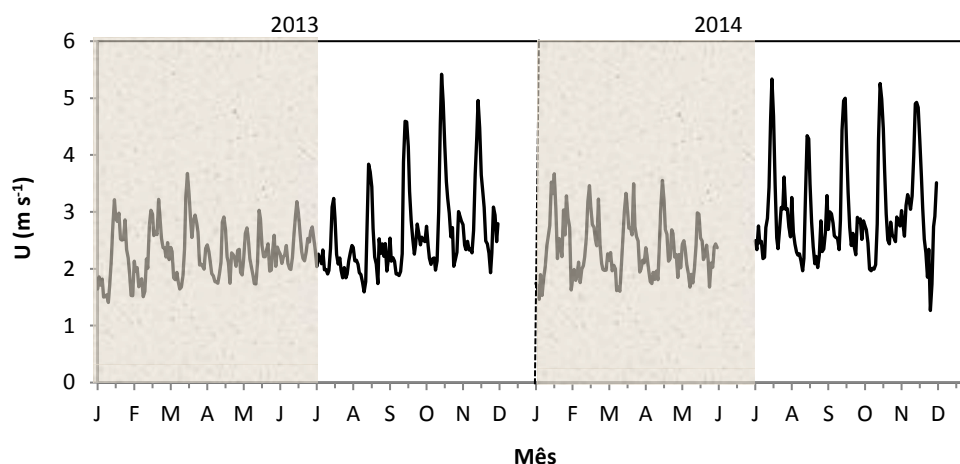


Fonte: O Autor.

O padrão do ciclo diário médio mensal da velocidade do vento para os anos de 2013 e 2014, encontrado neste estudo, é possível constatar que a intensidade do vento ( $U$ ) apresenta um forte padrão sazonal, ou seja, as menores e maiores intensidades médias de  $U$  foram observadas nos meses chuvosos (janeiro a junho) e secos (julho a dezembro), respectivamente. A intensidade média do vento variou de valor mínimo de  $1,3 \text{ m s}^{-1}$  em novembro de 2014 a um valor máximo de  $5,5 \text{ m s}^{-1}$  em outubro de 2013 (Figura 8).

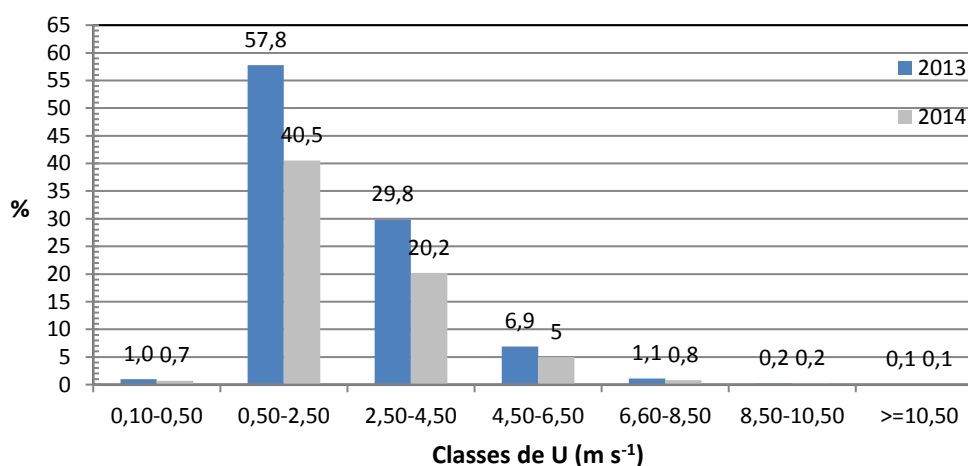
As frequências relativas nas classes de velocidade média do vento sobre a baía de Caxiuanã observadas para os anos estudados mostram que as maiores frequências da intensidade de  $U$  foram registradas nas classes  $0,5\text{--}2,50 \text{ m s}^{-1}$  e  $2,5\text{--}4,5 \text{ m s}^{-1}$ . O ano de 2013 apresentou maior frequência de intensidade em todas as classes de  $U$ , quando comparado com o ano de 2014 (Figura 9).

Figura 8 - Ciclo médio mensal da velocidade do vento ( $U$ ) durante os anos de 2013 e 2014. Os meses chuvosos são representados com o fundo cinza.



Fonte: O Autor.

Figura 9 - Frequência relativa das classes da velocidade do vento ( $U$ ) sobre a baía de Caxiuanã para os anos de 2013 e 2014.



Fonte: O Autor.

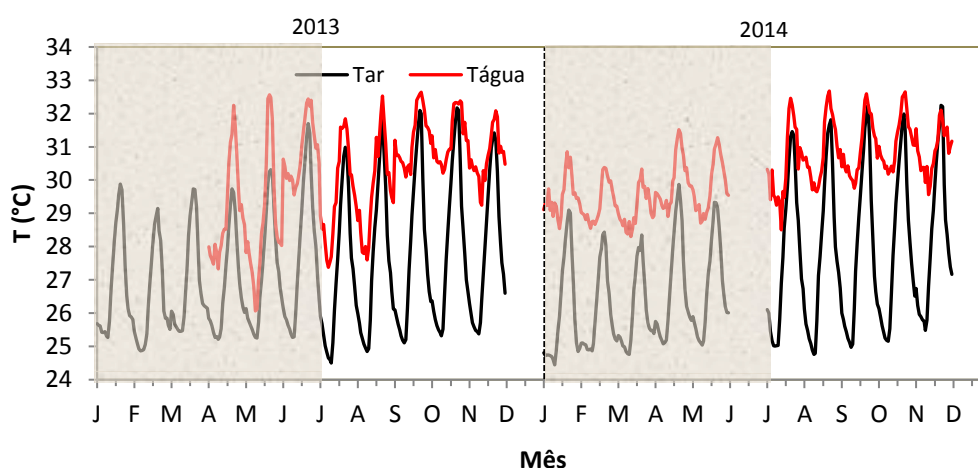
### 3.2.3. Variabilidade mensal da temperatura do ar, temperatura da água da baía de Caxiuanã e do déficit de pressão de vapor d'água durante os anos de 2013 e 2014

O ciclo anual médio mensal da temperatura do ar ( $T_{ar}$ ) e da temperatura da água ( $T_{água}$ ) durante os anos de 2013 e 2014 é apresentado na Figura 10, falha nas séries é devido a problemas instrumentais ou sobreposição de dados no cartão de memória. O comportamento da temperatura do ar e da água apresentou um ciclo sazonal bem definido, onde os maiores valores foram registrados durante os meses secos e os

menores durante os meses chuvosos da região. Durante todo o período de estudo a temperatura da água da baía de Caxiuanã foi sempre superior à temperatura da atmosfera, com exceção do dia 3 de novembro de 2014 às 16h e 17h.

A  $T_{ar}$  nos anos de 2013 e 2014 variou entre os extremos de 24,5 °C e 32,2 °C, a amplitude máxima observada foi de 7,7 °C. A temperatura da água apresentou extremos de 26,1 °C e 32,7 °C e amplitude máxima de 5,7 °C. Os valores mínimos das temperaturas do  $T_{ar}$  e da  $T_{água}$  foram registrados nos horários próximos ao nascer do sol. Isso se deve ao fato de que ambos os fluidos começam a perder energia logo após o por do sol, ainda assim a  $T_{água}$  sempre esteve superior a  $T_{ar}$ , pois, a água tem propriedades térmicas de armazenar por mais tempo a energia recebida. Ainda na Figura 10, fica claro que a amplitude térmica média na água da baía de Caxiuanã é bem menor que na atmosfera, cerca de 2,0 °C. No período chuvoso as  $T_{ar}$  e da  $T_{água}$  estiveram sempre inferior ao registrado no período seco, isso é explicado pelos dias neste período estarem quase sempre com a abobada celeste encoberta, o que reduz significativamente a energia solar global incidente que é particionada para os processos físicos e biológicos.

Figura 10 - Ciclo diário mensal da temperatura do ar ( $T_{ar}$ ) e da superfície da água da baía de Caxiuanã ( $T_{água}$ ) durante os anos de 2013 e 2014. Os meses chuvosos são representados com o fundo cinza.

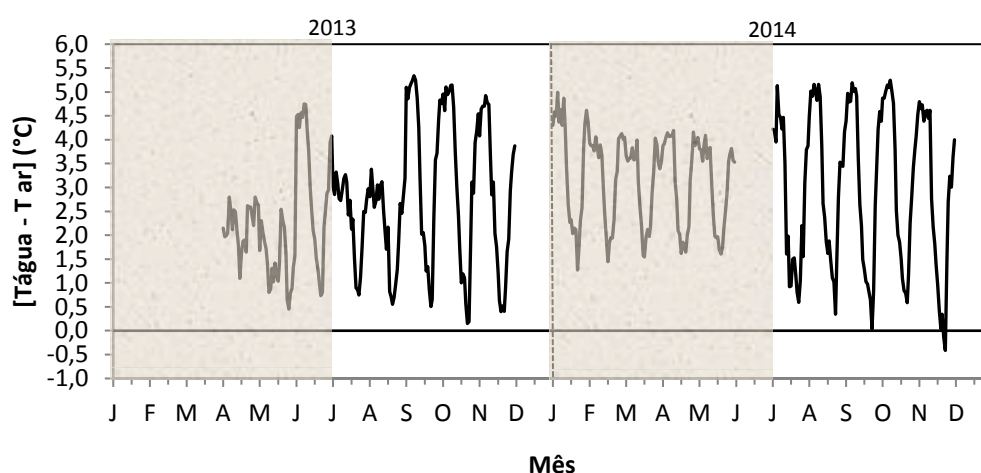


Fonte: O Autor.

O ciclo diário médio mensal do gradiente vertical entre a temperatura da água da baía de Caxiuanã e a atmosfera ( $T_{água} - T_{ar}$ ) durante os anos de 2013 e 2014 é apresentado na Figura 11. Observa-se que o gradiente vertical médio mensal é sempre

maior durante os meses secos, alcançando valores máximos de 5,0 °C em outubro de 2013 e 5,2 °C em setembro e outubro de 2014. Durante os meses chuvosos esse gradiente apresentou valores máximos de 4,0 °C em junho de 2013 e 3,7 °C em janeiro de 2014. O gradiente vertical entre a temperatura da água e do ar pode ser um bom indicador da estabilidade atmosférica, uma atmosfera instável está associada com a temperatura da água superior a temperatura da atmosfera, embora os efeitos da velocidade do vento e da umidade atmosférica precisem ser considerados (CROLEY, 1989; LI *et al.*, 2015).

Figura 11 - Ciclo diário médio mensal do gradiente vertical entre a temperatura da superfície da água da baía de Caxiuanã e a atmosfera ( $T_{\text{água}} - T_{\text{ar}}$ ), durante os anos de 2013 e 2014. Os meses chuvosos são representados com o fundo cinza.

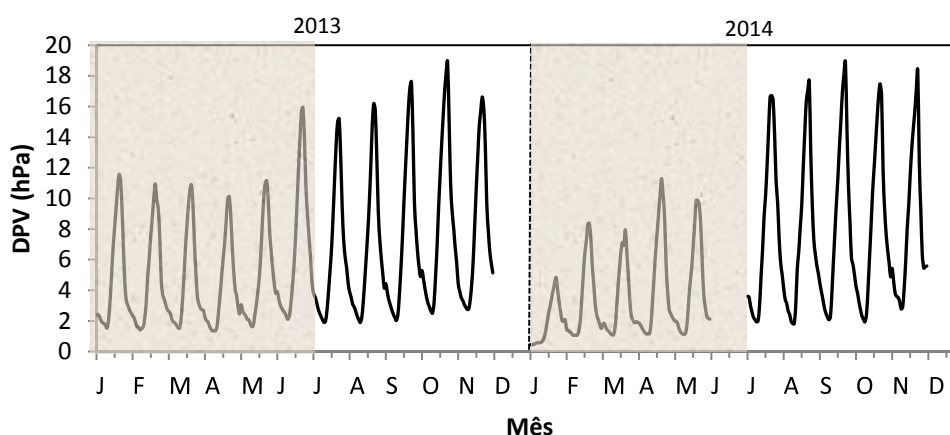


Fonte: O Autor.

O ciclo diário médio mensal do déficit de pressão de vapor ( $DPV$ ) apresenta o mesmo padrão de variabilidade sazonal da precipitação sobre a baía (Figura 5), ou seja, os menores e maiores valores sendo observados nos meses seco e chuvoso, respectivamente (Figura 12). O valor máximo do  $DPV$  para o ano de 2013 e 2014 foi de 18,9 hPa, por outro lado o valor médio mínimo registrado foi de 1,3 hPa e 0,4 hPa em 2013 e 2014, respectivamente. O  $DPV$  médio durante os meses secos dos anos de 2013 e 2014 foram iguais (7,5 hPa), com valor máximo e mínimo de 18,9 hPa e 1,9 hPa, respectivamente. Durante os meses chuvosos de 2013 os extremos registrados foram de 15,9 hPa e 1,3 hPa.



Figura 12 - Ciclo diário médio mensal do déficit de pressão de vapor d'água (*DPV*) sobre a baía de Caxiuanã durante os anos de 2013 e 2014. Os meses chuvosos são representados com o fundo cinza.



Fonte: O Autor.

A Tabela 3 apresenta os valores médios mensais das variáveis meteorológicas medidas na baía de Caxiuanã durante o período estudado. A temperatura média anual do ar e da água da baía foi 27,2 °C e 30,2 °C, respectivamente, o gradiente vertical médio anual foi 3,0 °C para os dois anos estudados. O gradiente vertical médio mensal máximo e mínimo ( $T_{\text{água}} - T_{\text{ar}}$ ) durante o período chuvoso de 2013 foi 3,1 °C e 1,4 °C, respectivamente. Durante o ano de 2014 os extremos médios registrados no período chuvoso foram 3,2 °C e 2,1 °C. Durante os meses seco de 2013 e 2014 os valores extremos médios do gradiente de temperatura entre a baía de Caxiuanã e a atmosfera foram 3,4 °C e 2,2 °C, 3,2 °C e 2,7 °C, respectivamente. O maior e o menor valor médio mensal do ( $T_{\text{água}} - T_{\text{ar}}$ ) foi 3,4 °C e 1,4 °C registrados em setembro e maio de 2013, respectivamente. O déficit de pressão de vapor d'água (*DPV*) médio máximo e mínimo no período chuvoso de 2013 foi 6,8 hPa e 4,3 hPa. Neste mesmo período, em 2014, os valores médio máximo e mínimo de *DPV* foram 4,3 hPa e 2,0 hPa, respectivamente. O maior e menor valor médio mensal de *DPV* foi 8,5 hPa em outubro de 2013 e 2,0 hPa em janeiro de 2014.

Tabela 3 - Valores médios mensais das variáveis meteorológicas, temperatura do ar ( $T_{ar}$ ), temperatura da água da baía ( $T_{água}$ ), gradiente de temperatura na interface baía-atmosfera ( $T_{água} - T_{ar}$ ), déficit de pressão de vapor d'água ( $DPV$ ), direção ( $d$ ) e velocidade do vento ( $U$ ).

Ano	Mês	$T_{ar}$	$T_{água}$	$[T_{água} - T_{ar}]$	$DPV$	$d$	$U$
		(°C)	(°C)	(°C)	(hPa)	(grau)	(m s <sup>-1</sup> )
2013	Jan	26,9	-	-	4,8	141	2,1
	Fev	26,4	-	-	4,7	135	2,3
	Mar	26,9	-	-	4,5	131	2,4
	Abr	26,9	29,2	2,3	4,3	145	2,2
	Mai	27,3	28,7	1,4	4,9	149	2,3
	Jun	27,8	30,9	3,1	6,8	131	2,4
	Jul	27,2	29,6	2,4	6,4	163	2,2
	Ago	27,5	29,7	2,2	6,6	143	2,3
	Set	27,8	31,3	3,4	7,4	104	2,7
	Out	28,1	31,3	3,2	8,5	82	2,9
	Nov	27,8	30,7	2,9	7,4	87	2,9
	Dez	-	-	-	-	-	-
Média		27,3	30,2	2,6	6,0	128,3	2,4
2014	Jan	26,2	29,6	3,2	2,0	128	2,5
	Fev	26,1	29,3	3,2	3,3	152	2,3
	Mar	26,1	29,1	3	3,2	137	2,3
	Abr	26,8	30,0	3,2	4,3	129	2,3
	Mai	26,7	29,8	2,1	4,0	153	2,2
	Jun	-	-	-	-	-	-
	Jul	27,8	30,5	2,7	7,8	104	3,1
	Ago	27,7	30,9	3,2	7,4	113	2,7
	Set	27,9	30,9	3	8,1	70	3,0
	Out	28,0	31,2	3,2	7,9	83	2,9
	Nov	28,2	30,9	2,7	8,0	104	3,1
	Dez	-	-	-	-	-	-
Média		27,1	30,2	3,0	5,6	117,3	2,6

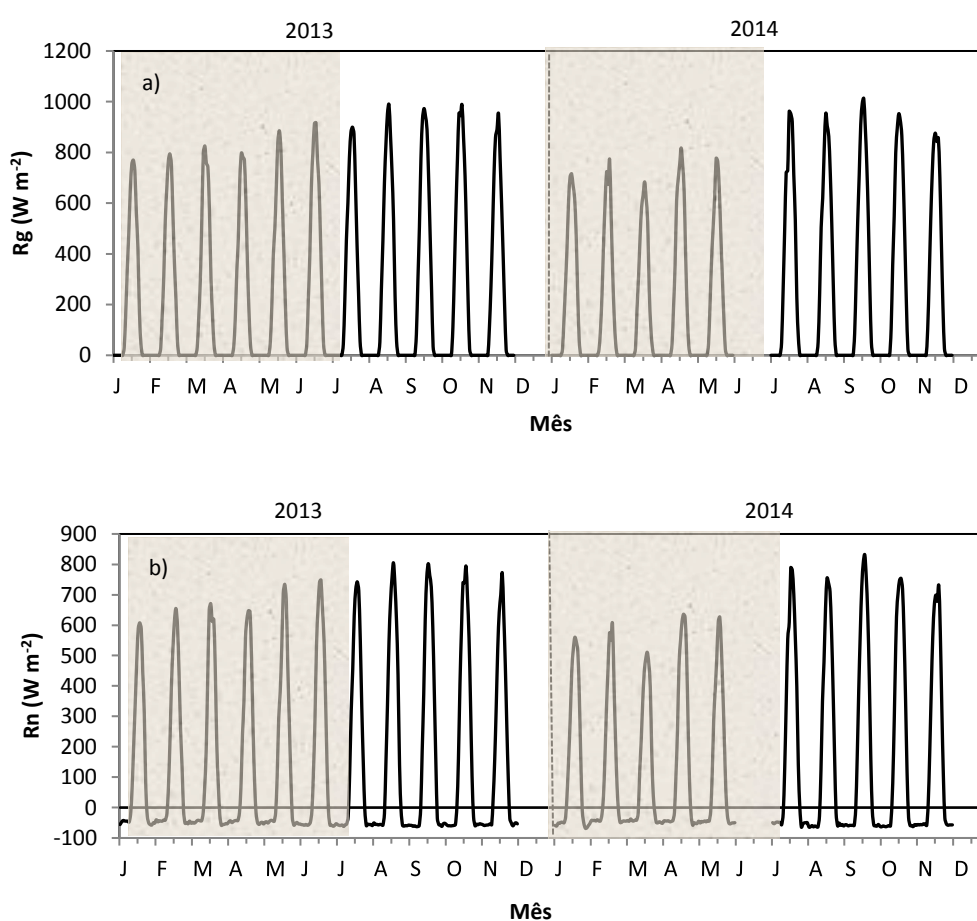
Fonte: O Autor.

### 3.2.4. Variabilidade média mensal da radiação solar global e do saldo de energia sobre a baía de Caxiuanã durante os anos de 2013 e 2014

O ciclo diário médio mensal da radiação solar global ( $R_g$ ) e do saldo de energia ( $R_n$ ) derivados da média de 30 minutos são apresentados na Figura 13. Falha na série é devido a problemas instrumentais ou sobreposição de dados no cartão de memória. A radiação global média mensal apresentou valores máximos entre 684 W m<sup>-2</sup> e 1.011,6 W m<sup>-2</sup> durante todo o período estudado (Figura 13a). Observa-se que os meses

que apresentam os menores picos de  $R_g$ , são os meses onde se observa maior frequência de céu encoberto, período chuvoso, pois a nebulosidade reduz significativamente o total de radiação solar incidente na superfície. A partir do mês de junho até o mês de dezembro a radiação global incidente apresenta os maiores valores, isso se deve a menor quantidade de nuvens na abobada celeste, o que está de acordo com o volume acumulado mensal de precipitação (Figura 5).

