

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

**CONTROLES BIOFÍSICOS SOBRE A  
EVAPOTRANSPIRAÇÃO E EFICIÊNCIA DO USO DA  
ÁGUA EM ÁREA ALAGÁVEL NO NORTE DO  
PANTANAL MATO-GROSSENSE**

**JONH BILLY DA SILVA**

**PROF. DR. THIAGO RANGEL RODRIGUES**  
Orientador

**Cuiabá, MT  
JUNHO/2023**

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

**CONTROLES BIOFÍSICOS SOBRE A  
EVAPOTRANSPIRAÇÃO E EFICIÊNCIA DO USO DA  
ÁGUA EM ÁREA ALAGÁVEL NO NORTE DO  
PANTANAL MATO-GROSSENSE**

**JONH BILLY DA SILVA**

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

**PROF. DR. THIAGO RANGEL RODRIGUES**  
Orientador

**Cuiabá, MT  
JUNHO/2023**

### **Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.**

S586c Silva, Jonh Billy.

Controles biofísicos sobre a Evapotranspiração e Eficiência do Uso da Água em área alagável no Norte do Pantanal Mato-Grossense [recurso eletrônico] / Jonh Billy Silva. -- Dados eletrônicos (1 arquivo : 173 f., il. color., pdf). -- 2023.

Orientador: Thiago Rangel Rodrigues.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2023.

Modo de acesso: World Wide Web: <https://ri.ufmt.br>.

Inclui bibliografia.

1. balanço de energia. 2. condutância do dossel. 3. eficiência

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Permitida a reprodução parcial ou total, desde que citada a fonte.



**MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO**  
**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO**  
**PRÓ-REITORIA DE ENSINO DE PÓS-GRADUAÇÃO**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL**

**FOLHA DE APROVAÇÃO**

**TÍTULO: CONTROLES BIOFÍSICOS SOBRE A EVAPOTRANSPIRAÇÃO E EFICIÊNCIA DO USO DA ÁGUA EM ÁREA ALAGAVEL NO NORTE DO PANTANAL MATO-GROSSENSE**

**AUTOR: DOUTORANDO JONH BILLY DA SILVA**

Tese defendida e aprovada em **30 de JUNHO de 2023**.

**COMPOSIÇÃO DA BANCA EXAMINADORA**

**1. Prof. Dr. THIAGO RANGEL RODRIGUES** (Presidente Banca / **ORIENTADOR**)

INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DO MATO GROSSO DO SUL

**2. Prof. Dr. SÉRGIO ROBERTO DE PAULO** (Membro Interno)

INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO

**3. Profa. Dra. LUCIANA SANCHES** (Membro Interno)

INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO

**4. Prof. Dr. HAMILTON GERMANO PAVÃO** (Membro Externo)

INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DO MATO GROSSO DO SUL

**5. Prof. Dr. HIGO JOSÉ DALMAGRO** (Membro Externo)

INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE DE CUIABÁ

**CUIABÁ, 30/06/2023.**



Documento assinado eletronicamente por **MARCELO SACARDI BIUDES, Coordenador(a) de Programas de Pós-Graduação em Física Ambiental - IF/UFMT**, em 03/07/2023, às 12:42, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **SERGIO ROBERTO DE PAULO, Docente da Universidade Federal de Mato Grosso**, em 03/07/2023, às 12:50, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).

---



Documento assinado eletronicamente por **LUCIANA SANCHES, Docente da Universidade Federal de Mato Grosso**, em 03/07/2023, às 13:19, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).

---



Documento assinado eletronicamente por **Hamilton Germano Pavão, Usuário Externo**, em 04/07/2023, às 10:33, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).

---



Documento assinado eletronicamente por **Thiago Rangel Rodrigues, Usuário Externo**, em 04/07/2023, às 17:50, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).

---



Documento assinado eletronicamente por **Higo J Dalmagro, Usuário Externo**, em 04/07/2023, às 18:53, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).

---



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site [http://sei.ufmt.br/sei/controlador\\_externo.php?acao=documento\\_conferir&id\\_orgao\\_acesso\\_externo=0](http://sei.ufmt.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0), informando o código verificador **5915521** e o código CRC **1E1041AE**.

---


## DEDICATÓRIA

A minha maravilhosa mãe Erismar da Silva Mendes pelo seu grandioso exemplo de vida, amor e confiança.

A minha querida tia Erionete da Silva Mendes pela enorme ajuda ao ingresso na universidade.