Figura 13 - Ciclo diário médio mensal da radiação global ( $R_g$ ) e do saldo de energia ( $R_n$ ) sobre a baía de Caxiuanã, durante os anos de 2013 e 2014. Os meses chuvosos são representados com o fundo cinza.



Fonte: O Autor.

A sazonalidade e os valores máximos de radiação solar global, encontrados no presente trabalho, estão de acordo com a pesquisa de Souza Filho *et al.* (2006), os autores investigaram a variabilidade das componentes do balanço de radiação nos períodos chuvoso e menos chuvoso sobre a FLONA de Caxiuanã (PA). Estes autores observaram que entre o período chuvoso e o período seco houve um aumento de

30,0% da radiação solar global sobre a FLONA de Caxiuanã, enquanto na Reserva Biológica de Cuieiras em Manaus (AM), Pereira (2001), constatou um aumento de apenas 10,0% entre os períodos.

Culf *et al.* (1996), encontraram um acréscimo de 20,0% durante o período menos chuvoso para a reserva Ducke, Manaus (AM). Todos os trabalhos experimentais realizados na Região Amazônica são consistentes quanto aos maiores valores da irradiância solar global no período menos chuvoso, porém o percentual da irradiância solar global entre o período seco e chuvoso é variável possivelmente associado à variação de nebulosidade entre os sítios experimentais.

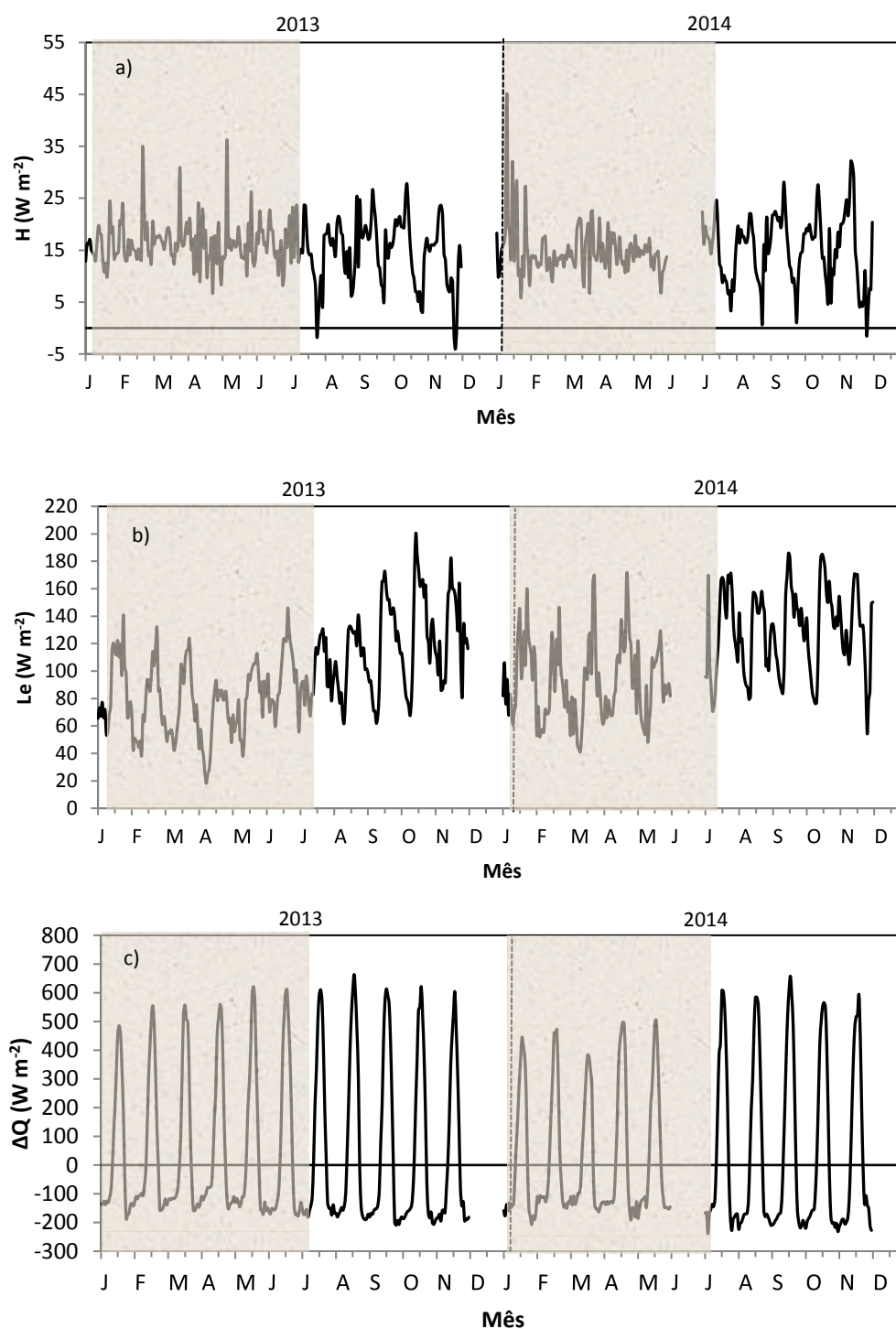
Comportamento semelhante é apresentado pelo saldo de energia (***Rn***) médio para os anos estudados (Figura 13b). Durante o período chuvoso de 2013 o valor médio de ***Rn*** foi de 144,3 W m<sup>-2</sup>, o ano de 2014, no mesmo período, apresentou uma redução no ***Rn*** sendo o valor médio para o este período de 127,5 W m<sup>-2</sup>.

Os valores máximos de ***Rn*** variaram de 489 W m<sup>-2</sup> em março de 2014 a 831,5 W m<sup>-2</sup> em setembro de 2014. Observa-se que os menores picos ocorrem durante os meses de maior ocorrência de precipitação e os maiores picos durante os meses mais secos da região. Este comportamento pode ser explicado em razão do padrão sazonal da radiação solar global incidente que representa a componente de maior influência no balanço de radiação.

### 3.2.5. Variabilidade média mensal dos fluxos de calor sensível (***H***), latente (***Le***) e do calor armazenado na água da baía de Caxiuanã ( **$\Delta Q$** ) durante os anos de 2013 e 2014

O ciclo diário médio mensal do fluxo de calor sensível (***H***), fluxo de calor latente (***Le***) e do resíduo do balanço de energia ( **$\Delta Q = Rn - H - Le$** ) derivados dos dados médios de 30 minutos é apresentado na Figura 14. Os fluxos de ***H***, ***Le*** e o resíduo ( **$\Delta Q$** ) são considerados positivos quando há uma perda líquida de calor da superfície da baía de Caxiuanã para a atmosfera e negativo quando o calor é absorvido pela baía.

Figura 14 - Ciclo diário médio mensal dos fluxos de energia durante os anos de 2013 e 2014: (a) calor sensível ( $H$ ), (b) calor latente ( $Le$ ) e (c) energia armazenada na baía de Caxiuanã ( $\Delta Q$ ). Os meses chuvosos são representados com o fundo cinza.



Fonte: O autor.

As quantidades dos fluxos de calor sensível e latente apresentaram variações mensais em resposta as forçantes atmosféricas  $R_g$  e  $R_n$ . O fluxo de  $H$  sobre a

baía de Caxiuanã foi relativamente menor durante o período seco, e maior durante o período chuvoso da região. Valores positivos de  $H$  foram observados com maior frequência durante o período estudado, indicando transferência de calor da superfície da baía de Caxiuanã para a atmosfera. O fluxo instantâneo máximo observado de  $H$  foi de  $36,6 \text{ W m}^{-2}$  em maio de 2013 e  $45,1 \text{ W m}^{-2}$  em janeiro de 2014. Os valores mínimos de  $H$  foram  $-4,1 \text{ W m}^{-2}$  e  $-1,4 \text{ W m}^{-2}$  registrados em novembro de 2013 e 2014, respectivamente (Figura 14a).

O fluxo médio de  $H$  durante o período chuvoso dos anos estudados foi de  $16,4 \text{ W m}^{-2}$  em 2013 e  $14,9 \text{ W m}^{-2}$  no ano de 2014. Durante o período seco o fluxo médio de  $H$  observado foi de  $14,9 \text{ W m}^{-2}$  e  $15,3 \text{ W m}^{-2}$  em 2013 e 2014, respectivamente.

O fluxo instantâneo máximo de  $Le$  registrado foi de  $200,2 \text{ W m}^{-2}$  em outubro de 2013 e  $185,8 \text{ W m}^{-2}$  em setembro de 2014. Os valores mínimos do fluxo de  $LE$  observados foram  $18,0 \text{ W m}^{-2}$  em abril de 2013 e  $41,2 \text{ W m}^{-2}$  em março de 2014 (Figura 14b). De forma contrária ao fluxo de calor sensível, os menores e maiores valores de fluxo de  $Le$  foram observados durante o período chuvoso e seco, respectivamente. Essa redução do fluxo de  $LE$  durante o período chuvoso pode ser explicado em função de que a atmosfera sobre a baía de Caxiuanã, neste período, está com alto teor de vapor d'água, conforme discutido na Figura 12. Isto faz com que haja uma redução no fluxo de  $Le$ , além disso, a maior intensidade do vento durante o período menos chuvoso promove a renovação de massas de ar saturadas substituindo-as por outra massa de ar com menor teor de vapor d'água (Figura 13), favorecendo o aumento do Fluxo de  $LE$  neste período.

Os altos valores positivos de  $\Delta Q$  indicam que quase a totalidade do calor está sendo armazenado nas águas da baía de Caxiuanã (Figura 14c). Os valores negativos (no período noturno) de  $\Delta Q$  indicam que uma pequena parte do calor armazenado na baía de Caxiuanã é transferindo para a atmosfera.

O  $\Delta Q$  médio armazenamento na baía de Caxiuanã durante o período chuvoso de 2013 foi  $48,1 \text{ W m}^{-2}$ , para o ano de 2014 o  $\Delta Q$  foi  $20,3 \text{ W m}^{-2}$ , ou seja 57,8% inferior. Para o período seco a diferença do  $\Delta Q$  entre os anos foi menor. O  $\Delta Q$  médio para o período seco de 2013 e 2014 foi  $47,2 \text{ W m}^{-2}$  e  $37,2 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente. O  $\Delta Q$  médio anual armazenado na baía de Caxiuanã durante o ano de 2013 foi de  $47,8 \text{ W m}^{-2}$ , já durante o ano de 2014 o  $\Delta Q$  armazenado na baía foi de  $28,8$

$\text{W m}^{-2}$ , o que indica que no ano de 2014 houve uma redução do  $\Delta Q$  na baía de Caxiuanã em torno de 60,2 %.

A energia média disponível para o processo de evaporação ( $Le/Rn$ ) na baía de Caxiuanã durante o período chuvoso nos anos de 2013 e 2014 foi 55,4% e 72,5 %, respectivamente. No período seco esse percentual foi consideravelmente maior, em 2013 a energia disponibilizada para a evaporação da baía ( $Le/Rn$ ) foi de 65,3%, no período seco de 2014 foi 71,3% (Tabela 4).

Tabela 4 - Valores médios mensais das componentes do balanço de energia e percentuais da partição de energia na interface baía-atmosfera da radiação solar global ( $R_g$ ), saldo de energia ( $R_n$ ), fluxos de calor sensível ( $H$ ) e latente ( $Le$ ) e o calor armazenado na baía de Caxiuanã ( $\Delta Q$ ) para os anos de 2013 e 2014.

<i>Ano</i>	<i>Mês</i>	<i>R<sub>g</sub></i> ( $\text{W m}^{-2}$ )	<i>R<sub>n</sub></i> ( $\text{W m}^{-2}$ )	<i>H</i> ( $\text{W m}^{-2}$ )	<i>LE</i> ( $\text{W m}^{-2}$ )	<i>ΔQ</i> ( $\text{W m}^{-2}$ )	<i>(H/R<sub>n</sub>)</i> (%)	<i>(LE/R<sub>n</sub>)</i> (%)	<i>(ΔQ/R<sub>n</sub>)</i> (%)
2013	Jan	426,3	127,8	15,4	88,9	23,5	12,1	69,6	18,4
	Fev	433,9	139,2	17,3	76,0	45,9	12,4	54,6	33,0
	Mar	435,5	139,3	17,2	74,6	47,5	12,3	53,6	34,1
	Abr	427,8	137,6	15,3	61,5	60,8	11,1	44,7	44,2
	Mai	461,8	152,1	16,5	80,7	54,9	10,9	53,1	36,1
	Jun	511,3	169,7	16,7	96,7	56,3	9,8	57,0	33,2
	Jul	513,3	166,5	13,9	99,0	53,6	8,3	59,5	32,2
	Ago	548,7	184,2	15,5	107,3	61,4	8,4	58,2	33,3
	Set	573,3	192,5	16,6	119,9	56,0	8,6	62,3	29,1
	Out	580,2	183,7	15,3	128,7	39,7	8,3	70,0	21,6
	Nov	520,2	163,3	13,0	124,7	25,6	8,0	76,4	15,7
	Dez	-	-	-	-	-	-	-	-
Média		493,8	159,6	15,7	96,2	47,8	10,0	59,9	30,1
2014	Jan	416,2	128,5	17,7	102,9	7,9	13,8	80,1	6,2
	Fev	387,5	118,5	13,3	84,1	21,1	11,2	71,0	17,8
	Mar	372,7	114,2	15,4	85,3	13,5	13,5	74,7	11,8
	Abr	453,3	146,6	14,8	101,2	30,6	10,1	69,0	20,9
	Mai	411,3	129,9	13,5	87,9	28,5	10,4	67,7	22,0
	Jun	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul	553,3	169,5	13,3	129,2	27,0	7,8	76,2	15,9
	Ago	543,0	174,1	15,2	123,9	35,0	8,7	71,2	20,1
	Set	586,8	197,2	16,4	133,4	47,4	8,3	67,7	24,0
	Out	568,6	184,6	16,0	134,2	34,4	8,7	72,7	18,6
	Nov	542,7	185,1	15,4	127,4	42,3	8,3	68,8	22,8
	Dez	-	-	-	-	-	-	-	-
Média		483,5	154,8	15,1	111,0	28,8	10,1	71,9	18,0

Fonte: O Autor.

O percentual de energia disponível para aquecer a atmosfera ( $H/Rn$ ) e para aquecer a água da baía de Caxiuanã ( $\Delta Q/Rn$ ), estimado através do resíduo do balanço de energia, apresenta um comportamento inverso ao saldo de energia, ou seja, os meses em que se observa um aumento de  $Rn$ , observa-se uma redução nessas partições e os meses em que o  $Rn$  apresenta um decréscimo  $H/Rn$  e  $\Delta Q/Rn$  aumentam. A energia disponível para aquecer a água da baía de Caxiuanã no período chuvoso de 2013 foi 33,1 %, enquanto no ano de 2014, este percentual foi de 15,7 %. No período seco dos anos estudados o percentual de  $\Delta Q /Rn$  foi 26,4 % e 20,3 % no ano de 2013 e 2014, respectivamente.

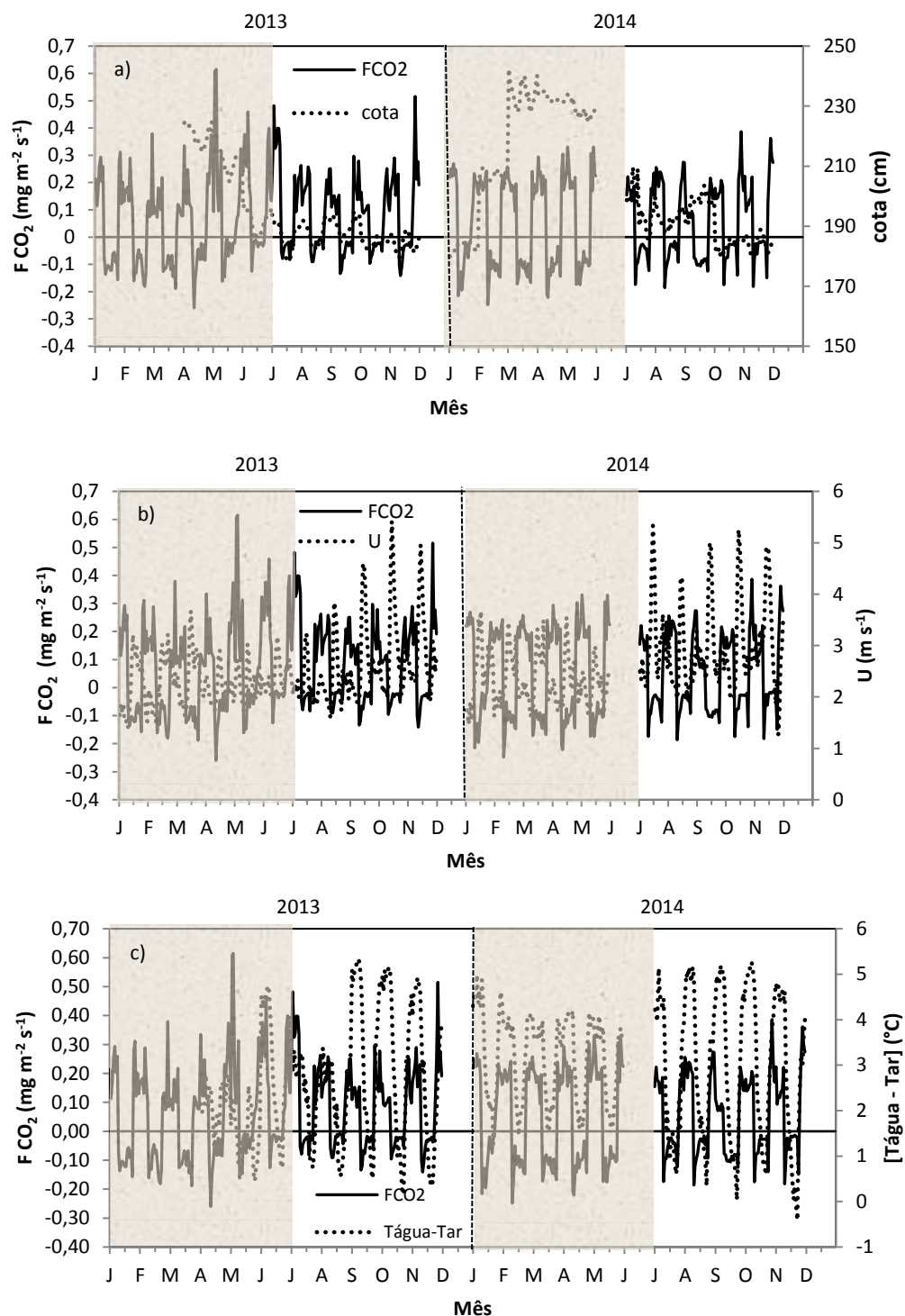
### 3.2.6. Variabilidade média mensal do fluxo e da concentração de $CO_2$ atmosférico sobre a baía de Caxiuanã durante os anos de 2013 e 2014

O ciclo diário médio mensal do  $FCO_2$  sobre a baía de Caxiuanã mostra que a baía se comporta como fonte de  $CO_2$  durante os momentos de maior cota da baía e como sumidouro de  $CO_2$  nos momentos de menor cota da baía. Além disso, podemos constatar um claro padrão sazonal e sincronizado com o período chuvoso e seco da região, durante os anos estudados, ou seja, as magnitudes dos  $FCO_2$ , tanto de emissão quanto de sequestro pela baía, são maiores nos meses chuvosos (período de cheia) quando comparados com os meses secos (período de seca). Os menores valores negativos (sequestro) do  $FCO_2$  médio diurno foram  $-0,26 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  em abril de 2013 e  $-0,18 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  em agosto de 2014. Por outro lado, os maiores valores positivos (emissão) do  $FCO_2$  médio diurno foram  $0,62 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  e  $0,33 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  em maio de 2013 e 2014, respectivamente (Figura 15a).

Quando avaliamos o  $FCO_2$  médio mensal juntamente com a velocidade do vento ( $U$ ) sobre a baía de Caxiuanã, observa-se que o  $FCO_2$  não está em fase com  $U$ , ou seja, no período em que o  $FCO_2$  apresenta maiores magnitudes a velocidade do vento é menor (meses chuvosos) e quando o  $FCO_2$  apresenta menores magnitudes a velocidade média do vento é maior (meses secos). Vale ressaltar que as maiores velocidades foram observadas nos horários diurnos (de 07h as 18h) renovando a atmosfera que está acoplada com a baía de Caxiuanã, ou seja, favorecendo o sequestro de  $CO_2$  pela baía de Caxiuanã (Figura 15b).