## AGRADECIMENTOS

- ❖ Primeiramente, agradeço a Deus pelo dom da vida, pela saúde e pela maravilhosa família que tenho;
- ❖ A minha maravilhosa e querida mãe, Erismar da Silva Mendes pelo seu grandioso exemplo de vida, pela sua força e por nunca ter desistido ou se deixada a abater com as dificuldades da vida. Obrigado pelo apoio e amor incondicional que recebo, que me propicia alçar o voo que for necessário. Meus sucessos são e serão sempre divididos com você, que me instrumentalizaram para que eu possa chegar aonde desejo de modo seguro e amparado.
- ❖ A meu querido e amado sobrinho, Jhemes Kauann da Silva, que sempre será meu “neném” e meu maior motivo de tentar ser cada dia um ser humano melhor, para ser seu exemplo;
- ❖ A minha tia querida, Erionete da Silva Mendes, que me ajudou a mudar para Cuiabá no ano de 2012 e que sem ela não poderia ter chegado até aqui e realizado meu sonho de graduação, mestrado e doutorado;
- ❖ Ao meu orientador, Prof. Dr. Thiago Rangel Rodrigues, pela orientação, apoio e confiança que possibilitaram o desenvolvimento desta tese durante esses cinco anos;
- ❖ A Prof. Dr. Iramaia Jorge Cabral de Paulo e ao Prof. Dr. Denilton Carlos Gaio, pelos seus grandes exemplos e inspirações a se seguir, com que aprendi que o espaço acadêmico é um local de envolvimento teórico e pessoal e de que nada adianta um saber se ele não está a serviço da sociedade;
- ❖ Ao Prof. Dr. José de Souza Nogueira, pelo empenho na criação e andamento do curso, bem como, pelos conselhos, incentivo e grande inspiração;
- ❖ Aos amigos e colegas da Pós-Graduação em Física Ambiental, pelo carinho, apoio e companheirismo, em especial a Admilson Junior Leite (Dimmy), Ana Clara Alves Justi, Ana Cristina Xavier de Carvalho, Kelly Sousa Romera, Leilane Duarte Gomes, Marlus Sabino e Rayanna Costa Oliveira. Obrigado por estarem ao meu lado de modo tão amoroso e por serem os principais responsáveis por quem eu sou hoje.

- ❖ A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso por compartilharem seus conhecimentos, contribuindo para escrita desta pesquisa;
- ❖ A Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal do Ensino Superior (CAPES) pelo auxílio financeiro concedido durante toda pesquisa;
- ❖ Um agradecimento mais do que especial a todos da comunidade LGBTQIAP+  e a comunidade Negra que me proporcionaram a visão crítica da sociedade e o despertar às lutas contra a desigualdade social e a luta pela igualdade de gênero.
- ❖ E a todos aqueles que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste trabalho.

## SUMÁRIO

LISTA DE TABELAS.....	XI
LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS .....	XIII
RESUMO .....	XIV
<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 PROBLEMÁTICA.....</b>	<b>1</b>
<b>1.2 JUSTIFICATIVA.....</b>	<b>2</b>
<b>2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>5</b>
<b>2.1 PANTANAL.....</b>	<b>5</b>
<b>2.1.1 Pantanal e as Mudanças Climáticas .....</b>	<b>11</b>
<b>2.1.2 Pantanal e o Fogo .....</b>	<b>15</b>
<b>2.1.3 <i>Combretum lanceolatum</i> Pohl (Pombeiro).....</b>	<b>17</b>
<b>2.2 BALANÇO DE ENERGIA (BE) E PARTIÇÃO DE ENERGIA .....</b>	<b>19</b>
<b>2.2.1 Fechamento do Balanço de Energia (FBE).....</b>	<b>23</b>
<b>2.3 EVAPOTRANSPIRAÇÃO.....</b>	<b>25</b>
<b>2.4 COVARIÂNCIA DE VÓRTICES TURBULENTOS (EDDY COVARIANCE - EC).....</b>	<b>28</b>
<b>2.5 CONDUTÂNCIA DO DOSSEL (<math>G_c</math>), COEFICIENTE DE DESACOPLAMENTO (<math>\Omega</math>) E COEFICIENTE DE PRIESTLEY TAYLOR (<math>\alpha</math>)</b>	<b>31</b>
<b>2.6 FLUXOS E BALANÇO DE CARBONO .....</b>	<b>33</b>
<b>2.7 EFICIÊNCIA NO USO DA ÁGUA (WUE).....</b>	<b>35</b>
<b>3. MATERIAL E METODOS.....</b>	<b>39</b>
<b>3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO.....</b>	<b>39</b>
<b>3.2 PROCESSAMENTO DE DADOS BRUTOS DO SISTEMA EDDY COVARIANCE, LIMPEZA E PREENCHIMENTO DAS LACUNAS DE DADOS.....</b>	<b>42</b>
<b>3.3 MEDIÇÕES MICROMETEOROLÓGICAS E DE FLUXO.....</b>	<b>44</b>
<b>3.4 MÉTODOS.....</b>	<b>46</b>
<b>3.4.1 Fechamento e partição do balanço de energia (BE) atmosférico... 46</b>	
<b>3.4.2 Controles Biofísicos na Evapotranspiração .....</b>	<b>47</b>
<b>3.4.3 Medições de refletância espectral .....</b>	<b>50</b>
<b>3.4.4 Eficiência no uso da água (WUE) .....</b>	<b>51</b>
<b>3.4.5 Análise estatística .....</b>	<b>52</b>

<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>54</b>
<b>4.1 Variações temporais na micrometeorologia, evapotranspiração e refletância do dossel .....</b>	<b>54</b>
<b>4.2 Fechamento do balanço de energia .....</b>	<b>61</b>
<b>4.3 Componentes de energia e partição de energia .....</b>	<b>67</b>
<b>4.4 Relação entre a Evapotranspiração (<i>ET</i>) e fatores ambientais .....</b>	<b>75</b>
<b>4.5 Controles biofísicos sobre a Evapotranspiração (<i>ET</i>).....</b>	<b>78</b>
<b>4.6 Eficiência do Uso da Água (<i>WUE</i>).....</b>	<b>82</b>
<b>5. CONCLUSÕES.....</b>	<b>96</b>
<b>6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>98</b>

## LISTA DE FIGURAS

<b>FIGURA 1:</b> (A) Bacia do Pantanal (cinza) no oeste tropical do Brasil, (B) Lagos conectados ao Rio Paraguai.....	6
<b>FIGURA 2:</b> Áreas inundáveis e não inundáveis do Parque Nacional do Pantanal Mato-Grossense. ....	8
<b>FIGURA 3:</b> Área de massa de água em 2008 (cinza) e em 2018 (preto).....	12
<b>FIGURA 4:</b> Área afetada por incêndios por bioma (ha) e proporção do bioma afetado por incêndios (%) - GFED/NASA, Biomas – IBGE, Análise ICV.....	16
<b>FIGURA 5:</b> (A) Pombeiro-vermelho ( <i>Combretum lanceolatum</i> ). (B) Frutos de Pombeiro-vermelho ( <i>Combretum lanceolatum</i> ).....	18
<b>FIGURA 6:</b> (A) Frutos de Pombeiro-branco ( <i>Combretum laxum</i> ). (B) Pombeiro-branco ( <i>Combretum laxum</i> ). ....	19
<b>FIGURA 7:</b> Representação esquemática do balanço de energia típico de uma superfície durante o período diurno (a) e noturno (b). ....	21
<b>FIGURA 8:</b> Balanço de energia na superfície terrestre. ....	22
<b>FIGURA 9:</b> A influência de fatores meteorológicos, hidrológicos e da vegetação e seus processos sobre a Evapotranspiração ( <i>ET</i> ).....	26
<b>FIGURA 10:</b> Esquema e imagem de uma torre de Eddy Covariance com indicação da localização da instrumentação sobre o dossel (copa), onde <i>T<sub>ar</sub></i> (temperatura do ar), <i>UR</i> (umidade relativa do ar), <i>T<sub>solo</sub></i> (temperatura do solo), <i>P<sub>pt</sub></i> (precipitação), Radiação <i>PAR</i> (radiação fotossinteticamente ativa), Radiação <i>NET</i> (radiação líquida ou fluxo líquido) e Logger (ou Data Logger é um registrador de dados). ....	29
<b>FIGURA 11:</b> Ilustração da vista de uma torre de Eddy Covariance para medição de fluxo de dióxido de carbono ( <i>CO<sub>2</sub></i> ) e vapor d'água. ....	30
<b>FIGURA 12:</b> Localização da torre de Fluxo BR-NPW (triângulo preto) e cobertura e uso do solo no Pantanal Brasileiro, Mato Grosso, Brasil. ....	39
<b>FIGURA 13:</b> Torre de Fluxo BR-NPW durante período da seca. ....	40
<b>FIGURA 14:</b> Local de estudo durante o período seco e início do período de inundação. ....	41
<b>FIGURA 15:</b> Área da pesquisa no Pantanal Mato-grossense com raster de pegada (footprint), e linhas de contorno de 10% a 90% em intervalos de 10%. ....	43
<b>FIGURA 16:</b> Torre de Fluxo BR-NPW. Bahia das Pedras – SESC Pantanal. Círculos vermelhos indicam os instrumentos micrometeorológicos. ....	44
<b>FIGURA 17:</b> Área da Torre BR-NPW com o footprint e linhas de contorno de 10% a 90%, em intervalos de 10%, e valores de EVI. (A) e (B) para os dias, 24/09/2015 e 26/09/2016, respectivamente para o período seco e (C) e (D) para as datas, 11/01/2016 e 18/03/2016, respectivamente para o período chuvoso. ....	50
<b>FIGURA 18:</b> Variações sazonais mensais da temperatura do ar ( <i>T<sub>a</sub></i> ), umidade relativa do ar ( <i>UR</i> ), precipitação ( <i>P<sub>pt</sub></i> ), nível de água ( <i>L<sub>água</sub></i> ), déficit de pressão de vapor ( <i>DPV</i> ), conteúdo volumétrico de água no solo ( <i>SWC</i> , camada de 10 cm), índice de vegetação aprimorado ( <i>EVI</i> ) e evapotranspiração ( <i>ET</i> ) entre 2014 e 2016. As	