Figura 15 - Ciclo diário médio mensal durante os anos de 2013 e 2014: (a)  $FCO_2$  e a cota da baía, (b)  $FCO_2$  e a velocidade do vento e (c)  $FCO_2$  e o gradiente de temperatura. Os meses chuvosos são representados com o fundo cinza.



Fonte: O Autor.

O ciclo diário médio mensal do  $FCO_2$  mostrou estar em fase com o gradiente médio de temperatura entre a baía de Caxiuanã e a atmosfera ( $T_{água} - T_{ar}$ ), ou

seja, os horários em que a baía funciona como fonte de  $\text{CO}_2$ , para a atmosfera, coincide com os maiores valores do gradiente de temperatura (período noturno) e quando a baía atua como sumidouro de  $\text{CO}_2$  atmosférico observamos os menores valores do gradiente de temperatura (período diurno) (Figura 15c).

As menores magnitudes médias mensais do  $\text{FCO}_2$  foram 0,01 e 0,03  $\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$  registradas em março de ambos os anos. Por outro lado os maiores valores observados do  $\text{FCO}_2$  foram 0,14  $\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$  em julho de 2013 e 0,08  $\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$  em agosto de 2014.

Rasera *et al.* (2013), investigaram o  $\text{FCO}_2$  agrupado por períodos da hidrógrafa em diferentes ambientes fluviais na Amazônia. Os autores verificaram que as análises físico-químicas dos ambientes fluviais estudadas revelaram que, na maioria dos rios, o  $\text{FCO}_2$  está em fase com o ciclo hidrológico, com forte dependência da concentração de  $\text{CO}_2$  no ambiente fluvial. Os autores também observaram uma inversão no sentido do  $\text{FCO}_2$  (da atmosfera para a água) no rio Araguaia no período de seca, como consequência dos baixos valores da concentração de  $\text{CO}_2$  no rio. O rio Caxiuanã está entre os rios estudados neste trabalho, os autores determinaram que o  $\text{FCO}_2$  foi cerca 1,7 vezes maior no período de cheia.

Estudos realizados em ecossistemas aquáticos (RASERA *et al.*, 2013; JOHNSON *et al.*, 2006; HOPE *et al.*, 2004; RICHEY *et al.*, 2002), mostraram que as forçantes que afetam o  $\text{FCO}_2$  entre águas interiores e a atmosfera são o gradiente de concentração de  $\text{CO}_2$  e a velocidade do vento entre os dois fluidos, que são controlados pela entrada direta de  $\text{CO}_2$  via precipitação, escoamento superficial que transportam matéria orgânica, águas subterrâneas ricas em  $\text{CO}_2$ , respiração e fotossíntese dentro do rio.

Estudo realizado por Macintyre *et al.* (1995), determinaram que o  $\text{FCO}_2$  tem forte dependência do gradiente de concentração de  $\text{CO}_2$  entre a superfície da água e a atmosfera e da transferência turbulenta nessa interface. Em lagos e baías interiores a turbulência é a forçante dominante que favorece a troca gasosa na interface entre a superfície líquida e a atmosfera que é controlada pela intensidade do vento, sua magnitude contribui diretamente para o aumento e diminuição do  $\text{FCO}_2$  na interface água-atmosfera (HOPE *et al.*, 2004; COLE; CARACO, 1998).

O ciclo diário médio mensal da  $\rho\text{CO}_2$  atmosférico apresenta claramente um padrão sazonal, porém inverso ao observado no ciclo do  $\text{FCO}_2$ , ou seja, os menores e maiores valores da  $\rho\text{CO}_2$  sendo observados nos meses de cheia e seca durante os anos de 2013 e 2014, respectivamente (Figura 16a).

A variabilidade diurna média mensal da  $\rho\text{CO}_2$  atmosférico parece estar em fase com o ciclo diurno médio mensal da velocidade do vento ( $U$ ), ou seja, a  $\rho\text{CO}_2$  é menor nos meses (período chuvoso) em que a magnitude de  $U$  menos intensa e maior nos meses (período seco) em que  $U$  é mais intensa (Figura 16b).

A  $\rho\text{CO}_2$  diurna média mensal está em sincronia com o ciclo diurno médio mensal do gradiente de temperatura entre a baía de Caxiuanã e a atmosfera ( $T_{\text{água}} - T_{\text{ar}}$ ). Durante o período chuvoso, dos anos estudados, o gradiente de temperatura entre a baía e a atmosfera foi menor quando comparado com o período seco o mesmo padrão foi observado na variabilidade da  $\rho\text{CO}_2$  (Figura 16c).

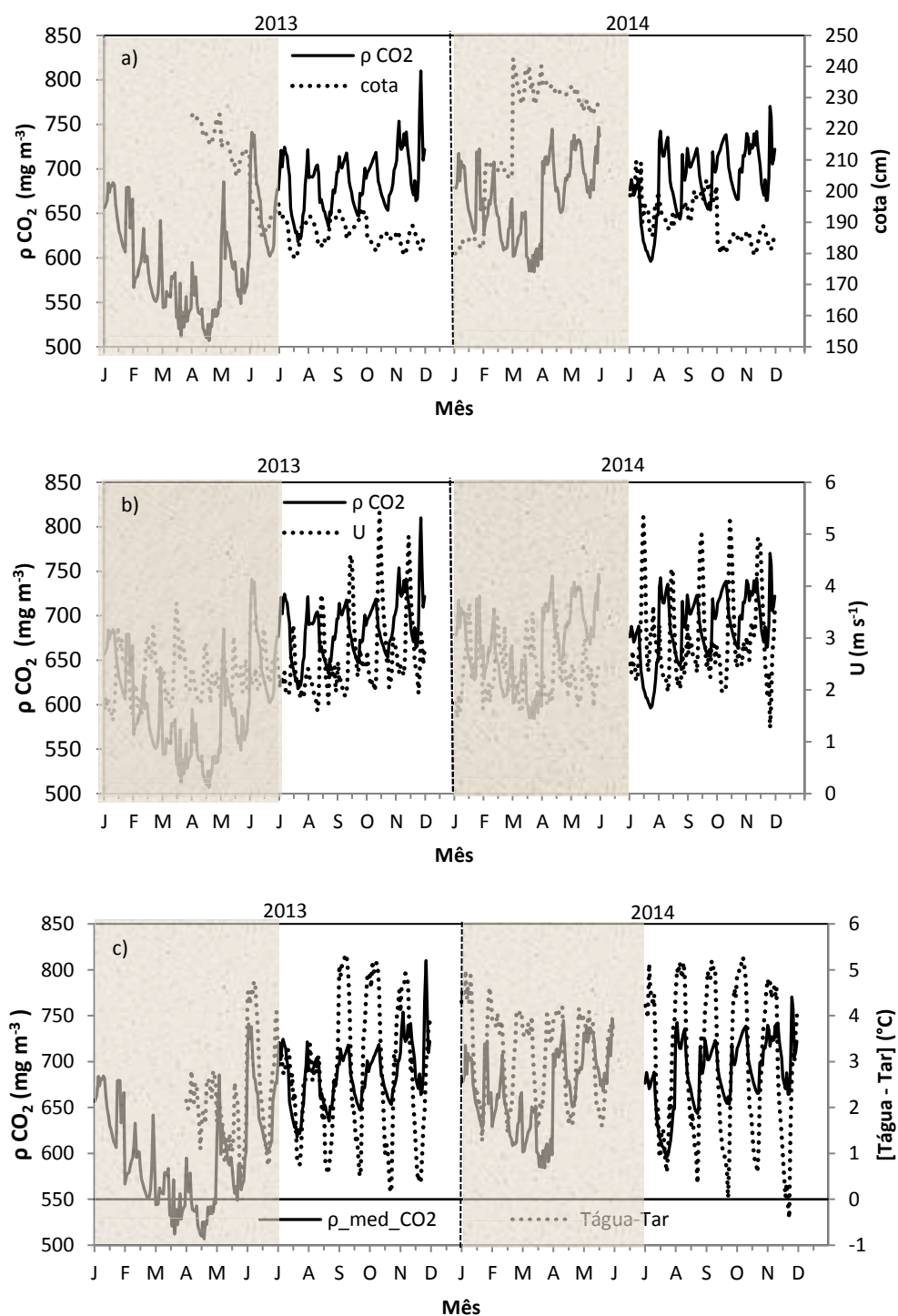
As menores concentrações de  $\text{CO}_2$  atmosféricos observados foram  $538,6 \text{ mg m}^{-3}$  em abril de 2013 e  $611,5 \text{ mg m}^{-3}$  em março de 2014. Por outro lado, as maiores  $\rho\text{CO}_2$  atmosféricos foram  $717,4 \text{ mg m}^{-3}$  e  $713,3 \text{ mg m}^{-3}$ , registrados no mês de novembro dos anos em estudo.

Segundo estudo realizado por Bormann e Likens (1970), a  $\rho\text{CO}_2$  das águas interiores é controlada por processos que se sucedem em terra firme, zona ripária e nas águas do lençol freático que ordenam o aporte de gases e solutos nos igarapés, rios e baías, além disso, processos bióticos e abióticos modificam a  $\rho\text{CO}_2$  dentro dos ambientes aquáticos.

Estudos conduzidos por Johnson *et al.* (2006), verificaram que a  $\rho\text{CO}_2$  nas águas interiores resulta de processos que ocorrem nos ecossistemas aquáticos e terrestres. Os autores determinaram que os principais processos que afetam a  $\rho\text{CO}_2$  são a entrada direta via precipitação, o escoamento superficial, água que infiltra no solo e chega ao canal dos rios, o intemperismo e as trocas com o  $\text{CO}_2$  atmosférico.

O solo das florestas e zonas ripárias é enriquecido em  $\text{CO}_2$ , devido a respiração das raízes, decomposição da matéria orgânica e respiração bacteriana. Desta forma, quando a precipitação infiltra no solo e chega no lençol freático transporta esse  $\text{CO}_2$  para o canal dos rios (JOHNSON *et al.*, 2006; HOPE *et al.*, 2004; RICHEY *et al.*, 2002).

Figura 16 - Ciclo diário médio mensal durante os anos de 2013 e 2014: (a)  $\rho\text{CO}_2$  atmosférico e a cota da baía, (b)  $\rho\text{CO}_2$  e a velocidade do vento e (c)  $\rho\text{CO}_2$  e o gradiente de temperatura na interface baía de Caxiuanã e a atmosfera. Os meses chuvosos são representados com o fundo cinza.



Fonte: O Autor.

### 3.3 Conclusão

Como esperado os resultados mostraram um forte ciclo sazonal no comportamento da precipitação na baía de Caxiuanã, verificou-se que a precipitação ficou acima da média em ambos os anos estudados, sendo que durante o ano de 2013 o volume de precipitação foi 13% superior ao ano de 2014.

O gradiente vertical de temperatura na interface baía-atmosfera se mostrou sempre maior durante os meses menos chuvosos.

O fluxo de calor sensível médio mensal ( $H$ ) foi bastante variável ao longo dos meses e entre os anos estudados. O fluxo de calor latente ( $Le$ ) mostrou ter duas fases, uma de resfriamento (meses chuvoso) e outra de aquecimento (meses seco) tendo como forçante, aparentemente, o padrão da  $T_{ar}$  e  $T_{água}$  da baía de Caxiuanã. Os maiores valores de  $Le$  foram observados no mês de outubro em ambos os anos estudados.

O ciclo sazonal do  $FCO_2$ , com os maiores os maiores valores sendo registrados no período chuvoso, está fortemente relacionado ao ciclo sazonal da  $\rho CO_2$  que por sua vez, encontra-se em fase com o nível de cheia e seca da baía de Caxiuanã.

Este estudo demonstrou que a baía de Caxiuanã funciona como fonte de  $CO_2$  para a atmosfera durante o período noturno, período em que o gradiente de temperatura na interface baía-atmosfera se mostrou maior, e como sumidouro no período diurno durante os anos estudados.

### REFERÊNCIAS

BEHLING, H.; da COSTA, M.L. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, Eastern Amazon Basin. **Quaternary Research**. v. 53(3), 369-377, 2000. Disponível em: <http://doi.org/10.1006/qres.1999.2117>. Acesso em 20/04/2017.

BENONE, N.L. **Efeitos do espaço e do ambiente sobre assembleias de peixes de igarapés da Amazônia Oriental**. 2012. 41f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Zoologia, Universidade Federal do Pará, Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, 2012.

BLANKEN, P.D.; ROUSE, W.R.; CULF, A.D.; SPENCE, C.; BOUDREAU, L.D.; JASPER, J.N.; KOCHTUBAJDA, B.; SCHERTZER, W.M.; MARSH, P.;

VERSEGHY, D. 2000. Eddy covariance measurements of evaporation from Great Slave Lake, Northwest Territories, Canada. **Water Resources Research**. v. 36, 1069–1077.

BORMAN, F.H.; LIKENS, G.E. The nutrient cycles of an ecosystem. **Scientific American**, New York. v. 223, p. 92-101, 1970.

BURBA, G.G ; ANDERSON, D.J . Um breve guia prático para medidas covariância de vórtices turbulentos fluxo: princípios e exemplos de fluxo de trabalho para aplicações científicas e industriais. In: LI-COR. **Biosciences**, Lincoln, EUA, 2010. 211 p.

CANADELL, J.G.; MOONEY, H.A.; BALDOCCHI, D.D.; BERRY, J.A.; EHLERINGER, J.R.; FIELD, C.B.; GOWER, S.T.; HOLLINGER, D.Y.; HUNT, J.E.; JACKSON R.B.; RUNNING, S.W.; SHAVER, G.R.; STEFFEN, W.; TRUMBORE, S.E.; VALENTINI, R. BOND, B.Y. 2000. Carbon metabolism of the terrestrial biosphere: a multitechnique approach for improved understanding. **Ecosystems**. v.3:115–30.

CARVALHO, L. M. V.; SILVA, A.E.; JONES, C.; LIEBMANN, B.; SILVA DIAS, P.L.; ROCHA, H.R. 2010. Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system. **Climate Dynamics**. v. 34, p. 1-20.

COLE, J. J., PRAIRIE, Y. T., CARACO, N. F., McDOWELL, W. H., TRANVIK, L. J., STRIEGL, R. G., DUARTE, C. M., KORTELAINEN, P., DOWNING, J. A., MIDDELBURG, J. J., and MELACK, J.: Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. **Ecosystems**. v.10, 171–184, 2007.

COLE, J.J.; CARACO, N.F. (1998) Atmospheric exchange of carbon dioxide in a low-wind oligotrophic lake measured by the addition of SF<sub>6</sub>. **Limnology and Oceanography**. v. 43, n. 4, p. 647-656.

COSTA, J. A.; RODRIGUES, T. E.; KERN, D. C. Os solos da estação científica Ferreira Penna, Caxiuanã. In: LISBOA, P. L. B. (Org.). **Caxiuanã: Desafios para a conservação de uma floresta nacional na Amazônia**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2009. p. 117-127.

COSTA, M. L., KERN, D.C.; BEHLING, H.; BORGES, M.S. 2002. Geologia, In: Lisboa P. L. B. (Org.): **Caxiuanã: populações tradicionais, meio físico e diversidade biológica**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2002, p. 179-205

COSTA, A. L.; OLIVEIRA, A.A.; NETO, C.G.; COSTA, M. C.; SILVA JÚNIOR, J. A.; PORTELA, B. T. T. Caracterização meteorológica da Floresta nacional de Caxiuanã. In: LISBOA, Pedro Luiz Braga (org.). **Caxiuanã: paraíso ainda preservado**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2013. p. 45-54.

CRAMER, W.; BONDEAU, A.; WOODWARD, F.I.; PRENTICE, I.C.; BETTS, R.A.; BROVKIN, V.; COX, P.M.; FISHER, V.; FOLEY, J.A.; FRIEND, A.D.; KUCHARIK, C.; LOMAS, M.R.; RAMANKUTTY, N.; SITCH, S.; SMITH, B.; WHITE, A.; YOUNG-MOLLING, C. 2001. Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO<sub>2</sub> and climate change: results from six dynamic global vegetation models. **Global Change Biology**. v. 7, 357–73.

CROLEY II, T.E. 1989. Verifiable evaporation modeling on the Laurentian Great Lakes. **Water Resource Research**. v.25, 781-792.

CULF, A.D.; ESTEVES, J.L.; MARQUES FILHO, A.O.; ROCHA, H.R.; 1996. Radiation, temperature and humidity over forest and pasture. In: Amazonia. In: **Amazonian deforestation and climate** (eds. J.H.C. Gasch, C.A. Nobre, J.M. Roberts, R.L. Victoria). Chichester: John Wiley, 176-191.

CURTIS, S.; HASTENRATH, S. Trends of upper-air circulation and water vapour over equatorial South America and adjacent oceans. **International Journal of Climatology**. n. 19, p. 863-876, 1999.

DEGENS, E.T.; KEMPE, S.; WEI-BIN, G. **Transport of carbon and minerals in major world rivers**. Paris: ICSU, 1987. Part. 4 (SCOPE/UNEP Sonderbed.64). Disponível em: <<http://www.icsu-scope.org/downloadpubs/scope42/chapter09.html>>. Acesso em: 26/05/2017.

FOLEY, J.A.; PRENTICE, I.C.; RAMANKUTTY, N.; LEVIS, S.; POLLARD, D.; SITCH, S.; HAXELTINE, A. 1996. An integrated biosphere model of landsurface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. **Global Biogeochem Cycles**. v. 10:603–28.

HENDERSON-SELLERS, B. (1986), Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: A review. **Review Geophysics**. v. 24, 625–649, doi:10.1029/RG024i003p00625.

HOPE, D.; PALMER, S.M.; BILLETT, M.F.; DAWSON, J.J.C. Variations in dissolved in dissolved CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> in a first-order stream and catchment: an investigation of soil-stream linkages. **Hydrological Process**, Glasgow. v. 20, p. 2599-2006.

IRION G., MÜLLER J., MORAIS J.O., KEIM G., De MELLO J.N. & JUNK W.J. 2009. The impact of Quaternary sea level changes on the evolution of the Amazonian lowland. **Hydrological Processes**. v. 23, 3168-3172.

JOHNSON, M.S.; LEHMANN, J.; RIHA, S.J.; NOVÃES FILHO, J.P.; COUTO, E.J. 2006. DOC and DIC in flowpaths of Amazonian headwater catchments with hydrologically contrasting soils. **Biogeochemistry**. v 81: 45-57.

KERN, D. C; COSTA, M. L. Composição química de solos antropogênicos desenvolvidos em Latossolo amarelo derivados de lateritos. **Geociências**, São Paulo, v. 16, n. 1, p. 157- 175. 1997.

LEE, X.; MASSMAN, W.; LAW, B. **Handbook of Micrometeorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2004. 250 p.

LI, Z.; LYU, S.; AO, Y., WEN, L.; ZHAO, L.; WANG, S. 2015. Long-term energy flux and radiation balance observations over Lake Ngoring, Tibetan Plateau. **Atmospheric Research**. v.155, p. 13-25. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.11.019>>. Acesso em: 22/11/2017.

- MACINTYRE, S.; WANNINKHOF, R.; CHANTON, J.P. (1995) Trace gas exchange across air-water interface in freshwater and coastal marine environments. In: HARRIS, R.C. & MATSON, P.A. (Eds). **Biogenic trace gases: measuring emissions from soil and water**. Cambridge: Blackwell Science Ltd. p. 52-97.
- MARENGO, J. A.; NOBRE, C. Clima da região Amazônica. *In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N.J.; DA SILVA, M.G.A.J.; SILVA DIAS, M.A.F. (orgs.). Tempo e clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p. 197-212
- MAROTTA, H.; DUARTE, C.M.; SOBEK, S.; ENRICH-PRAST, A. 2009. Large CO<sub>2</sub> disequilibria in tropical lakes. **Global Biogeochem Cycles**. v. 23, GB4022, doi:10.1029/2008GB003434.
- MOLION, L. C. Climatologia dinâmica da região amazônica: Mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 2, p. 107–117, 1987.
- MONCRIEFF, J. VALENTINI, R.; GRECO, S.; GUENTHER, S.; CICCIOLO, P. 1997. Trace gas exchange over terrestrial ecosystems: Methods and perspectives in micrometeorology. **Experimental Botany**, p. 1113–1142.
- MONTAG, L. F. A.; BARTHEM, R. B. Estratégias de conservação em comunidade de peixes da baía 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: MPRG, 2003. 1 CD-ROM.
- MORAES, J. C.; COSTA, J. de P. R.; RROCGA, E. J. P. e SILVA, I. M. O. Estudos hidrometeorológicos na bacia do rio Caxiuanã. *In: Lisboa, P.L. B. (org.). Caxiuanã CNPQ/Museu Paraense Emílio Goeldi*, Belém, 1997, p.85-95.
- NORDOBO, A.; LAUNIAINEN, S.; MAMMARELLA, I.; LEPPARANTA, M.; HUOTARI, J.; OJALA, A.; VESALA, T. 2011. Long-term energy flux measurements and energy balance over a small boreal lake using eddy covariance technique. **Journal of Geophysical Research**. v. 116, D02119, doi: 10.1029/2010JD14542.
- PARTON, W.J.; PULLIAM, W.M.; OJIMA, D.S. 1994. Application of the CENTURY model across the LTR network: parameterization and climate change simulations. **Bull Ecological Society America**. v.75:186–7.
- PEREIRA, A.R.; FARIAS, S.E.M.; NOVA, N.A.V. 2001. Energy balance and the Priestley-Taylor parameter for forest areas in the Amazon region. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**. v. 9, n.2, 192-199.
- RASERA, M.F.F.L.; KRUSCHE, A.V.; RICHEY, J. E.; BALLESTER, M. V. R., VICTÓRIA, L. R. 2013. Spatial and temporal variability of pCO<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub> efflux in seven Amazonian Rivers. **Biogeochemistry**. v. 112, 241-259, doi: 10.1007/s10533-013-9854-0



RAYMOND, P. A., HARTMANN, J., LAUERWALD, R., SOBEK, S., McDONALD, C., Hoover, M., Butman, D., Striegl, R., Mayorga, E., and Humborg, C. 2013: Global carbon dioxide emissions from inland waters. **Nature**. v.503, 355–359.

RUIVO, M. L. P.; CUNHA, E. S. 2003. Mineral and organic components in archaeological black earth and yellow latosol in Caxiuanã, Amazon, Brazil. In: **Ecosystems and Sustainable Development**, (eds) E. Tiezzi, E.; Brebbia, C.A.; Uso, J.L. p. 1113–1121.

RUIVO, M. L. P. et al. Propriedades do solo e fluxo de CO<sub>2</sub> em Caxiuanã, Pará: experimento LBA-Eseclafor. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, M.L. (Orgs.). **Contribuições à Geologia da Amazônia**. v. 3, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 291-299, 2002.

SANTOS, M. A. S.; SANTANA, A. C. Caracterização socioeconômica da produção e comercialização de farinha de mandioca no município de Portel, arquipélago do Marajó, Estado do Pará. **Revista Verde de Agroecologia e Desenvolvimento Sustentável**. v. 7, pp. 73-86, 2012.

SOUZA FILHO, J.D.C.S.; RIBEIRO, A.; COSTA, M.H.; COHEN, J.C.P.; ROCHA, E.J.P. 2006. Variação sazonal do balanço de radiação em uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.21, n.3b, 318-330.

SOUZA, P. J. O. **Avanço da fronteira agrícola na Amazônia: impactos no balanço de energia e simulação do crescimento e rendimento**. Locus, Universidade Federal de Viçosa, 2009.

SIOLI, H. The Amazon and its main affluents: Hydrograph, morphology of the river courses and river types. In: SIOLI, H. **The Amazon: limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin**. Dordrecht, The Netherland: Dr. Junk Publ, 1984.

STULL, R. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. p. 637.

TRANVIK, L.J.; DOWNING, J.A.; COTNER, J.B; LOISELLE, S.T; STRIEGL, R.G; BALLATORE, T. J.; DILLON, P.; FINLAY, K.; FORTINO, K.; KNOLL, L. B.; KORTELAJINEN, P. L.; KUTSER, T.; LARSEN, S.; LAURION, I.; LEECH, L. D.; McCALLISTER, S. L.; McKNIGHT, D. M.; MELACK, J. M.; OVERHOLT, E.; PORTER, J.; PRAIRIE, Y.; RENWICK, W. H.; ROLAND, F.; SHERMAN, B. S.; SCHINDLER, D. W.; SOBEK, S.; TREMBLAY, A.; VANNI, M. J.; VERSCHOOR, A. M.; WACHENFELDT, E.; WEYHENMEYER, G. A. 2009. Lakesand reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. **Limnology and Oceanography**. v.54: 2298-2314.

VERBURG, P.; ANTENUCCI, J.P. 2010. Persistent unstable atmospheric boundary layer enhances sensible and latent heat loss in a tropical lake: Lake Tanganyika. v.115, D11109, doi: 10.1029/2009JD012839.

VIANA, J. S.; ALMEIDA, S.S.; CONCEIÇÃO, C.; FERREIRA, E.; ALVES, N.; SILVA, R. 2003. Comparação estrutural e florística entre os ambientes de terra- firme e

igapó do entorno da estação científica Ferreira Penna – ECFPn. In: Seminário de 10 anos de atividades da estação científica Ferreira Penna, Caxiuanã. Belém: MPEG.

WANG, J., BRAS, R.L., 1999. Ground heat flux estimated from surface soil temperature. **Journal Hydrology**. v. 216, 214–226.

WEBB, E. K.; PEARMAN, G. I.; LEUNING, R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. v. 106, p. 85–100, 1980.

WMO. World Meteorological Organizations. 2014. Disponível em :[https://library.wmo.int/opac/doc\\_num.php](https://library.wmo.int/opac/doc_num.php). Acesso em: 24/05/2017.

ZENG, N. Seasonal Cycle and Interannual Variability in the Amazon Hydrologic Cycle. **Journal of Geophysical Research**. v. 104, n. n.D8, p. 9097–9106, 1998.

## CAPÍTULO IV – ESTUDO SAZONAL DOS FLUXOS DE $CO_2$ E ENERGIA NA INTERFACE BAIA DE CAXIUANÃ - ATMOSFERA

### RESUMO

Estudos recentes têm demonstrado resultados relevantes a respeito do papel que os rios, lagos e baías exercem no ciclo do carbono na Amazônia. Este estudo expõe uma análise da variabilidade sazonal (períodos chuvoso e seco), medidos durante o mês de fevereiro (chuvoso) e outubro (seco) de 2014. Neste trabalho realizamos uma análise sazonal e diurna do comportamento da concentração de  $pCO_2$  atmosférico e do fluxo de  $CO_2$  ( $FCO_2$ ) na baía de Caxiuanã (PA), com objetivo de compreender como as variáveis físicas do clima, saldo de energia, temperatura do ar e da água da baía de Caxiuanã, direção e velocidade do vento, cota da baía, assim como os fluxos turbulentos de calor sensível e latente. Os resultados encontrados mostram, como esperado, que a baía A baía de Caxiuanã se comportou como fonte de  $CO_2$  durante o período noturno e como sumidouro de  $CO_2$  ao longo do período diurno. Além disso, podemos constatar um claro padrão sazonal e sincronizado com o período chuvoso e seco da região, durante os anos estudados, ou seja, as magnitudes dos  $FCO_2$ , tanto de emissão quanto de sequestro pela baía, são maiores no período de cheia quando comparado com o período de seca, que está ao ciclo sazonal da concentração e  $CO_2$  atmosférico.

Palavras chaves: Fluxos de  $CO_2$  e energia. Gradiente vertical de temperatura. Baía de Caxiuanã.

## ABSTRACT

Recent studies have shown relevant results regarding the role of rivers, lakes and bays in the carbon cycle in the Amazon. This study presents an analysis of the seasonal variability (rainy and dry periods), measured during the month of February (rainy) and October (dry) of 2014. In this work we performed an analysis of the seasonal and diurnal behavior of the atmospheric  $\rho\text{CO}_2$  concentration and  $\text{CO}_2$  flow ( $\text{FCO}_2$ ) at Caxiuanã bay (PA), in order to understand how the physical variables of climate, energy balance, air temperature and water temperature of Caxiuanã bay, wind direction and speed, elevation of the bay, as well as the turbulent flows of sensible and latent heat. The results show, as expected, that the Caxiuanã bay behaved as a  $\text{CO}_2$  source during the night period and as a  $\text{CO}_2$  sink during the daytime period. In addition, we can observe a clear seasonal pattern and synchronized with the rainy and dry period of the region during the studied years, that is, the magnitudes of  $\text{FCO}_2$ , both emission and sequestration by the bay, are higher in the flood period when compared to the dry season, which is in the seasonal cycle of atmospheric  $\text{CO}_2$  concentration.

Keywords:  $\text{CO}_2$  and energy fluxes. Vertical temperature gradient. Caxiuanã Bay.

#### 4.1. Introdução

Os corpos de água interiores afetam o clima regional e global, armazenando e liberando o calor dependendo do gradiente de temperatura entre a água e a atmosfera. Estudos indicam que a dinâmica dos fluxos de calor e do carbono esteja acoplada, através do fluxo de calor sensível na interface lago-atmosfera. A mistura afeta a troca gasosa entre água-atmosfera, modificando o gradiente de concentração dentro da coluna de água, que é a principal forçante do fluxo de carbono. Nos últimos anos estudos tem evidenciado que o fluxo de  $\text{CO}_2$  de rios, lagos e baías desempenham um importante papel no ciclo regional e global de carbono (ROSA *et al.*, 2017; LI *et al.*, 2015; RAYMOND *et al.*, 2013; WEYHENMEYER *et al.*, 2015; BORGES *et al.*, 2015; LIU, *et al.*, 2012; AUFDENKAMPE *et al.*, 2011; RASERA *et al.*, 2008; COLE *et al.*, 2007; RICHEY *et al.*, 2002).

As florestas tropicais são importantes sistemas ecológicos terrestres e desempenham papel fundamental na determinação dos balanços de água, energia e carbono. Recentemente o aumento na concentração de carbono na atmosfera tornou-se assunto de grande especulação, estimulando pesquisas sobre o ciclo do carbono e a contribuição destes ecossistemas, na absorção e emissão de carbono para a atmosfera.

Dentro desse contexto foi instalada uma torre micrometeorológica, na baía de Caxiuanã (PA) para medições dos fluxos de  $\text{CO}_2$ , energia e variáveis meteorológicas de superfície, através da técnica de correlação de vórtices turbulentos (*eddy covariation*), que calcula a covariância entre as flutuações na componente vertical da velocidade do vento e a concentração de vapor d'água e  $\text{CO}_2$  na amostra de ar coletada. Este estudo foi conduzido usando dados gerados pelo projeto de pesquisa Rede de Mudanças Climáticas e Ambientais do Pará: Uma perspectiva de estudos integrados (projeto aprovado dentro do Edital 14/2009 PRONEX/FAPESPA/CNPQ).

Tem-se, portanto como objetivo neste estudo investigar os fluxos diurnos de  $\text{CO}_2$ , calor sensível ( $H$ ) e calor latente ( $Le$ ) durante um mês chuvoso (fevereiro) e um mês seco (outubro) para o ano de 2014, sobre a baía de Caxiuanã na Amazônia Oriental. Realizou-se também, a caracterização da direção e velocidade do vento, temperatura do ar e da água na escala horária.

## 4.2. Meteriais e Métodos

### 4.2.1. Área experimental

Este estudo foi desenvolvido na Amazônia oriental no estado do Pará, a cerca de 400 km a oeste da cidade de Belém. O ecossistema aquático alvo desse estudo foi a baía de Caxiuanã (latitude: 1°46' 47.08" S , longitude: 51°25'23.12" W) localizada na unidade de conservação da Floresta Nacional de Caxiuanã (FLONA de Caxiuanã) localizada. A FLONA de Caxiuanã compreende uma área de 320 x 10<sup>6</sup>, está localizada nos municípios de Portel e Melgaço (Figura1).

A FLONA de Caxiuanã é composta por floresta primária e possui ecossistemas de terra-firme, várzea, igapó e manchas de savana. O dossel médio apresenta árvores entre 30 a 35 m de altura, com alguns exemplares emergentes de até 50 m. A FLONA de Caxiuanã apresenta uma característica hidrológica única na Amazônia, os chamados lagos de ria. Estes lagos são formados pelo afogamento de vales no período do Holoceno, refletindo em sua hidrologia características lacustres tanto para a baía quanto para os seus afluentes de ordens menores (BENONE *et al.*, 2012; IRION *et al.*, 2009; BEHLING; da COSTA, 2000).

A baía de Caxiuanã está situada a leste da FLONA de Caxiuanã, encontra-se no compartimento morfotectônico Gurupá, da calha do rio Amazonas, limitada a leste com o compartimento Marajoara e a oeste com o Baixo-Tapajós. A referida baía é um alargamento do rio Anapú, sendo seus principais afluentes os rios Caxiuanã e Curuá (MONTAG; BARTHEM, 2003; COSTA *et al.*, 2002).

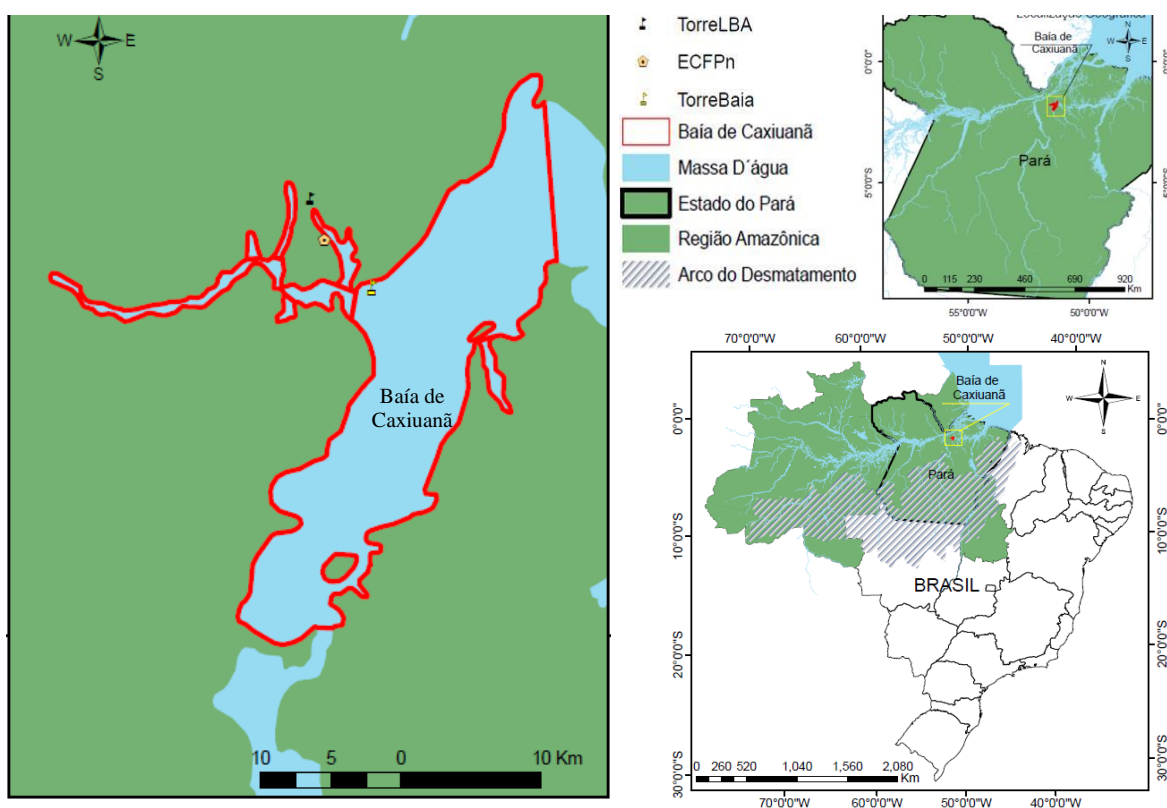
A baía de Caxiuanã é alongada no sentido Norte-Sul, com 40 km de extensão e 8 km de largura, a oeste da baía de Caxiuanã, o relevo caracteriza-se por interflúvios extensos e tabulares, que constituem o divisor dos sistemas de drenagem dos rios Anapu e Xingu. Ao norte encontram-se terrenos baixios, alagados, com furos e canais, retilíneos e sinuosos, que interligam corpos de água bloqueados, onde os complexos contornos sugerem drenagens fluviais anteriores afogadas por esses bloqueios (COSTA *et al.*, 2002).

De acordo com a cor das águas da baía de Caxiuanã, ela é classificada como água preta (SIOLI, 1984). Segundo Costa *et al.* (2002), a baía de Caxiuanã e seus tributários caracterizam-se pela ausência ou pouco material em suspensão, exceto pela presença de matéria orgânica e algas. Como consequência apresenta água límpida e

transparente, sendo classificada como água preta (ionicamente-baixo teor de sedimentos em suspensão), havendo coloração de preto a verde.

A FLONA de Caxiuanã possui clima tropical quente e úmido, com temperaturas médias anual de 26 °C e médias extremas de 22 °C e 32 °C, respectivamente. O regime pluviométrico caracteriza-se por um período chuvoso, entre os meses de janeiro e junho, sendo abril o mês mais chuvoso com 318 mm e um período menos chuvoso que compreende os meses de agosto a dezembro, sendo setembro o mês menos chuvoso com 42,6 mm. O período chuvoso varia bastante com relação a intensidade e frequência da precipitação, em decorrência da maior ou menor atividade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). No período menos chuvosos a precipitação é predominantemente de caráter convectivo, que são chuvas isoladas, decorrente do sistema de brisa lacustre. A umidade relativa média mensal varia entre 91,0% e 83,0%, nos meses de março e outubro respectivamente, com média anual de 87,0% (MORAES *et al.*, 1997).

Figura 1 - Localização da FLONA de Caxiuanã e da baía de Caxiuanã onde foi instalada a torre micrometeorológica.

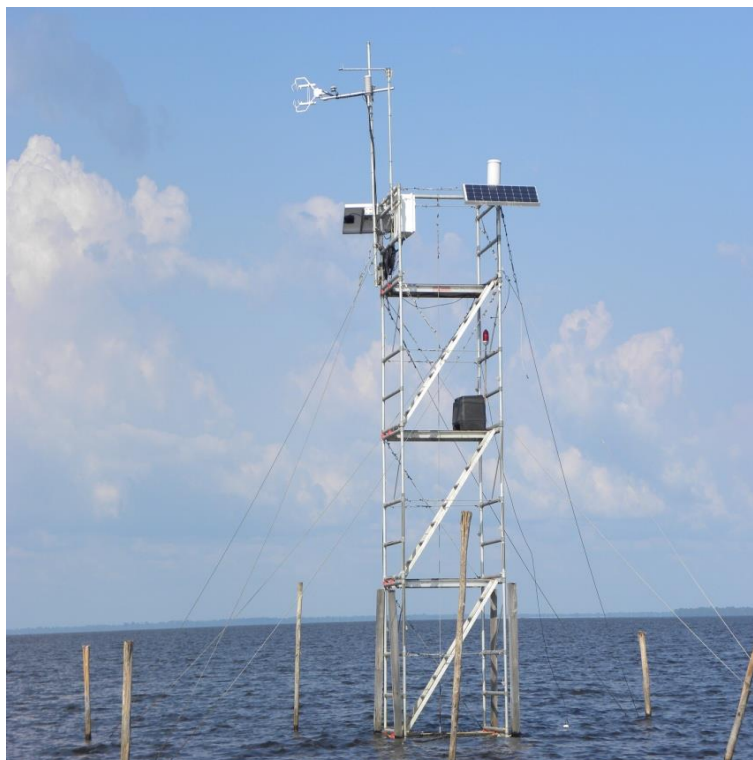


Fonte: O Autor.

#### 4.2.2. Descrição dos dados utilizados e instrumentação

Os dados utilizados neste testudo foram obtidos a partir de uma torre micrometeorológica instalada na baía de Caxiuanã (Figura 2). As medidas dos fluxos de  $\text{CO}_2$  e energia foram obtidas através de um sistema de correlação de vórtices turbulentos (*eddy covariation*). O sistema que mede a concentração média de carbono e vapor d'água compõe-se de um anemômetro sônico tridimensional (**CSAT3**), que mede as três componentes do vento ( $u, v, w$ ). Um analisador de gás infravermelho (**EC 150**). O anemômetro sônico mede a velocidade espacial do vento em uma flutuação turbulenta, medindo os componentes ortogonais do vento capturados a uma alta frequência ( $10 \text{ Hz}$ ), enquanto o analisador de gás mede a concentração de vapor de água com na mesma frequência, fornecendo totais e médias a cada 30 minutos. Todos os sensores foram ligados em um *datalogger* **CR1000** (*Campbell Scientific, Inc*). Neste estudo foram escolhidos os meses de fevereiro e outubro de 2014 como representativos do período chuvoso e seco, respectivamente, da região.