porções sombreadas indicam o período chuvoso (meses consecutivos quando <i>precipitação</i> > 100 mm).....	57
<b>FIGURA 19:</b> Regressão ortogonal entre dados de 30 min de <i>LE + H</i> e <i>Rn</i> em (A) 2014 (N = 8688), (B) 2015 (N = 17520), (C) 2016 (N = 17568) e (D) 2014-2016 (N = 43776). Os resultados da regressão incluindo a equação de melhor ajuste e o coeficiente de determinação ( <i>R</i> <sup>2</sup> ) também são mostrados. <i>N</i> é o número de amostras incluídas na regressão.....	62
<b>FIGURA 20:</b> Variação horária anual da velocidade do vento ( <i>u</i> , <i>mms</i> – 1) e do EBR. ....	66
<b>FIGURA 21:</b> Variações sazonais dos componentes de energia, condutância aerodinâmica ( <i>Ga</i> ), condutância do dossel ( <i>Gc</i> ), coeficiente de desacoplamento ( $\Omega$ ), coeficiente Priestley-Taylor ( $\alpha$ ) e <i>EBR</i> entre 2014 e 2016. (A) Média mensal <i>Ga</i> e <i>Gc</i> ; (B) $\Omega$ e $\alpha$ médios mensais; (C) <i>EBR</i> médio mensal e radiação líquida ( <i>Rn</i> ); (D) fluxo médio mensal do calor sensível ( <i>H</i> ) e fluxo de calor latente ( <i>LE</i> ). A área sombreada em cada gráfico representa o período chuvoso, ou os meses consecutivos em que <i>Ppt</i> > 100 mm e <i>SWC</i> > 0,30 m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> . Médias <i>Ga</i> , <i>Gc</i> , $\Omega$ , $\alpha$ e <i>EBR</i> foram calculadas para o período de 08:00–16:00 horas da hora local. ..	70
<b>FIGURA 22:</b> Ciclo médio diário dos fluxos de energia no período seco (painel esquerdo) e período chuvoso (painel direito) para o ano de 2014 (A, B), 2015 (C, D) e 2016 (E, F). As barras verticais indicam o desvio padrão ( $\pm$ <i>SD</i> ). ....	72
<b>FIGURA 23:</b> Variação da média horária mês-a-mês para radiação líquida ( <i>Rn</i> ), fluxo de calor sensível ( <i>H</i> ) e fluxo de calor latente ( <i>LE</i> ) para o Pantanal Mato-grossense durante o período de estudo. ....	73
<b>FIGURA 24:</b> Relação entre evapotranspiração média ( <i>ET</i> ) e os principais controles ambientais de <i>ET</i> na BR-NPW: (A) Médias mensais de conteúdo volumétrico de água no solo ( <i>SWC</i> ), (B) médias mensais <i>SWC</i> do período chuvoso, (C) médias mensais índice de vegetação aprimorado ( <i>EVI</i> ), (D) médias mensais de déficit de pressão de vapor ( <i>DPV</i> ), (E) médias mensais de radiação líquida ( <i>Rn</i> ) e (F) médias mensais de condutância do dossel ( <i>Gc</i> ). ....	75
<b>FIGURA 25:</b> Boxplot da média mensal do coeficiente de desacoplamento ( $\Omega$ ) durante 2014 a 2016. ....	80
<b>FIGURA 26:</b> Boxplot da média mensal do coeficiente de Priestley-Taylor ( $\alpha$ ) durante 2014 a 2016 na Torre de Fluxo BR-NPW.....	81
<b>FIGURA 27:</b> Boxplot da média mensal dos dados de fluxo de CO <sub>2</sub> ( <i>NEE</i> ) (gC m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> ) na Torre de Fluxo BR-NPW.....	83
<b>FIGURA 28:</b> Boxplot da média mensal dos dados de evapotranspiração (mm dia <sup>-1</sup> ) para o período de estudo, das 08:00-16:00 horas. ....	85
<b>FIGURA 29:</b> Variação média anual de <i>WUE</i> para os anos de 2014, 2015 e 2016 para Torre de Fluxo BR-NPW. ....	86
<b>FIGURA 30:</b> Boxplot mensal de <i>WUE</i> (gC kg <sup>-1</sup> H <sub>2</sub> O dia <sup>-1</sup> ) para o período de estudo. ....	87
<b>FIGURA 31:</b> Variação horária intersazonal, período seco e chuvoso, de <i>NEE</i> , <i>ET</i> e <i>WUE</i> para os horários das 08:00 as 16:00 horas para o local de estudo.....	89