Figura 2 - Vista da torre micrometeorológica instrumentalizada na baía de Caxiuanã.



Fonte: O Autor.



Concomitantemente aos dados de baixa frequência, foram coletadas, na mesma altura, as seguintes variáveis atmosféricas: temperatura do ar, pressão atmosférica (*Vaisala PTB110 Barometer*), temperatura e umidade relativa do ar (*Vaisala Temperature/RH*), radiação solar global (*LI-COR Pyranometer*), saldo de energia (*LI-COR Quantum Sensor*), precipitação (pluviômetro modelo TB3), temperatura da água e cota da baía. As medidas foram realizadas a cada 10 segundos fornecendo totais e médias a cada minuto (Tabela 1).

Tabela 1 - Relação dos instrumentos instalados na torre micrometeorológica localizada na baía de Caxiuanã.

Sensor	Medição	Unidade	Definição	Altura
CSAT3(A)	u	m s <sup>-1</sup>	vento horizontal (eixo-x)	7 m
	v	m s <sup>-1</sup>	vento horizontal (eixo-y)	7 m
	w	m s <sup>-1</sup>	vento vertical (eixo-z)	7 m
	dd	graus		7 m
	U	m s <sup>-1</sup>	resultante	7 m
EC150	Flx CO <sub>2</sub>	mg m <sup>-3</sup> s <sup>-1</sup>	fluxo de carbono	7 m
	ρCO <sub>2</sub>	mg m <sup>-3</sup>	concentração de carbono	7 m
	ρH <sub>2</sub> O	g m <sup>-3</sup>	concentração de vapor d'água	9 m
	Flx H	W m <sup>-2</sup>	fluxo de calor sensível	9 m
	Flx Le	W m <sup>-2</sup>	fluxo de calor latente	9 m
	Rg	W m <sup>-2</sup>	radiação global	7 m
	Rn	W m <sup>-2</sup>	saldo de energia	7 m
	Tar	°C	temperatura do ar	7 m
	Tágua	°C	temperatura da água	(superfície)
	UR	%	umidade relativa	7 m
	prp	mm	Precipitação	7 m
Nível	cm	nível da água	0,55 m	

Fonte: O Autor.

#### 4.2.3. Mediadas dos fluxos turbulentos

Nas últimas décadas, o método de *eddy covariance* (*EC*), tem sido utilizado para monitorar as trocas gasosas e de escalares entre a biosfera e a atmosfera. A técnica de *EC* é um método direto, sem aplicação de constantes empíricas, onde o

fluxo de uma propriedade em uma determinada direção é definido como a sua quantidade por unidade de tempo que passa através de uma unidade de área normal à direção (MONCRIEFF *et al.*, 1997; LEE *et al.*, 2004).

Assim, o fluxo vertical pode ser apresentado como uma covariância da velocidade vertical do vento e da concentração da variável de interesse. Desta forma os fluxos turbulentos de  $\text{CO}_2$ , calor sensível ( $H$ ) e calor latente ( $Le$ ) foram calculados pelas equações abaixo:

$$F_c = \bar{\rho}_a \overline{w'c'} \quad (1)$$

$$H = \rho_a c_p \overline{w'T'} \quad (2)$$

$$Le = L_v \rho_a \overline{w'q'} \quad (3)$$

#### 4.2.4. Balanço de energia na superfície da baía de Caxiuanã

O balanço de energia na interface da baía-atmosfera é dado através de (HENDERSON-SELLERS, 1986):

$$R_n - \Delta Q = H + LE + \Delta Q_s + \Delta Q_f + \Delta Q_p \quad (4)$$

em que,

$R_n$  é o saldo de energia ( $\text{W m}^{-2}$ );

$\Delta Q$  é o calor armazenado na superfície da baía ( $\text{W m}^{-2}$ );

$H$  é o fluxo de calor sensível ( $\text{W m}^{-2}$ );

$LE$  é o fluxo de calor latente ( $\text{W m}^{-2}$ );

$\Delta Q_s$  é o fluxo de calor no sedimento ( $\text{W m}^{-2}$ );

$\Delta Q_f$  é o fluxo líquido de calor, entrada e saída, no lago ( $\text{W m}^{-2}$ );

$\Delta Q_p$  é o fluxo de calor resultante de eventos de precipitação ( $\text{W m}^{-2}$ ).

Os três últimos termos da equação 4 são negligenciados por apresentarem magnitudes muito pequenas (WANG; BRAS, 1999), após desprezar os termos de menor valor a equação do balanço de energia na superfície líquida é reduzida a:

$$R_n - \Delta Q = H + LE \quad (5)$$

O calor armazenado na água ( $\Delta Q$ ) foi estimado através do resíduo da equação 5, como se segue:

$$\Delta Q = R_n - H - LE \quad (6)$$

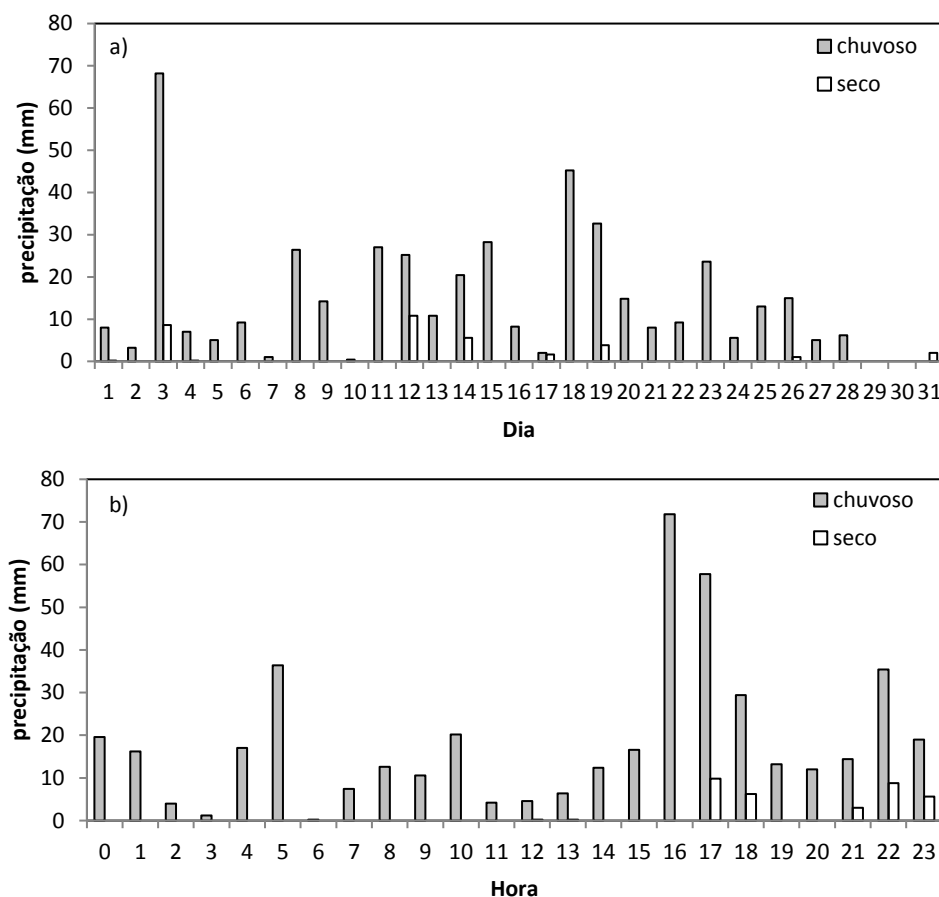
### 4.3. Resultados e Discussão

#### 4.3.1 Análise horária da precipitação na baía de Caxiuanã para um mês chuvoso e um mês seco durante o ano de 2014

O volume acumulado diário da precipitação na baía de Caxiuanã para o mês de fevereiro (chuvoso) e outubro (seco) de 2014 mostra claramente a sazonalidade para a região. Durante o mês chuvoso foi observado precipitação durante todos os dias, no mês seco somente sete dias com registro de precipitação (Figura 3a).

Verificou-se que a precipitação acumulada no mês de fevereiro foi 442,6 mm, o que corresponde a 57,2 % acima da normal climatológica para este mês (253,3 mm). Em relação ao mês de outubro, o volume de precipitação acumulado foi 33,8 mm, o que corresponde a 34 % abaixo da normal climatológica para este mês (52,1 mm).

Figura 3 - Volume acumulado da precipitação sobre a baía de Caxiuanã para um mês chuvoso (fevereiro) e um mês seco (outubro) de 2014: (a) diário e (b) horário.



Fonte: O Autor.

Verificou-se registro de precipitação em todas as horas do dia do mês chuvoso, com exceção das 06h, os maiores volumes acumulados foram 72 mm e 58 mm registrados as 16 e 17h, respectivamente. Por outro lado, durante o mês o maior volume acumulado foi 9,8 mm às 17h.

Os resultados encontrados na variabilidade sazonal da precipitação e horária estão de acordo com outros estudos realizados na Amazônia. Figueroa e Nobre (1990), verificaram a distribuição espacial e temporal da precipitação na Amazônia. Seus resultados afirmaram que o período de chuvas ou forte atividade convectiva na região é compreendido entre novembro e março, sendo que o período de menos chuva (sem grande atividade convectiva) está compreendido entre os meses de maio e setembro. Os meses de abril e outubro são meses de transição entre um regime e outro. Segundo Souza e Ambrizzi (2003), o máximo da estação chuvosa na região Amazônica Oriental ocorre em no mês de Março. Nesse período a Zona de Convergência

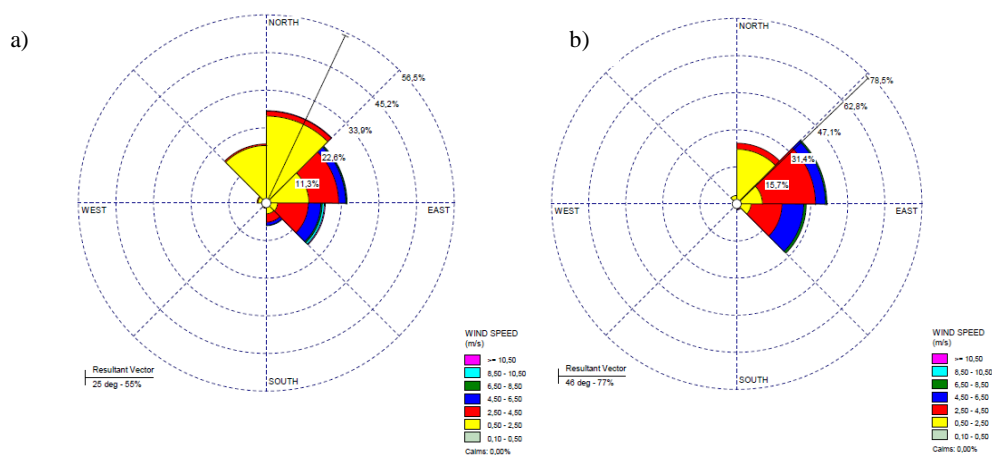
Intertropical (ZCIT) migra para o sul do equador atingindo grande parte do norte e nordeste do Brasil.

Souza Filho *et al.* (2006), encontraram ocorrência de precipitação em 75% dos dias durante o período chuvoso, contra 51,6% no período seco, na FLONA de Caxiuanã. Estes autores verificaram que durante o período chuvoso os maiores volumes de precipitação foram registrados as 06 e 07h da manhã. Os resultados encontrados por estes autores diferem ao encontrado neste trabalho.

#### 4.3.2 Análise horária da direção e velocidade do vento na baía de Caxiuanã para um mês chuvoso e um mês seco durante o ano de 2014

A direção do vento durante os meses de fevereiro (chuvoso) e outubro (seco) sobre a baía de Caxiuanã apresenta predominância no quadrante nordeste em ambos os períodos, o que está de acordo com estudos sobre a circulação de brisa no leste da Amazônia, onde se verifica que a direção predominante do vento é de nordeste e leste (GERMANO *et al.*, 2017; NETO *et al.*, 2011). A direção média no período chuvoso foi 25° (55,0% dos dados observados) e no período seco foi 46° (77,0% dos dados observados). Durante o mês chuvoso a velocidade do vento ( $U$ ) alcançou valores máximos de até 10,5 m s<sup>-1</sup> no quadrante Sudeste, por outro lado no mês seco a maior intensidade de  $U$  foi de até 8,5 m s<sup>-1</sup> nos quadrantes nordeste e sudeste. Estas rajadas de vento provavelmente estão associadas a sistemas convectivos locais (Figuras 4a, 4b).

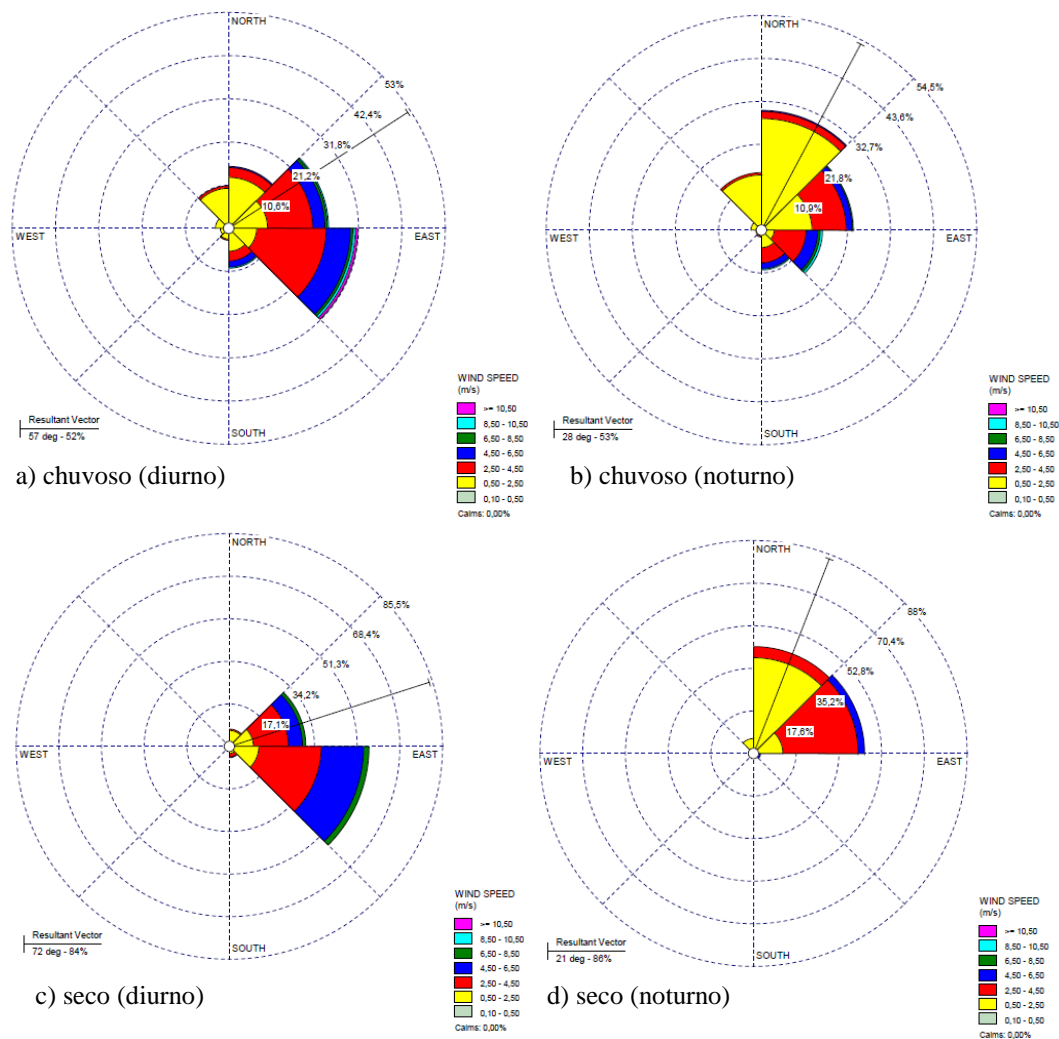
Figura 4 - Direção e velocidade média do vento sobre a baía de Caxiuanã para o ano de 2014: (a) mês chuvoso (fevereiro), (b) mês seco (outubro).



Fonte: O Autor.

As análises da direção e velocidade do vento nos períodos diurno e noturno durante o mês chuvoso e seco mostraram a atuação da brisa lacustre na baía de Caxiuanã (Figura 5). A brisa lacustre (diurna) apresentou direção do vento predominante de  $57^\circ$  (53,0% dos dados observados) no mês chuvoso, a direção predominante no mês seco foi  $72^\circ$  (84,0% dos dados observados) (Figuras 5a, 5c). Por outro lado, a brisa lacustre (noturna) no mês chuvoso a direção predominante foi  $28^\circ$  (53% dos dados observados) e no mês seco  $21^\circ$  (86,0% dos dados observados). Observou-se que a brisa lacustre (noturna), na baía de Caxiuanã, é menos intensa que a brisa lacustre (diurna) (Figuras 5 b, 5d), ressalta-se que no período noturno, em ambos os meses estudados, a brisa lacustre (noturna) é no sentido da floresta para a baía.

Figura 5 - Direção e velocidade média do vento sobre a baía de Caxiuanã: (a) chuvoso diurno, (b) chuvoso noturno, (c) seco diurno e (d) seco noturno.

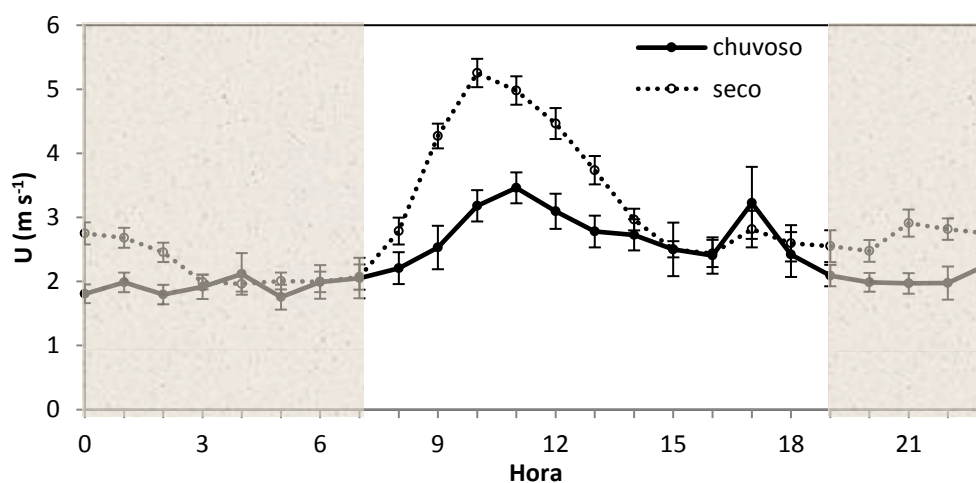


Fonte: O Autor.

O ciclo diurno médio horário da velocidade do vento ( $U$ ) sobre a baía de Caxiuanã, para os períodos estudados, mostrou que a intensidade de  $U$  durante o mês seco é superior ao registrado no mês chuvoso. Observa-se que a intensidade média de  $U$  começa a aumentar a partir das 07h, alcançando o valor máximo de  $3,5 \text{ m s}^{-1}$  (às 11h) e  $5,3 \text{ m s}^{-1}$  (às 10h) no mês chuvoso e seco respectivamente. A amplitude diária de  $U$  no mês chuvoso foi  $1,7 \text{ m s}^{-1}$  e de  $3,3 \text{ m s}^{-1}$  no mês seco (Figura 6).

A velocidade média horário do vento sobre a baía de Caxiuanã apresenta o mesmo padrão, porém mais intensa, ao observado sobre a floresta de Caxiuanã. Souza Filho *et al.* (2005), investigaram os mecanismos de controle da evapotranspiração sazonal sobre a floresta de Caxiuanã. Os autores encontraram que as maiores intensidades da velocidade do vento ocorrem no período diurno. Ainda neste estudo, a velocidade máxima observada foi de  $2,8 \text{ m s}^{-1}$  no período seco e  $1,8 \text{ m s}^{-1}$  no período chuvoso.

Figura 6 - Ciclo diurno médio horário da velocidade do vento ( $U$ ) sobre a baía de Caxiuanã para um mês chuvoso (fevereiro) e um mês seco (outubro) de 2014. O período noturno é representado com o fundo cinza, as barras de erro correspondem ao desvio padrão.