**FIGURA 32:** Variação horária sazonal de *NEE*, *ET* e *WUE* para os horários das 08:00 as 16:00 horas para o local de estudo, dos anos de 2014, 2015 e 2016. .... 90

## LISTA DE TABELAS

<b>TABELA 1:</b> Parâmetro, nome e fabricante dos equipamentos da estação de Eddy Covariance.....	46
<b>TABELA 2:</b> Classificação dos valores do coeficiente de correlação de Spearman ( $\rho$ ). .....	53
<b>Tabela 3:</b> Médias sazonais e anuais $\pm$ SD usando Bootstrap e seus intervalos de confiança da Temperatura do ar ( $Ta, ^\circ C$ ), umidade relativa do ar ( $UR, \%$ ), velocidade do vento ( $u, ms^{-1}$ ), velocidade de atrito ( $u^*, ms^{-1}$ ), déficit de pressão de vapor ( $DPV, kPa$ ), temperatura do solo ( $T_{soil}, ^\circ C$ ), conteúdo volumétrico de água no solo ( $SWC, m^3 m^{-3}$ ) nas camadas de 10 cm e 30 cm, evapotranspiração ( $ET, mm dia^{-1}$ ); precipitação total acumulada ( $Ppt, mm$ ) e evapotranspiração acumulada (total) ( $ET_{total}, mm$ ) entre 2014 e 2016 para BR-NPW.....	54
<b>TABELA 4:</b> Tabela de correlação de Spearman ( $\rho$ ) entre a Evapotranspiração( $ET$ ), e precipitação ( $Ppt$ ) temperatura do ar ( $Ta$ ), umidade relativa do ar ( $UR$ ), déficit de pressão de vapor ( $DPV$ ), temperatura do solo a 10 cm e 30 cm ( $T_{solo10cm}, T_{solo30cm}$ ) e conteúdo volumétrico de água no solo a 10 cm e 30 cm de profundidade ( $SWC10cm, SWC30cm$ ) para área arbustiva inundável no Pantanal Norte Mato-Grossense.....	60
<b>TABELA 5:</b> Valores médios dos coeficientes da regressão (angular e linear) ( $\pm$ SD) e coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de $LE + H$ contra $Rn$ . separados pelos períodos e anos estudados. Os valores da razão do balanço energético $\pm$ SD ( $EBR$ ) também estão incluídos. ....	64
<b>TABELA 6:</b> Médias sazonais e anuais ( $\pm$ SD) usando Bootstrap e seus intervalos de confiança da radiação líquida ( $Rn, W m^{-2}$ ), fluxo de calor sensível ( $H, W m^{-2}$ ), fluxo de calor latente ( $LE, W m^{-2}$ ) e partição da energia disponível em $LE$ e $H$ (%) entre 2014 e 2016. Os componentes médios de energia e as razões de partição foram calculados usando dados de fluxo de meia hora. ....	67
<b>TABELA 7:</b> Tabela de correlação de Spearman ( $\rho$ ) entre a Evapotranspiração ( $ET$ ), precipitação ( $Ppt$ ), déficit de pressão de vapor ( $DPV$ ), saldo de radiação ( $Rn$ ), fluxo de calor latente ( $H$ ), fluxo de calor sensível ( $LE$ ), conteúdo volumétrico de água no solo a 10 cm e 30 cm de profundidade ( $SWC10cm, SWC30cm$ ) para área arbustiva inundável no Pantanal Norte Mato-Grossense. ....	68
<b>TABELA 8:</b> Variações sazonais da condutância do dossel ( $Gc, m s^{-1}$ ), condutância aerodinâmica ( $Ga, m s^{-1}$ ), coeficiente de desacoplamento ( $\Omega$ ) e Priestley-Taylor ( $\alpha$ ) entre 2014 e 2016. Médias foram calculadas entre 08:00–16:00 h hora local. ....	78
<b>TABELA 9:</b> Médias ( $\pm$ SD) sazonais e anuais da Troca Líquida de Carbono do Ecossistema ( $NEE, gC m^{-2} dia^{-1}$ ), Evapotranspiração ( $ET, mm dia^{-1}$ ) e Uso e Eficiência da Água ( $WUE, gC kg^{-1} H_2O$ ) durante 2014 a 2016 na Torre de Fluxo BR-NPW nos horário das 08:00-16:00h. ....	82
<b>TABELA 10:</b> Tabela de correlação de Spearman ( $\rho$ ) entre a Eficiência do Uso da Água ( $WUE$ ), Fluxo de $CO_2$ ( $NEE$ ), evapotranspiração ( $ET$ ), precipitação ( $Ppt$ ) e	

saldo de radiação ( $R_n$ ) para área arbustiva inundável no Pantanal Norte Mato-Grossense. ....	84
<b>TABELA 11:</b> Médias anuais de $WUE$ ( $gC Kg^{-1}H_2O$ ) em diferentes tipos de vegetação.....	93

**LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS**

$T_a$  – Temperatura do ar

$UR$  – Umidade relativa do ar

$e_a$  – Pressão do vapor de água

$e_s$  – Pressão de saturação do vapor d'água atmosférico

$DPV$  – Déficit de pressão de vapor d'água

$WUE$  – Eficiência e uso da água

$NEE$  - Net Ecosystem Exchange

$R_n$  – Saldo de radiação

$LE$  – Fluxo de Calor Latente

$H$  – Fluxo de Calor Sensível

$G_c$  – Condutância do dossel

$G_a$  – Condutância aerodinâmica

$R_g$  – Radiação global incidente

$T_{solo}$  – Temperatura do solo

$R$  – Respiração

$F$  – Fotossíntese

$R^2$  – Coeficiente de determinação

$r$  – Coeficiente de correlação de Pearson

$\rho$  - Coeficiente de correlação de Spearman

## RESUMO

SILVA, J.B. **Controles biofísicos sobre a Evapotranspiração e Eficiência do Uso da Água em área alagável no Norte do Pantanal Mato-Grossense**. 173p. Tese (Doutorado em Física Ambiental) - Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2023.

O Pantanal brasileiro é a maior área úmida sazonal do mundo e desempenha um papel importante na regulação do ciclo hídrico local e global e no balanço energético. No entanto, os padrões de troca de energia são mal compreendidos, especialmente para florestas sazonalmente inundadas. Assim, o objetivo principal desta pesquisa foi avaliar a variabilidade da evapotranspiração ( $ET$ ) e os controles biofísicos sobre  $ET$  e analisar o particionamento de energia e a eficiência no uso da água ( $WUE$ ) para uma floresta sazonalmente inundado no Norte do Pantanal Mato-grossense. Foi usado o sistema Eddy Covariance para medir os fluxos de calor latente ( $LE$ ) e sensível ( $H$ ) junto aos dados micrometeorológicos e de sensoriamento remoto para avaliar a conexão entre a dinâmica da água e a fenologia. Nossos dados sugerem que 72% da radiação líquida ( $Rn$ ) foi consumida por  $LE + H$ , mesmo durante o período seco, com o fechamento do balanço energético (BE) de  $0,91 \pm 0,29$  pela fração  $EBR$ , indicando que as árvores podem acessar águas profundas quando as águas superficiais são limitantes.  $Rn$  e  $LE$  foram maiores durante o período chuvoso, 18% e 16% respectivamente. O fator de desacoplamento interanual ( $0,63 \pm 0,04$ ) e o coeficiente de Priestley-Taylor ( $\alpha$ ) interanual ( $0,86 \pm 0,21$ ), sugerem que o dossel está desacoplado da atmosfera e  $ET$  é essencialmente sensível a  $Rn$ . Os padrões de  $ET$  e déficit de pressão de vapor ( $DPV$ ) sugerem que  $ET$  foi mais dependente de  $Rn$  recebido e menos dependente do controle estomático, mas ainda exibiu forte relação com fatores bióticos, como índice de vegetação aprimorado ( $EVI$ ), que é sensível a variações sazonais no índice de área foliar e de cobertura do dossel. A eficiência do uso da água ( $WUE$ ) durante o período de estudo apresentou alta sazonalidade, com maiores valores durante o período chuvoso e média interanual de  $0,57 \pm 0,26$  ( $\text{gC kg}^{-1} \text{H}_2\text{O}$ ), com forte correlação negativa com a troca líquida de  $\text{CO}_2$  pelo ecossistema (NEE) ( $\rho = -0,934, p < 0,01$ ). Houve uma redução nos valores médios e horários de  $WUE$  ao longo dos anos, comportamento que pode ser explicado pela ocorrência de secas mais intensas que vem acontecendo pela região de todo Pantanal Mato-grossense nos

últimos anos. Esses dados indicam que as florestas sazonalmente inundadas do Pantanal Mato-grossense, são fontes consistentes de vapor d'água para a atmosfera mesmo durante a seca sazonal.

**Palavras-chave:** balanço de energia, condutância do dossel, eficiência do uso da água.

## ABSTRACT

SILVA, J.B. **Biophysical controls on Evapotranspiration and Water Use Efficiency in a wetland in the North of Mato Grosso Pantanal.** 173p. Thesis (Doctor's Degree in Environmental Physics) – Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso, Cuiabá, 2023.

The Brazilian Pantanal is the largest seasonal wetland in the world with a landscape composed of a mosaic of temporary and permanent aquatic habitats, forests, and flooded and non-flooded grasslands. However, the energy exchange patterns are not entirely understood, especially for seasonally flooded forests. Thus, the main objective of this research was to evaluate the variability of evapotranspiration ( $ET$ ) and its biophysical controls, as well as, to analyze the energy partitioning and water use efficiency ( $WUE$ ) for a seasonally flooded forest of the North of Mato Grosso Pantanal. The Eddy Covariance system was used to measure latent ( $LE$ ) and sensitive ( $H$ ) heat flows in conjunction with micrometeorological and remote sensing data to evaluate the connection between water dynamics and phenology. Our data suggest that 72% of liquid radiation ( $Rn$ ) was consumed by  $LE + H$ , even during the dry period, with the closure of the energy balance ( $BE$ ) of  $0,91 \pm 0,29$  by the  $EBR$  fraction, indicating that trees can access deep water when surface water is limited.  $Rn$  and  $LE$  were higher during the wet season, 18% and 16% respectively. The interannual decoupling factor ( $0,63 \pm 0,04$ ) and the interannual Priestley-Taylor coefficient ( $\alpha$ ) ( $0,86 \pm 0,21$ ), suggests that the canopy is decoupled from the atmosphere and  $ET$  is essentially sensitive to  $Rn$ .  $ET$  patterns and vapor pressure deficit ( $VPD$ ) suggest that  $ET$  was more dependent on incoming  $Rn$  and less dependent on stomatic control, but still exhibited a strong relationship with biotic factors, such as the enhanced vegetation index ( $EVI$ ), which is sensitive to seasonal variations in leafy area and canopy cover index. The efficiency of water use ( $WUE$ ) during the study period showed high seasonality, with higher values during the wet season and interannual average of  $0,57 \pm 0,26$  ( $\text{gC kg}^{-1} \text{H}_2\text{O}^{-1}$ ), with a strong negative correlation with the net exchange of  $\text{CO}_2$  by the ecosystem ( $NEE$ ) ( $\rho = -0,934$ ;  $p < 0,01$ ). There has been a reduction in the average and hourly values of  $WUE$  over the years, a behavior that can be explained by the occurrence of more intense droughts happening in the region of the Pantanal Mato-grossense in recent years. These data indicate that seasonally flooded

forests, such as the Pantanal in the Mato Grosso, are consistent sources of water vapor for the atmosphere even during seasonal drought.

**Keywords:** energy balance, Canopy conductance, water use efficiency.

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1 PROBLEMÁTICA

Nas últimas décadas, a preocupação com o impacto da humanidade sobre o meio ambiente tem aumentado consideravelmente. Em especial, especula-se que as alterações no ambiente terrestre podem ser grandes o suficiente para alterar a dinâmica da interação biosfera e atmosfera, o que resultaria em eventos extremos climáticos como fortes chuvas, períodos longos de seca, desertificação entre outros.

Como o Brasil abriga seis importantes biomas terrestres (Floresta Amazônica, Mata Atlântica, Caatinga, Cerrado, Pantanal e os Pampas), se tornou um dos países com mais atenção aos olhos dos pesquisadores das ciências ambientais e em particular das ciências de mudanças climáticas, tornando-se referência nas últimas décadas.

Dos seis biomas brasileiros, três estão localizados no estado do Mato Grosso, ocupando do território estadual 54% de Floresta Amazônica, 39% do Cerrado e 7% do Pantanal. Seguindo a distribuição no eixo espacial sul-norte, o complexo do Pantanal no sul, é composto das formações de savanas na região centro-sul, uma variedade de ambientes de transição ecológica na região central e finalmente as formações Amazônicas no norte do estado. Assim, dentro do estado há um mosaico de florestas naturais e manejadas, matas, plantações, lavouras e pastagens, que apresentam hidrologia e/ou sazonalidade climática amplamente variáveis.

Este estado que é rico em biodiversidade e cultura vem nos últimos anos sofrendo com a crescente e desenfreada urbanização, criação de bovinos e pecuária, realizada desde o final da colonização junto com a exploração do ouro na Baixada Cuiabana.

Atualmente o Pantanal Norte tem 13% a mais de dias sem chuva do que nos anos 60, com massa de água 16% menor durante a estação da seca, considerando a última década, resultando na perda de água da região pantaneira o que ocasiona secas severas. As previsões científicas são que déficit hídrico no Pantanal pode aumentar no século 21, reduzindo a extensão do pulso de inundação.