Fonte: O Autor (2019).

#### 4.3.3. Análise horária da temperatura do ar, temperatura da água na baía de Caxiuanã e do déficit de pressão de vapor em um mês chuvoso e um mês seco no ano de 2014

O ciclo diurno médio da temperatura do ar ( $T_{ar}$ ) e da água da baía de Caxiuanã ( $T_{água}$ ) para o mês chuvoso (fevereiro) e o mês seco (outubro) de 2014 mostrou um forte ciclo sazonal, com os valores máximo e mínimo da  $T_{ar}$  e da  $T_{água}$

sendo registrados no mês seco e chuvoso, respectivamente. Dentro do ciclo diurno horário, verificou-se que os seus valores começam a aumentar a partir das 07h e passam a decrescer em torno das 16h (Figuras 7a, 7b).

Durante o mês seco a  $T_{ar}$  média horária manteve-se sempre superior ao mês chuvoso. Os valores mínimos da  $T_{ar}$  estiveram muito próximos (25,0 °C) e foram registradas as 06h. Por outro lado, a máxima  $T_{ar}$  foi 28,4 °C (às 15h) e 32,0 °C (às 16h) durante o mês chuvoso e seco, respectivamente. A  $T_{ar}$  média observada para o mês chuvoso foi 26,0 °C e para o mês seco 28,0 °C. A amplitude térmica diária no mês chuvoso foi de 3,5 °C e durante o mês seco foi 6,8 °C (Figura 7a).

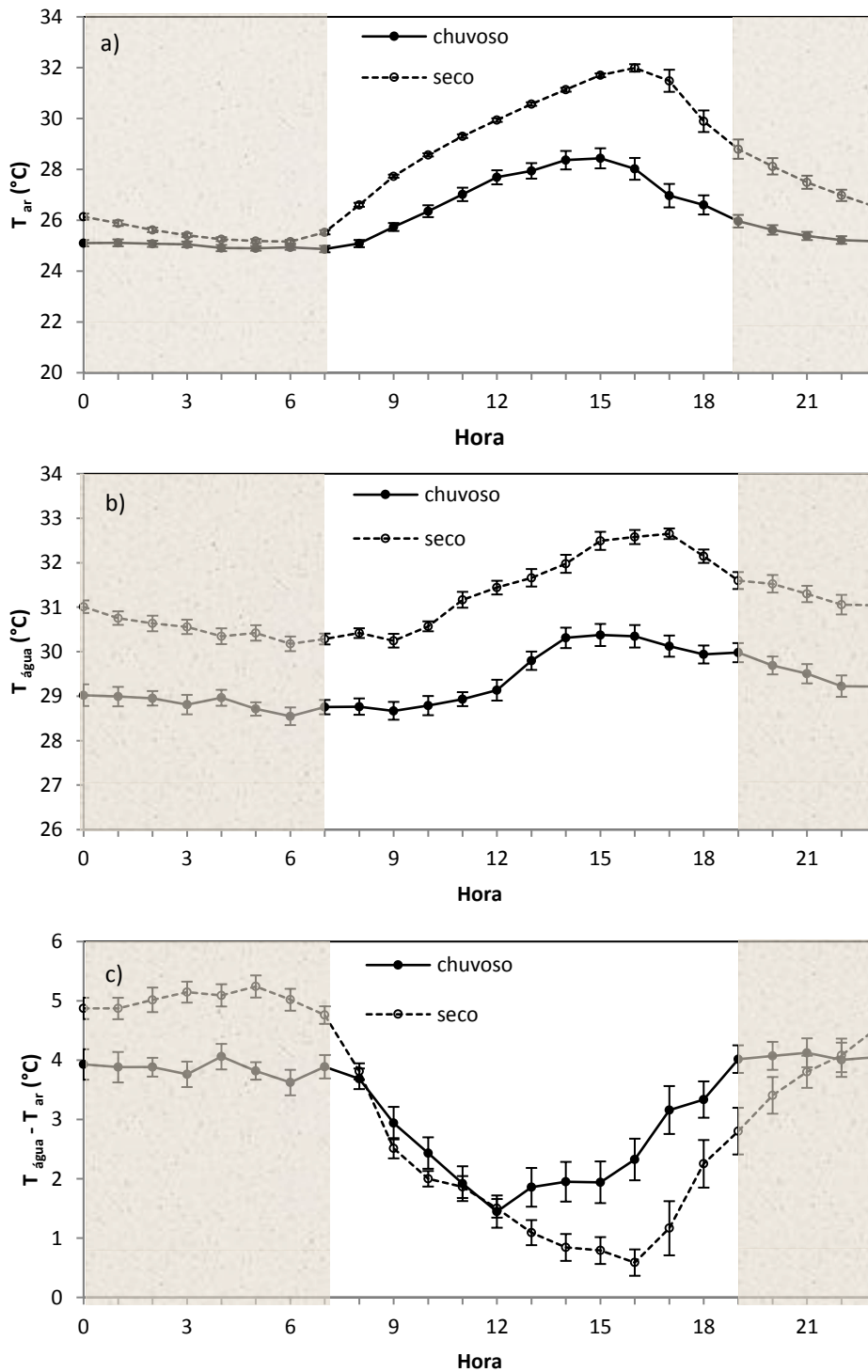
A temperatura da água da baía de Caxiuanã apresentou comportamento semelhante ao observado na temperatura do ar, ou seja, a  $T_{água}$  durante o mês seco esteve sempre superior ao registrado no mês chuvoso. O valor mínimo da  $T_{água}$  durante o mês chuvoso foi 28,5 °C. Para o mês seco a temperatura média mínima foi 30,2 °C, o que corresponde a um aquecimento das águas da baía de 1,7 °C entre o mês chuvoso e seco. A temperatura média máxima diária observada da água da baía de Caxiuanã foi de 30,4 °C e 32,6 °C durante o mês chuvoso e seco, respectivamente. A amplitude térmica diária da água da baía para o mês chuvoso foi de 1,8 °C e durante o mês seco alcançou 2,4 °C (Figura 7b).

As amplitudes térmicas da  $T_{ar}$  e  $T_{água}$  se mostraram bem diferentes em termos magnitude, isso se deve a grande capacidade calorífica da água, combinado com a troca efetiva de calor na coluna de água, o que permite grande potencial de armazenamento de calor nesse ambiente.

O ciclo diurno médio diário do gradiente vertical de temperatura na interface baía-atmosfera ( $T_{água} - T_{ar}$ ) apresentou um padrão inverso ao observado na temperatura do ar e da água da baía, ou seja, os maiores valores foram registrados nos horários noturnos e os menores valores nos horários diurnos, durante o mês chuvoso e seco. Os valores mínimos e máximos diários do gradiente de temperatura foram observados no período diurno e noturno, respectivamente. No mês chuvoso o valor do mínimo e máximo do gradiente foi 1,4°C (no período diurno) e 4,1°C (no período noturno), já no mês seco os extremos foram 0,6°C (no período diurno) e 5,2 (no período noturno) (Figura 7c).



Figura 7 - Ciclo diurno horário para o mês chuvoso (fevereiro) e o mês seco (outubro) de 2014: (a) temperatura do ar, (b) temperatura da água da baía e (c) gradiente vertical de temperatura na interface baía-atmosfera. O período noturno é representado com o fundo cinza, as barras de erro correspondem ao desvio padrão.



Fonte: O Autor.

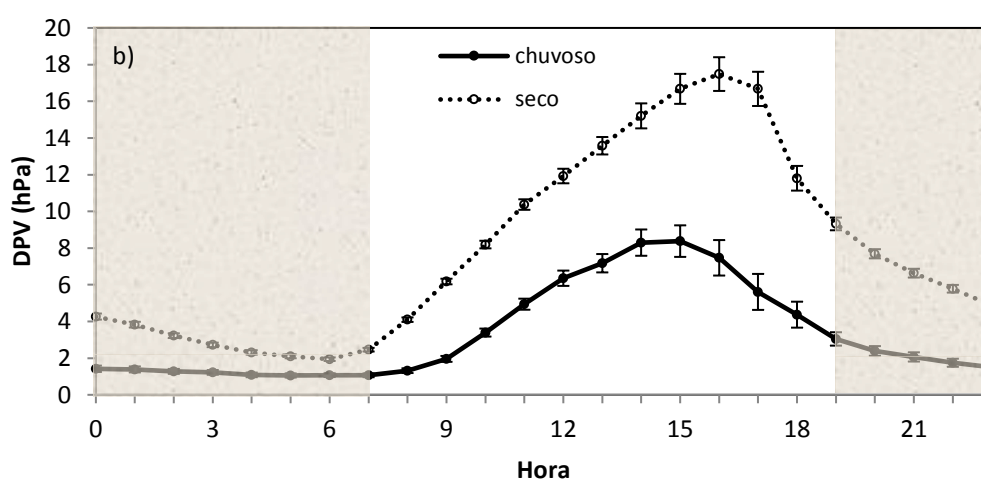
A amplitude média do gradiente vertical de temperatura ( $T_{água} - T_{ar}$ ) na interface baía-atmosfera durante o mês chuvoso foi 2,6 °C e 4,7 °C no mês seco. A

amplitude térmica entre  $[T_{\text{água}} - T_{\text{ar}}]$  durante o mês seco 45,0% superior ao observado no mês chuvoso. Essa diferença, entre os períodos, pode ser explicada pela maior perda de calor pela água da baía de Caxiuanã durante o período seco, período este que tem menor cobertura de nuvens e menor volume de precipitação (Figura 3b).

O ciclo diurno médio diário do déficit de pressão de vapor d'água (*DPV*) sobre a baía de Caxiuanã para o mês chuvoso e seco de 2014 apresentou um padrão sazonal com os valores mínimos e máximos sendo observados no mês chuvoso e seco, respectivamente. Avaliando o ciclo diurno, verificou-se que o *DPV* está em fase com a  $T_{\text{ar}}$  e a  $T_{\text{água}}$ , ou seja, com seus valores aumentando a partir das 07h e passa a decrescer a partir das 15h no mês chuvoso, e 16h no mês seco. O *DPV* no mês seco se mostrou sempre superior, em todas as horas do dia, ao observado no mês chuvoso, indicando que a atmosfera esteve mais seca neste período (Figura 8).

Os valores extremos do *DPV* no mês chuvoso foram 1,1 hPa e 8,4 hPa. Por outro lado, durante o mês seco os valores mínimo e máximo do *DPV* foram 2,1 hPa e 17,5 hPa. O *DPV* médio no mês chuvoso foi 3,3 hPa no mês chuvoso e 7,9 hPa no mês seco. Os resultados encontrados reforçam a distinção entre os períodos chuvoso e seco, e resulta de uma combinação de fatores físicos como a temperatura do ar e da água, velocidade do vento e do saldo de energia no sistema.

Figura 8 - Ciclo diurno médio horário do déficit de pressão de vapor d'água (*DPV*) sobre a baía de Caxiuanã para um mês chuvoso (fevereiro) e um mês seco (outubro) de 2014. O período noturno é representado com o fundo cinza, as barras de erro correspondem ao desvio padrão.



Fonte: O Autor.

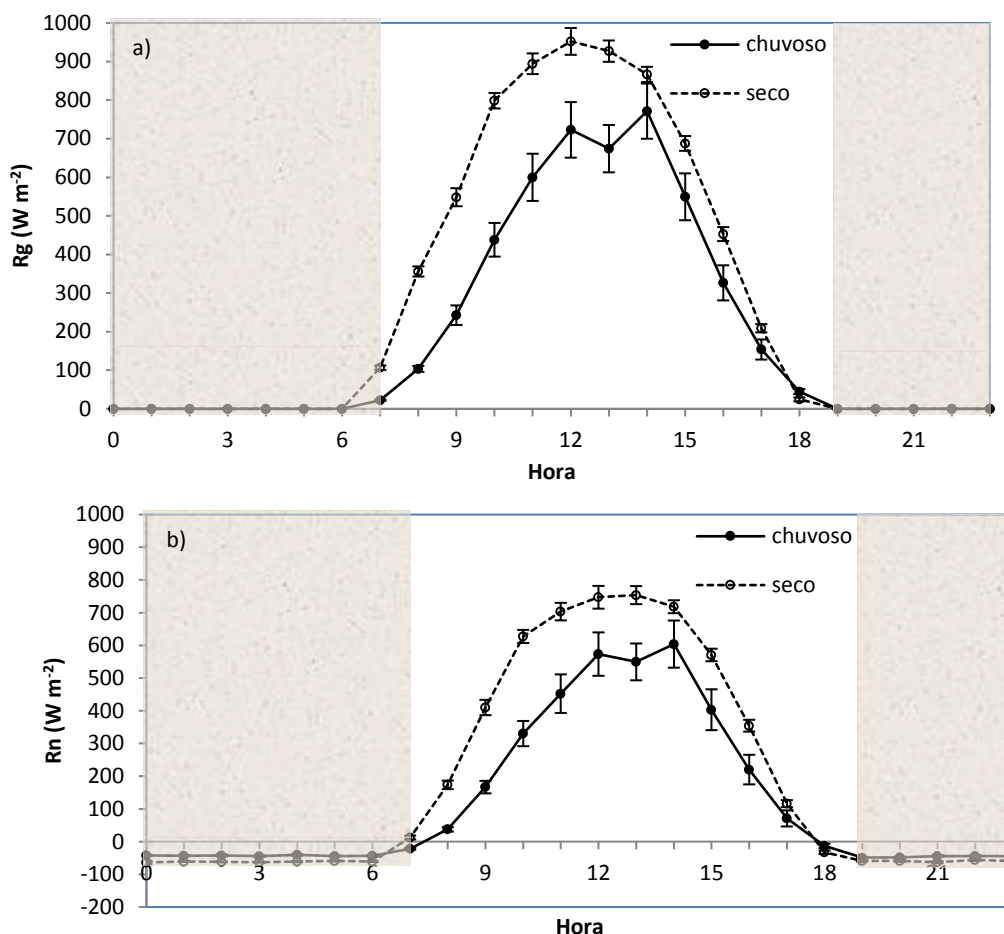
#### 4.3.4. Análise do ciclo horário da radiação solar global ( $R_g$ ), do saldo de energia ( $R_n$ ), do fluxo de calor sensível ( $H$ ), do fluxo de calor latente ( $Le$ ) e do calor armazenado na baía de Caxiuanã para um mês chuvoso e um mês seco de 2014

O comportamento médio horário da radiação solar global ( $R_g$ ) e do saldo de energia ( $R_n$ ), sobre a baía de Caxiuanã durante os meses de fevereiro (chuvoso) e outubro (seco) de 2014, mostra um ciclo sazonal com os menores e maiores valores de  $R_g$  e  $R_n$  sendo observados no mês chuvoso e seco, respectivamente (Figuras 9a, 9b). O  $R_g$  é nulo, como esperado, no período noturno e passa a aumentar a partir do nascer do sol (Figura 9a), alcançando seu valor máximo as 14h no mês chuvoso ( $771,5 \text{ W m}^{-2}$ ) e as 12h no mês seco ( $952,2 \text{ W m}^{-2}$ ). O  $R_g$  médio para o mês chuvoso foi  $387,5 \text{ W m}^{-2}$ , enquanto no mês seco o  $R_g$  médio observado foi de  $568,6 \text{ W m}^{-2}$ . Portanto, observa-se que entre o mês chuvoso e o mês seco houve um aumento de 32,0% da incidência de irradiância solar global. O aumento do  $R_g$  durante o mês seco resulta do fato de a atmosfera, sobre a baía de Caxiuanã, encontrar-se com menor fração de nuvens neste período o que proporciona uma maior incidência de energia na superfície.

O saldo de energia ( $R_n$ ) esta em fase com o comportamento observado do  $R_g$ , ou seja, com os valores negativos ocorrendo no período noturno e os maiores valores no período diurno (Figura 9b). Durante o mês chuvoso o  $R_n$  horário variou de um valor mínimo de  $-48,7 \text{ W m}^{-2}$  a um valor máximo de  $604,0 \text{ W m}^{-2}$  (Figura 9b). Os valores extremos do  $R_n$  no mês seco foram  $-63,6 \text{ W m}^{-2}$  e  $766,1 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente. Em ambos os meses, estudado, os valores mínimo e máximo do  $R_n$  foram registrados no período noturno e diurno, respectivamente. O  $R_n$  médio para o mês chuvoso foi  $118,5 \text{ W m}^{-2}$ , durante o mês seco o  $R_n$  médio foi  $184,6 \text{ W m}^{-2}$ , um acréscimo de 36,0% de energia disponível, neste mês, para os processos físicos e biológicos na interface baía-atmosfera (Tabela 2).

O  $R_n$  médio para o mês chuvoso encontrado neste estudo foi inferior ao observado por Souza Filho *et al.* (2006). Isto pode indicar que a atmosfera sobre a baía contém mais vapor d'água e maior cobertura de nuvens no período chuvoso, do que sobre a floresta.

Figura 9 - Ciclo diurno para o mês chuvoso (fevereiro) e o mês seco (outubro) de 2014: (a) radiação solar global incidente ( $R_g$ ) e (b) saldo de energia ( $R_n$ ), sobre a baía de Caxiuana. O Período noturno é representado com fundo cinza, as barras de erro correspondem ao desvio padrão.



Fonte: O Autor.

Os fluxos médios horários de calor sensível ( $H$ ) e calor latente ( $Le$ ) na interface baía-atmosfera mostraram pouca correspondência com o comportamento diurno do  $R_n$  para os meses chuvoso e seco (Figuras 10a, 10b).

O comportamento diurno do fluxo de  $H$  apresentou uma maior variabilidade no mês seco. Comparando os meses estudados, o fluxo diurno de  $H$  é maior durante o mês seco nos horários da madrugada, permanecendo assim até as 14h. A partir desse horário os maiores valores de  $H$  foram observados durante o mês chuvoso. Os valores máximos de  $H$  ocorreram no período diurno com  $17,7 W m^{-2}$  e  $27,6 W m^{-2}$  no mês chuvoso e seco respectivamente. As amplitudes diurnas do fluxo de  $H$  foram  $8,6 W m^{-2}$  no mês chuvoso e  $22,7 W m^{-2}$  no mês seco (Figura 10a). Os valores

médios do fluxo de  $H$  foram  $13,3 \text{ W m}^{-2}$  e  $15,7 \text{ W m}^{-2}$  no mês chuvoso e seco, respectivamente (Tabela 2).

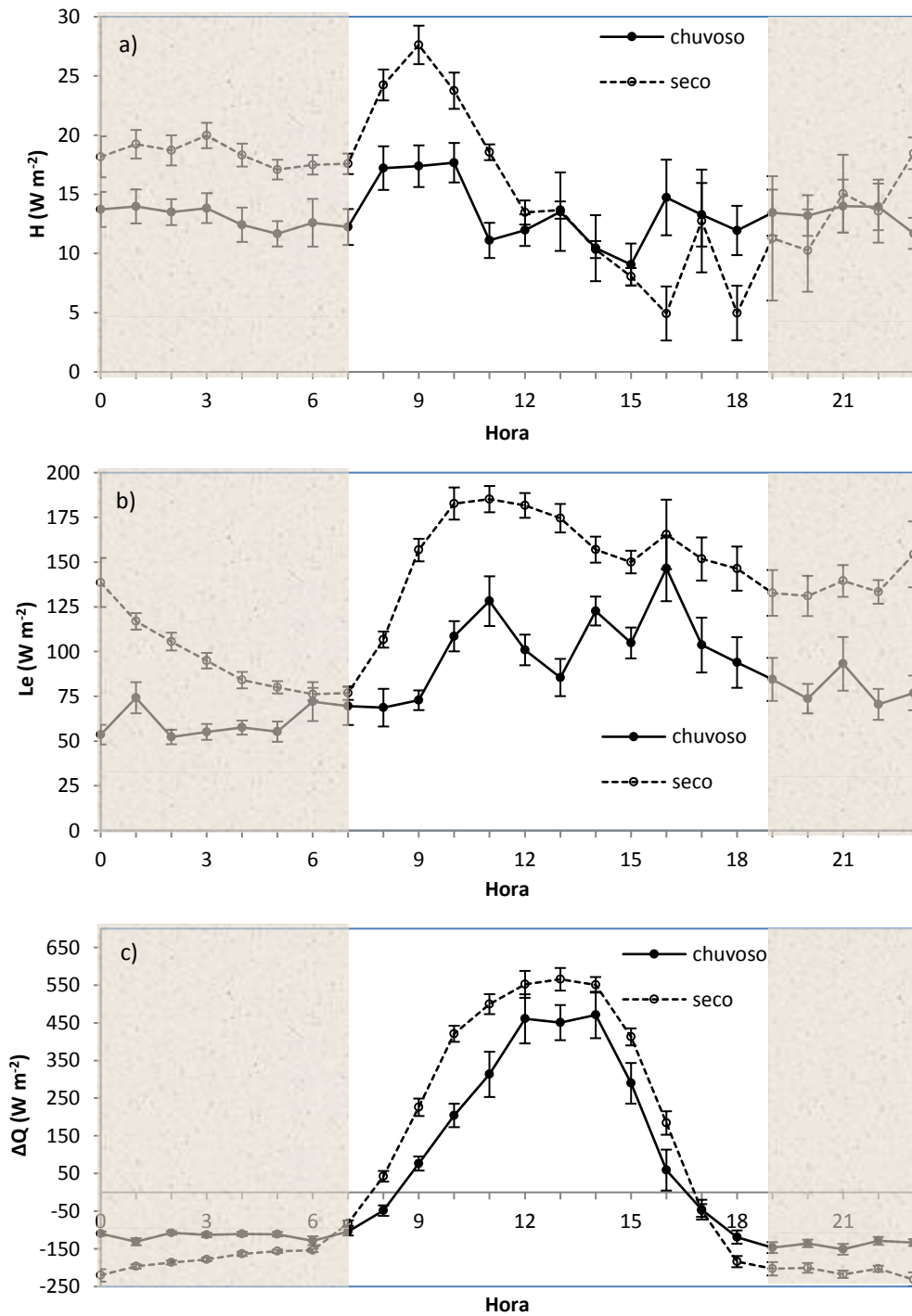
Nos meses estudados o fluxo de  $Le$  mostrou um forte ciclo diurno, onde se observa uma diminuição de  $Le$  no período noturno e um aumento no período diurno. A análise do  $Le$  médio diurno mostra que esse fluxo é superior em todos os horários do dia durante o mês seco quando comparado com o mês chuvoso. Os valores máximos diurnos de  $Le$  observados foram  $146,5 \text{ W m}^{-2}$  (16h) e  $185,2 \text{ W m}^{-2}$  (11h) no mês chuvoso e seco, respectivamente (Figura 10b). A amplitude observada do fluxo de  $Le$  foi  $94,2 \text{ W m}^{-2}$  no mês chuvoso e  $109,0 \text{ W m}^{-2}$  no mês seco. O fluxo médio de  $Le$  para os meses estudados foram  $84,4 \text{ W m}^{-2}$  e  $134,3 \text{ W m}^{-2}$  no mês chuvoso e seco, respectivamente. O que, corresponde a um aumento de 62,8% do fluxo de  $Le$  no mês seco (Tabela 2).

Esse comportamento observado no fluxo de  $Le$  se deve em função da diminuição da nebulosidade, com conseqüente redução no volume de precipitação (Figura 3a) e da energia disponível no ecossistema (Figura 9b), assim como o decréscimo do vapor d'água na atmosfera (Figura 8) neste período.

A análise do calor armazenado na baía de Caxiuanã ( $\Delta Q$ ) mostra estar acompanhando o ciclo horário do  $Rn$ . A baía se comportou como sumidouro de calor ( $\Delta Q > 0$ ) no intervalo de 08h as 16h e como fonte de calor para atmosfera ( $\Delta Q < 0$ ) entre as 17h e 07h do dia seguinte, tanto no mês chuvoso quanto no mês seco. O comportamento do  $\Delta Q$  para os meses mostrou que, a perda de calor para a atmosfera ( $\Delta Q < 0$ ) e absorção de calor pela baía ( $\Delta Q > 0$ ) foram mais pronunciadas no mês seco (Figura 10c). Os valores máximos, positivos, de  $\Delta Q$  observados foram  $470,8 \text{ W m}^{-2}$  e  $565,6 \text{ W m}^{-2}$  no mês chuvoso e seco, respectivamente. A amplitude diária do  $\Delta Q$  para o mês chuvoso foi  $319,7 \text{ W m}^{-2}$ , e  $334,0 \text{ W m}^{-2}$  durante o mês seco.

A análise da partição do  $Rn$  para o processo de aquecimento da atmosfera ( $H/Rn$ ) mostrou que essa partição durante o mês chuvoso foi 2,7% maior ao observado no mês seco. A fração evaporativa ( $Le/Rn$ ) foi ligeiramente maior (1,6%) no mês seco. A partição do saldo de energia para aquecer a água da baía ( $\Delta Q/Rn$ ) foi 17,6% no mês chuvoso e 18,7% no mês seco, o que representa um acréscimo de 2,7%, entre os períodos (Tabela 2). Os resultados mostram que a energia disponível para a evaporação e aquecimento da água da baía estão em fase com o  $Rn$ .

Figura 10 - Ciclo diurno horário para o mês chuvoso (fevereiro) e o mês seco (outubro) de 2014: (a) fluxo de calor sensível ( $H$ ), (b) fluxo de calor latente ( $Le$ ) e (c) calor armazenado na baía ( $\Delta Q$ ). O período noturno é representado com o fundo cinza, as barras de erro correspondem ao desvio padrão.



Fonte: O Autor.

Tabela 2 - Valores médios do saldo de energia ( $Rn$ ), fluxo de calor sensível ( $H$ ), fluxo de calor latente ( $Le$ ) e da energia disponível para aquecer a baía de Caxiuanã ( $\Delta Q$ ), para os períodos estudados.

<i>Mês</i>	$Rn$ (W m <sup>-2</sup> )	$H$ (W m <sup>-2</sup> )	$Le$ (W m <sup>-2</sup> )	$\Delta Q$ (W m <sup>-2</sup> )	$(H/Rn)$ (%)	$(Le/Rn)$ (%)	$(\Delta Q/Rn)$ (%)
Chuvoso	118,5	13,3	84,4	20,9	11,2	71,2	17,6
Seco	184,6	15,7	134,3	34,6	8,5	72,8	18,7

Fonte: O Autor.

Os fluxos de  $H$  e  $Le$  são afetados pela estabilidade atmosférica, especialmente para grandes lagos. Esses efeitos foram investigados por Verburg e Antenucci (2010), sobre o lago Tanganyika na África Oriental. Os autores verificaram que a atmosfera sobre o lago foi quase sempre instável. Essa instabilidade é causada por um forte gradiente positivo de temperatura associado à baixa umidade, o que intensifica a troca de calor e vapor d'água da superfície do lago para atmosfera. Essa persistência na instabilidade atmosférica resultou em um aumento de 13 e 18,0 % da perda anual média dos fluxos de calor sensível e latente, respectivamente.

Liu *et al.* (2012), estudaram os controles físicos sobre os fluxos de energia no reservatório Ross Barnett (Mississippi), durante o ano de 2008 utilizando o método de correlação de vórtices ( $MCV$ ). Do total de energia disponível, 81,0% foi destinado para o processo de evaporação (fluxo de calor latente) e o restante para o aquecimento da atmosfera (fluxo de calor sensível). Durante o período noturno o fluxo de calor sensível foi quase o dobro do observado durante o período diurno.

Li *et al.* (2015), investigaram o balanço de radiação e os fluxos de energia sobre o lago Ngoring, no Planalto Tibetano durante os meses em que a superfície do lago estava descongelada para os anos 2011 e 2012. O gradiente positivo de temperatura entre a superfície do lago e a atmosfera resultou em uma camada limite atmosférica instável durante todo o período estudado. Resultando em fluxos positivos de calor sensível e latente.

Aguiar *et al.* (2006), realizaram um estudo da variabilidade sazonal e do ciclo diurno dos fluxos de calor sensível, latente e  $CO_2$  na Reserva biológica do Rio-Jaru, em Ji-Paraná (Rondônia). Os autores encontraram uma redução de 19,6 % do fluxo de calor latente na estação seca e o fluxo de calor sensível apresentou variação sazonal inversa à variação do fluxo de calor latente.

#### 4.3.5. Análise do ciclo horário da concentração e do fluxo de $\text{CO}_2$ sobre a baía de Caxiuanã para um mês chuvoso e um mês seco de 2014

A análise do comportamento médio horário da concentração de  $\text{CO}_2$  atmosférico ( $\rho\text{CO}_2$ ), sobre a baía de Caxiuanã para o mês de fevereiro (chuvoso) e outubro (seco) durante o ano de 2014, mostra um ciclo diurno onde a  $\rho\text{CO}_2$  é maior durante o período noturno e passa a decrescer durante o período diurno. Essa diferença na concentração é devido à maior intensidade do vento e a fotossíntese realizada pelas algas dentro da coluna de água durante o período diurno (Figura 11a). Comportamento semelhante foi observado por outros autores (VALE *et al.*, 2017; KEMENES *et al.*, 2011).

Vale *et al.* (2017), investigou o ciclo diurno da concentração e o fluxo de  $\text{CO}_2$  sobre o reservatório da Usina Hidrelétrica de Balbina através de uma câmara flutuante. Os autores determinaram que durante o período noturno, o resfriamento radiativo à superfície produz uma camada atmosférica estável que resulta em diminuição da mistura e, conseqüentemente, ao aumento da  $\rho\text{CO}_2$  sobre a superfície do lago. Outra evidência que pode explicar o aumento da  $\rho\text{CO}_2$  é a atuação da brisa terrestre, que é rica em  $\text{CO}_2$  devido a respiração da floresta neste período.

A análise da  $\rho\text{CO}_2$  entre o mês chuvoso e seco mostrou que a atmosfera sobre a baía de Caxiuanã contém mais  $\text{CO}_2$  durante o mês seco, em todos os horários do dia. Durante o mês chuvoso os valores extremos da  $\rho\text{CO}_2$  foram 608,4  $\text{mg m}^{-3}$  (16h) e 707,6  $\text{mg m}^{-3}$  (08h). Para o mês seco o valor mínimo e máximo foi 665,3  $\text{mg m}^{-3}$  (16h) e 738,7  $\text{mg m}^{-3}$  (07h), respectivamente (Figura 11a). O valor médio da  $\rho\text{CO}_2$  foi 644,2  $\text{mg m}^{-3}$  no mês chuvoso e 704,3  $\text{mg m}^{-3}$  no mês seco (Tabela 3).

No período noturno, do mês seco, quando se observa uma maior perda de calor pela água da baía (Figuras 10a, 10c), o  $\rho\text{CO}_2$  atmosférico aumenta (Figura 11a) diminuindo o  $\text{FCO}_2$  (Figura 11b), o que está de acordo com os resultados encontrados por Rasera *et al.* (2013).

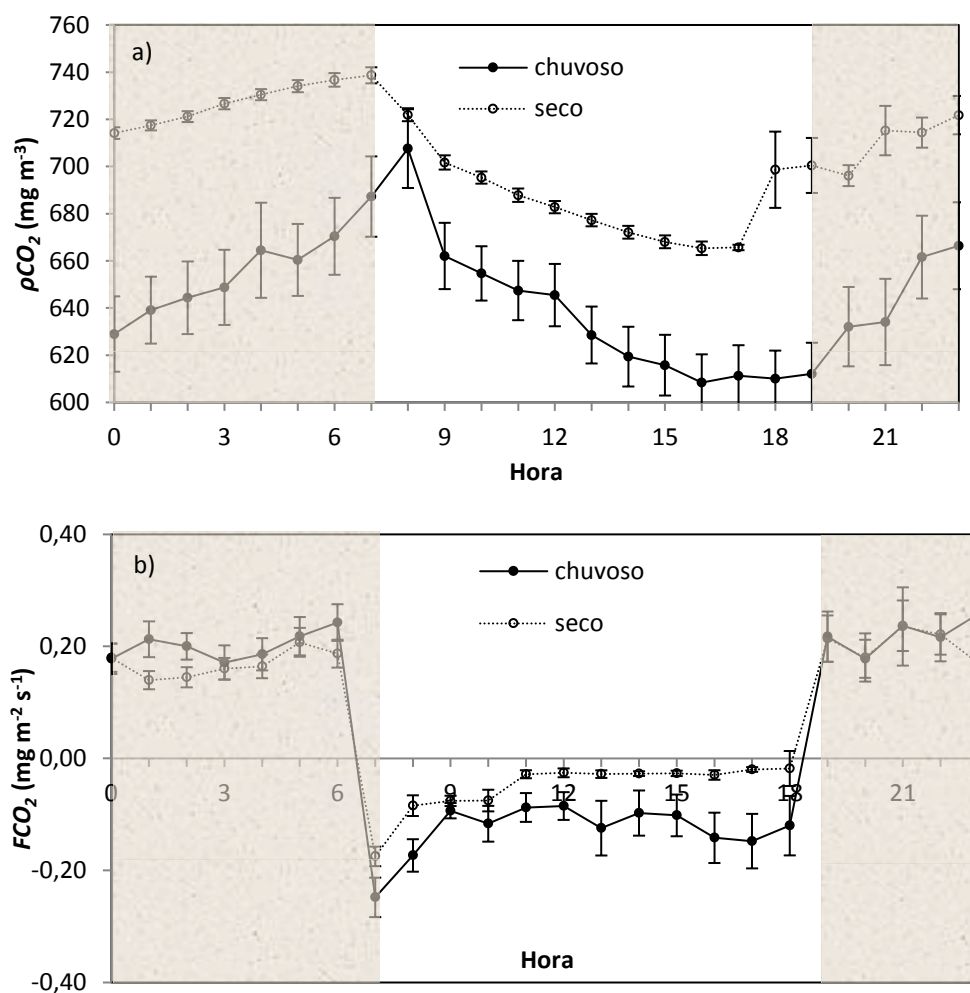
O  $\text{FCO}_2$  no mês chuvoso e seco na interface baía de Caxiuanã-atmosfera é bastante variável, mas é evidente que nos horários noturnos a baía funciona como fonte de  $\text{CO}_2$  e nos horários diurnos atua como sumidouro de  $\text{CO}_2$ , em ambos os meses estudados, é provável que este comportamento seja resultado da fotossíntese realizada pela vegetação aquática que ocorre na baía (Figura 11b). Os valores extremos do  $\text{FCO}_2$  durante o mês chuvoso foram -0,25  $\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$  e 0,26  $\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Para o mês seco os



valores extremos de  $FCO_2$  foram  $-0,17 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  e  $0,24 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ . Os  $FCO_2$  médios para os períodos foi  $0,04 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  no mês chuvoso e  $0,07 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  no mês seco (Tabela 3).

Durante os horários noturnos a predominância do vento se dá no sentido floresta baía, brisa lacustre (noturna), tanto no mês chuvoso como no mês seco conforme discutido nas Figuras 5b-d. Isto pode estar transportando  $CO_2$  da floresta para a baía e contribuindo para altos valores da  $\rho CO_2$  e do  $FCO_2$  observados.

Figura 11 - Ciclo diurno médio horário da  $\rho CO_2$  atmosférico e do  $FCO_2$  sobre a baía de Caxiuanã para o mês chuvoso (fevereiro) e o mês seco (outubro) de 2014. O período noturno é representado com o fundo cinza, as barras de erro correspondem ao desvio padrão.



Fonte: O Autor.

Tabela 3 - Valores médios da cota da baía, direção ( $d$ ), velocidade do vento ( $U$ ), temperatura da água ( $T_{\text{água}}$ ), gradiente de temperatura ( $T_{\text{água}} - T_{\text{ar}}$ ),  $\rho\text{CO}_2$  atmosférico e  $\text{FCO}_2$ .

<i>Período</i>	<i>cota</i> ( <i>cm</i> )	<i>d</i> ( $^{\circ}$ )	<i>U</i> ( $m\ s^{-1}$ )	<i>T<sub>água</sub></i> ( $^{\circ}\text{C}$ )	<i>T<sub>água</sub> - T<sub>ar</sub></i> ( $^{\circ}\text{C}$ )	$\rho\text{CO}_2$ ( $mg\ m^{-3}$ )	<i>FCO<sub>2</sub></i> ( $mg\ m^{-2}\ s^{-1}$ )
chuvoso	206	25	2,3	29,3	3,3	644,2	0,04
seco	184	46	2,9	31,2	3,2	704,3	0,07

Fonte: O Autor.

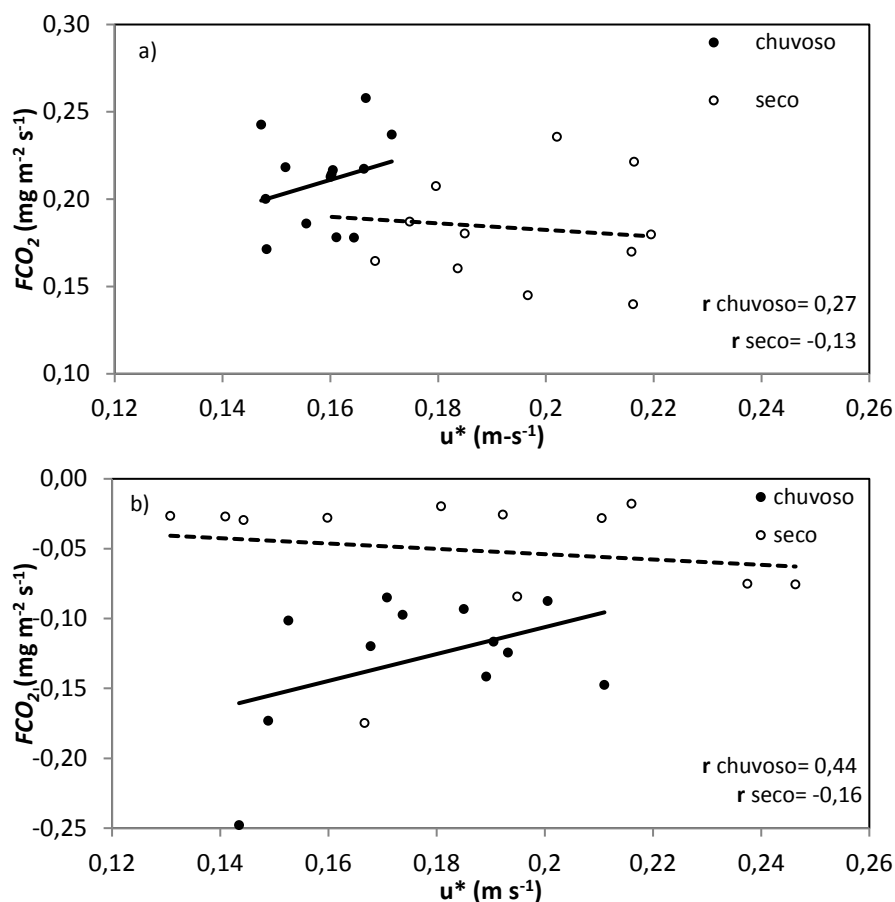
O ciclo sazonal da  $\rho\text{CO}_2$  atmosférico e  $\text{FCO}_2$  encontrado neste trabalho estão de acordo com o estudo de Rasera *et al.* (2013), que avaliaram a concentração e o fluxo de  $\text{CO}_2$  em sete rios na Amazônia sendo seis desses rios sem influência de maré ( Negro, Solimões, Teles Pires, Cristalino, Araguaia e Javaés) e um com influencia de maré (rio Caxiuanã). Os autores observaram que a sazonalidade da concentração e do fluxo de  $\text{CO}_2$  foi positiva e modulada pela descarga (período de cheia de seca).

As emissões de  $\text{CO}_2$  pela baía de Caxiuanã ( $\text{FCO}_2 > 0$ ) para o mês chuvoso (fevereiro) e o mês seco (outubro) foram 21,2 T  $\text{CO}_2$  e 23,8 T  $\text{CO}_2$ , respectivamente. Por outro lado, o sequestro de  $\text{CO}_2$  ( $\text{FCO}_2 < 0$ ) pela baía de Caxiuanã foi -10,5 T  $\text{CO}_2$  e -7,2 T  $\text{CO}_2$  no mês chuvoso e no mês seco, respectivamente. Estes resultados mostram que a baía de Caxiuanã funciona como fonte de  $\text{CO}_2$  tanto no mês chuvoso como no mês seco.

Para analisar a possível dependência do  $\text{FCO}_2$  de variáveis atmosféricas, no período noturno e diurno, foi realizada a correlação do  $\text{FCO}_2$  com as seguintes variáveis; velocidade de fricção ( $u^*$ ), gradiente vertical de temperatura ( $T_{\text{água}} - T_{\text{ar}}$ ) e o fluxo de  $Le$ .

A correlação entre os dados o  $\text{FCO}_2$  e o  $u^*$  foi positiva, e fraca, no período noturno ( $r = 0,27$ ) e diurno ( $r = 0,44$ ) para o mês chuvoso (Figura 12a). Por outro lado, essa correlação para o mês seco foi negativa, e fraca, tanto no período noturno ( $r = -0,13$ ) quanto no período diurno ( $r = -0,16$ ) (Figura 12b). A relação entre o  $\text{FCO}_2$  e o  $u^*$  durante o mês chuvoso sugere que o aumento de  $u^*$  é um fator que favorece a evasão e o sequestro de  $\text{CO}_2$  pela baía no período noturno e diurno. Durante o mês seco, esse comportamento se inverte, ou seja, o aumento de  $u^*$  reduz a evasão e o sequestro de  $\text{CO}_2$  pela baía, tanto no período chuvoso quanto no período seco.

Figura 12 - Relação entre o  $FCO_2$  e o  $u^*$  para o mês de fevereiro (chuvoso) e o mês de outubro (seco) de 2014: (a) período noturno e (b) período diurno.



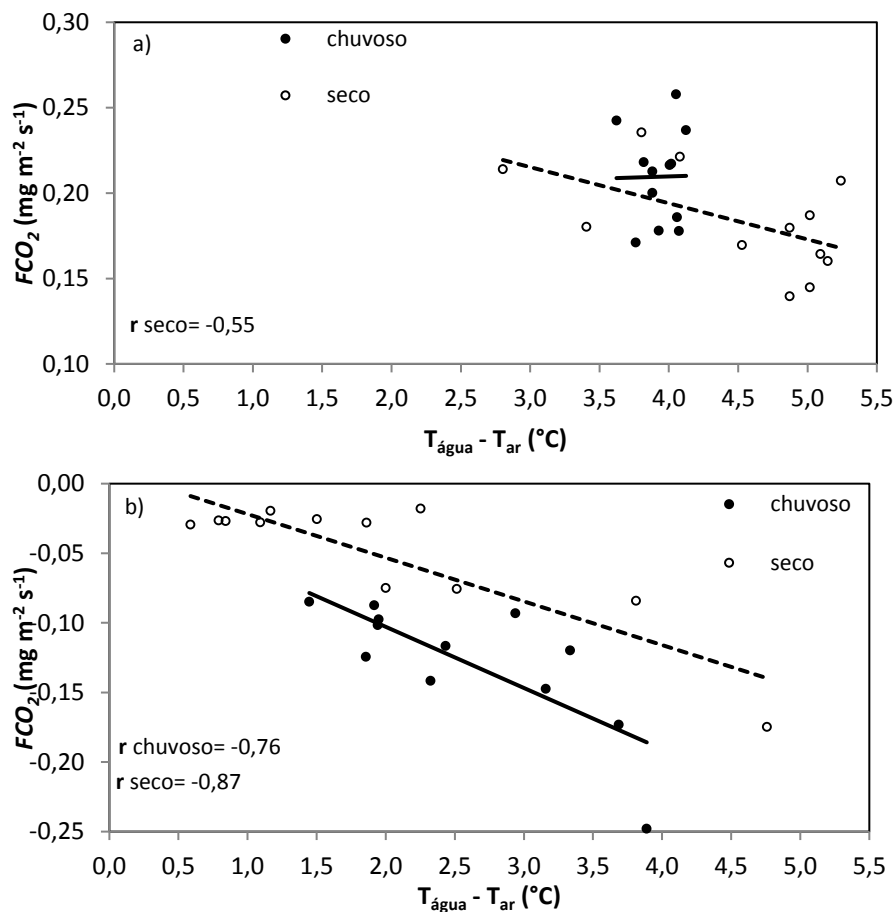
Fonte: O Autor.

Esta relação encontrada entre o  $FCO_2$  e o  $u^*$  está de acordo com o determinado por Freire (2018), que investigou o fluxo de  $CO_2$  em um ecossistema de manguezal na costa norte da Amazônia brasileira, durante os períodos chuvoso e seco. O autor determinou que o aumento de  $u^*$  nos períodos é um fator que contribui para a evasão e sequestro de  $CO_2$  pelo ecossistema de mangue.

A correlação encontrada entre o  $FCO_2$  e o gradiente de temperatura ( $T_{\text{água}} - T_{\text{ar}}$ ), para os períodos noturno e diurno, foi negativa no mês chuvoso e seco, com exceção do período noturno para o mês chuvoso, onde não foi observado correlação (Figuras 13a, 13b). As correlações entre  $FCO_2$  e o gradiente de  $T_{\text{água}} - T_{\text{ar}}$  foram significativas, e fortes. No período diurno do mês chuvoso o coeficiente de correlação encontrado foi -0,76 e no mês seco o coeficiente encontrado foi -0,87. Estes resultados mostram que a medida que o  $T_{\text{água}} - T_{\text{ar}}$  aumenta, reduz tanto a evasão quanto o sequestro de  $CO_2$  pelo ecossistema aquático.

Rasera *et al.* (2013), avaliaram a concentração e o fluxo de  $\text{CO}_2$  medidos com uma câmara flutuante em sete rios na Amazônia. Os autores encontraram que no Rio Negro o  $\text{FCO}_2$  no período noturno esteve correlacionado positivamente com o  $T_{\text{água}} - T_{\text{ar}}$  e negativamente com o período diurno, como encontrado neste estudo.

Figura 13 - Relação entre o  $\text{FCO}_2$  e o gradiente de temperatura na interface baía-atmosfera ( $T_{\text{água}} - T_{\text{ar}}$ ) para o mês de fevereiro (chuvoso) e outubro (seco) de 2014: (a) período noturno e (b) período diurno.

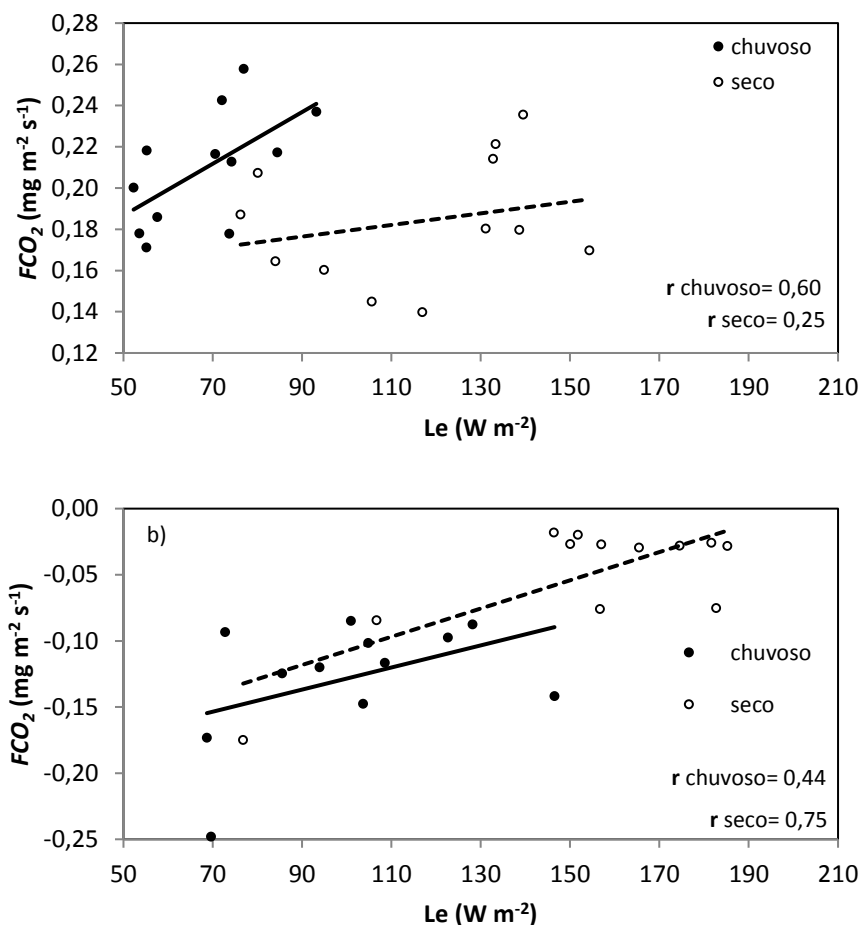


Fonte: O Autor.

A relação encontrada entre os fluxos de  $\text{FCO}_2$  e  $Le$  foi positiva no período noturno e diurno, no mês chuvoso (fevereiro) e no mês seco (outubro). Observou-se uma correlação moderada entre o  $\text{FCO}_2$  e o  $Le$  no período noturno do mês chuvoso ( $r = 0,60$ ) e correlação fraca no mês seco ( $r = 0,25$ ). No período diurno a correlação encontrada entre o  $\text{FCO}_2$  e  $Le$  foi fraca no mês chuvoso ( $r = 0,44$ ) no mês seco a relação encontrada foi forte ( $r = 0,75$ ). Os resultados encontrados indicam que o

tanto a evasão, quanto o sequestro de  $\text{CO}_2$  pela baía de Caxiuanã aumentam com o aumento de  $Le$ .

Figura 14 - Relação entre o fluxo de  $FCO_2$  e  $Le$  para o mês de fevereiro (chuvoso) e outubro (seco) de 2014: (a) período noturno e (b) período diurno.



Fonte: O Autor.

#### 4.4. Conclusão

O volume de precipitação nos períodos estudados ficou acima da média no mês chuvoso e abaixo da média no mês seco. O gradiente vertical de temperatura na interface baía-atmosfera apresentou os maiores valores no período noturno, indicando que a baía de Caxiuanã funciona como uma fonte de calor para a atmosfera.

Os resultados sugerem que o comportamento diurno dos fluxos de calor sensível ( $H$ ), calor latente ( $Le$ ) e da energia disponível para aquecer a água ( $\Delta Q$ ) no período chuvoso e seco são fortemente dependentes do saldo de energia e do  $DPV$ .

Este estudo demonstrou a atuação do sistema de brisa lacustre, diurna e noturna, sobre a baía de Caxiuanã sendo que as maiores velocidades do vento no período diurno proporcionaram uma maior mistura na interface baía-atmosfera.

Durante os horários noturnos a predominância do vento se dá no sentido floresta baía, brisa lacustre (noturna), tanto no mês chuvoso como no mês seco. Estes resultados mostram que a brisa noturna pode estar transportando  $CO_2$  da floresta para a baía e contribuindo para altos valores da  $\rho CO_2$  e do  $FCO_2$  observados sobre a baía.

Este estudo demonstrou que o ciclo sazonal do fluxo de  $CO_2$ , está fortemente associado ao ciclo da  $\rho CO_2$  atmosférico que por sua vez, encontra-se em fase como o período chuvoso e seco da região.

Estes resultados mostram que a baía de Caxiuanã funciona como fonte de  $CO_2$  tanto no mês chuvoso como no mês seco.

O ciclo diurno do  $FCO_2$  mostrou que a baía atua como fonte de  $CO_2$  no período noturno e como sumidouro no período diurno devido à fotossíntese realizada pela vegetação aquática, tanto no período chuvoso quanto no período seco. Os resultados sugerem que o  $FCO_2$  tem dependência de fatores físicos como o saldo de energia, fluxo de calor latente, velocidade e direção do vento, gradiente de temperatura na interface baía-atmosfera que afetam a solubilidade do  $CO_2$ . Desta forma, modelos de troca gasosa na bacia Amazônica precisam levar em conta esses fatores.

## REFERÊNCIAS

AUFDENKAMPE, A. K.; MAYORGA, E.; RAYMOND, P. A.; MELACK, J. M.; DONEY, S. C.; ALIN, S. R.; AALTO, R. E.; YOO, K. 2011. Riverine coupling of biogeochemical cycles between land, oceans, and atmosphere. **Frontiers in Ecology Environment**. v. 9, 53–60.

BEHLING, H.; da COSTA, M.L. 2000. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, Eastern Amazon Basin. **Quaternary Research**, 53(3), 369-377. <http://doi.org/10.1006/qres.1999.2117>.

BENONE, N.L.; JUEN, L.; MONTAG, L.F.A. 2012. Efeitos do espaço e do ambiente sobre assembléias de peixes de igarapés da Amazônia oriental. 41p. Departamento de Biologia Geral, Instituto de Ciências Biológicas Universidade Federal do Pará.

BORGES, A. V.; DARCHAMBEAU, F.; TEODORU, C. R.; MARWICK, T. R.; TAMOOH, F.; GEERAERT, N.; OMENGO, F. O.; GUÉRIN, F.; LAMBERT, T.; MORANA, C. 2015. Globally significant greenhouse-gas emissions from African inland waters. **Nature Geoscience**. v. 8, 637–642.

COLE, J. J.; PRAIRIE, Y. T.; CARACO, N. F.; McDOWELL, W. H.; TRANVIK, L. J.; STRIEGL, R. G.; DUARTE, C. M.; KORTELAINEN, P.; DOWNING, J. A.; MIDDELBURG, J. J.; MELACK, J. 2007. Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. **Ecosystems**. v. 10, 171–184, 2007.

COSTA, M. L.; KERN, D.C.; BEHLING, H.; BORGES, M.S. 2002. Geologia, In: Lisboa P. L. B. (Org.). **Caxiuanã: Populações Tradicionais, Meio Físico e Diversidade Biológica**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2002, p. 179-205.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitation distribution over Central and Western tropical South America. **Climanálise**, São José dos Campos, jun. 1990. v. 5, p. 36-44.

FREIRE, A. S. C. Análise dos fluxos turbulentos de CO<sub>2</sub> e energia associada a percepção dos serviços ecossistêmicos em um manguezal amazônico. **Tese** (Doutoramento em Ciências Ambientais), Universidade Federal do Pará, p. 147. 2018.

GERMANO, M. F. et al. Analysis of the breeze circulations in Eastern Amazon : an observational study. **Atmospheric Science Letters**. v. 75, n. January, p. 67–75, 2017.

HENDERSON-SELLERS, B. 1986. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling. **Reviews Geophysics**. v. 24, 625–649, doi:10.1029/RG024i003p00625.

IRION G.; MÜLLER J.; MORAIS J.O.; KEIM G.; De MELLO J.N.; JUNK, W.J. 2009. The impact of Quaternary sea level changes on the evolution of the Amazonian lowland. **Hydrological Processes**. .v. 23, 3168-3172.

LEE, X.; MASSMAN, W.; LAW, B. **Handbook of Micrometeorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2004. 250 p.

LI, Z.; LYU, S.; AO, Y., WEN, L.; ZHAO, L.; WANG, S. 2015. Long-term energy flux and radiation balance observations over Lake Ngoring, Tibetan Plateau. **Atmospheric Research**. v.155, 13-25. Disponível em : <<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.11.019>>. Acesso em: 23/12/2017.

LIU, H.; ZKANG, Q.; DOWLER, G. 2012. Environmental controls on the Surface Energy Budget over a large southern inland water in the United States: An analysis of one-year Eddy Covariance flux data. **Journal of Hydrometeorology**. 1893-1910, doi: 10.1175/JHM-D-12-020.1.

MONCRIEFF, J.; VALENTINI, R.; GRECO, S.; GUENTHER, S.; CICCIOLI, P. 1997. Trace gas exchange over terrestrial ecosystems: Methods and perspectives in micrometeorology. **Experimental Botany**, p. 1113–1142.

MONTAG, L. F. A.; BARTHEM, R. B. Estratégias de conservação em comunidade de peixes da baía 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: MPRG, 2003. 1 CD-ROM.

MORAES, J. C.; COSTA, J. de P. R.; ROCHA, E. J. P.; SILVA, I. M. O. Estudos hidrometeorológicos na bacia do rio Caxiuanã. In: Lisboa, P.L. B. (org). CNPQ/Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, 1997, p.85-95

RASERA, M.F.F.L.; KRUSCHE, A.V.; RICHEY, J. E.; BALLESTER, M. V. R., VICTÓRIA, L. R. 2013. Spatial and temporal variability of pCO<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub> efflux in seven Amazonian Rivers. **Biogeochemistry**. v. 112, 241-259, doi: 10.1007/s10533-013-9854-0.

RASERA, M.F.F.L.; BALLESTER, M.V.R.; KRUSCHE, A.V.; SALIMON, C.; MONTEBELO, L.A.; ALIN, S.R.; VICTORIA, R.L. 2008. Estimating the surface area of small rivers in the southwestern Amazon and their role in CO<sub>2</sub> outgassing. **Earth Interactions**. v.12, (6), 1-15.

RAYMOND, P. A., HARTMANN, J., LAUERWALD, R., SOBEK, S., McDONALD, C., Hoover, M., Butman, D., Striegl, R., Mayorga, E., and Humborg, C. 2013: Global carbon dioxide emissions from inland waters. **Nature**. v.503, 355–359.

ROSA, M.B.S.; FIGUEIREDO, R.O.; MARKEWITZ, D.; KRUSCHE, A.V.; COSTA, F.F.; GERHARD, P. 2017. Evasion of CO<sub>2</sub> and dissolved carbon in river waters of three small catchments in an area occupied by small family farms in the eastern Amazon. **Revista Ambiental Água**. v. 12, 556-574, doi:10.4136/ambi-agua.2040.

RICHEY, J. E., J. M. MELACK; AUFDENKAMPE, A. K.; BALLESTER, V. M.; HESS, L. H. (2002). “Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature Geoscience*. v.416: 617-620.

SOUZA FILHO, J.D.C.S.; RIBEIRO, A.; COSTA, M.H.; COHEN, J.C.P.; ROCHA, E.J.P. 2006. Variação sazonal do balanço de radiação em uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.21, n.3b, 318-330.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. Pentad precipitation climatology over Brazil and the associated atmospheric mechanisms. *Climanálise*, São José dos Campos, jan. 2003 v. 5, n.6 p. 36-44.

SIOLI, H. The Amazon and its main affluents: Hydrograph, morphology of the river courses and river types. In: SIOLI, H. **The Amazon: limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin**. Dordrecht, The Netherland: Dr. Junk Publ, 1984. WEYHENMEYER, G. A., KOSTEN, S., WALLIN, M. B., TRANVIK, L. J., JEPPESEN, E., and ROLAND, F.: Significant fraction of CO<sub>2</sub> emissions from boreal lakes derived from hydrologic inorganic carbon inputs. **Nature Geoscience**. v. 8, 933–936, 2015.



## 5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Devido a pouca disponibilidade de dados medidos dos fluxos de  $\text{CO}_2$  e energia em sistemas fluviais na bacia do rio Amazonas, decorrente da sua extensa área de drenagem, provocam grandes incertezas na estimativa dos mesmos. Para minimizar estas incertezas são necessários mais estudos que quantifiquem, mesmo que pontualmente, a variabilidade sazonal e diurna dos fluxos de  $\text{CO}_2$  e energia. Esta pesquisa realizou medidas contínuas dos fluxos através da técnica de vórtices turbulentos visando fornecer subsídios para uma melhor compreensão destas questões, dentre os quais se destacam:

- A variabilidade mensal do volume de precipitação na baía de Caxiuanã nos anos de 2013 e 2014 apresenta um claro ciclo sazonal, com os maiores valores acumulados sendo registrados nos meses chuvosos na região de estudo.

- Verificou-se que a  $T_{\text{água}}$  superficial da baía de Caxiuanã esteve sempre superior a  $T_{\text{ar}}$  no ciclo mensal e diário, com forte dependência do  $Rn$ . O gradiente vertical médio mensal ( $T_{\text{água}} - T_{\text{ar}}$ ) foi sempre superior durante o período seco da região e mostrou um bom indicador da estabilidade atmosférica, sobre a baía. A baía de Caxiuanã durante o período diurno se comportou como sumidouro de calor ( $\Delta Q > 0$ ) durante o período diurno e como fonte de calor para atmosfera ( $\Delta Q < 0$ ) durante o período noturno.

- O padrão sazonal do  $FCO_2$  na baía está diretamente relacionada a  $\rho CO_2$  atmosférico. O ecossistema aquático funciona como fonte de  $\text{CO}_2$  nos períodos chuvoso e seco na região de estudo. A variabilidade diurna do  $FCO_2$  mostra que a baía de Caxiuanã atua como fonte no período noturno e como sumidouro no período diurno. A brisa lacustre, terrestre, parece estar transportando  $\text{CO}_2$  da floresta para cima da baía de Caxiuanã no horário noturno em ambos nos períodos chuvoso e seco.

- A grande variabilidade, mensal, diária e horária, encontrada nos Fluxos de  $\text{CO}_2$  e energia evidenciam a necessidade de estudos mais extensivos com objetivos de (1) entender melhor os processos físicos que controlam estes fluxos, (2) determinar estes fluxos em diferentes ecossistemas aquáticos na Amazônia.