Em 2020, um terço do Pantanal foi afetado em razão de incêndios florestais, sendo este o maior desastre causado pelo fogo registrado até o momento no bioma

Quase todos os territórios indígenas e unidades de conservação existentes no Pantanal foram atingidos provocando prejuízos imensuráveis à sua rica biodiversidade e ao ecoturismo local, já abalado pela pandemia de Covid-19. Isso somado aos avanços da criação de gado à custa de desmatamento nas últimas décadas, que dependem da utilização do fogo para eliminar os restos de vegetação resultante do corte e derrubada da mata local, ocasionando perda da matéria orgânica e alta concentração de dióxido de carbono no ar.

Dada à rápida e complexa evolução da ecologia do Pantanal, é imperativo que as pesquisas atuais se inclinem em estudar e avaliar uma melhor compreensão das interações entre os ecossistemas, os fluxos de energia e os ciclos hidrológicos como os períodos de inundações e estiagens.

## 1.2 JUSTIFICATIVA

Quantificar a partição de energia em calor latente ( $LE$ ) e sensível ( $H$ ) para áreas úmidas e alagáveis e sua variação nas paisagens dos ecossistemas é fundamental para avaliar os ciclos hidrológicos e bioquímicos, além de entender as interações solo-planta-atmosfera e melhorar os modelos climáticos regionais e globais. Essa repartição dos fluxos de energia é afetada pela disponibilidade de água no solo, cobertura vegetal (dossel), radiação que chega e que sai do sistema (Balanço de Energia), da quantidade de matéria orgânica dentre outros fatores. Assim, compreender suas dinâmicas, bem como as variáveis micrometeorológica que influenciam intrinsecamente essa dinâmica é de suma importância para entender com as alterações antropogênicas afetam o clima regional e global.

As queimadas e os incêndios, por exemplo, podem causar uma diminuição na Evapotranspiração ( $ET$ ) devido a um aumento no albedo, uma diminuição na rugosidade da superfície e um declínio no índice de área foliar ( $AF$ ). Por sua vez, uma diminuição na Evapotranspiração ( $ET$ ) está tipicamente ligada a um aumento na temperatura da superfície, que atua para aumentar o fluxo de calor latente ( $H$ ) e mudanças significativas na eficiência em que a água vai ser usada pelo ecossistema.

Já a relação entre os fluxos ( $LE/H$  e  $H/LE$ ) pode variar pouco acima de uma floresta intacta, enquanto acima de ecossistemas manejados, especialmente pastagens

dominadas por gramíneas e arbustos como no caso de grande parte do Pantanal Matogrossense (Pantanal Norte brasileiro), esses fluxos apresentam alta variabilidade ao longo do ano. Em consequência a mudança no balanço energético ( $BE$ ) da superfície pode influenciar a circulação e na hidrologia local e regional, e potencialmente global. Logo as altas variações naturais e antropogênicas no tipo e uso da cobertura da terra e clima destacam a necessidade de entender a variabilidade sazonal e intersazonal da partição dos fluxos de energia, assim como nos fatores que influenciam esse particionamento e o uso e a eficiência da água nessa região.

Neste contexto, os objetivos gerais deste trabalho foram:

- 1 - Estimar as variações temporais nos fluxos de energia e massa (Evapotranspiração -  $ET$ );
- 2 - Avaliar os controles fisiológicos e biofísicos dos fluxos de energia e massa;
- 3 - Estimar, avaliar e caracterizar a variabilidade sazonal e interanual da eficiência do uso da água ( $WUE$ ).

Para alcançar os objetivos descritos acima foram traçados os seguintes objetivos específicos:

- a) Estimar as variações temporais na micrometeorologia e refletância do dossel;
- b) Estimar e avaliar a Evapotranspiração ( $ET$ );
- c) Estimar e avaliar o Fechamento do Balanço de Energia ( $BE$ ) através de regressão ortogonal;
- d) Estimar as componentes e o particionamento de energia, analisando os ciclos médios diários, mensais, anuais e interanuais sazonais;
- e) Quantificar a condutância do dossel ( $G_c$ ), o fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) e o coeficiente de Priestley-Taylor ( $\alpha$ ) afim de avaliar a relação entre a Evapotranspiração ( $ET$ ) e fatores ambientais, além dos controles biofísicos sobre a Evapotranspiração ( $ET$ );
- f) Estimar e analisar variação horária sazonal e intersazonal, período seco e chuvoso, da Eficiência do Uso da Água ( $WUE$ ), junto a análise das variações diárias, mensais e interanuais da troca líquida de carbono do ecossistema ( $NEE$ ) para local de estudo;

- g) E investigar a correlação Eficiência do Uso da Água (*WUE*) e evapotranspiração (*ET*), com os fatores biofísicos e micrometeorológicos.

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 PANTANAL

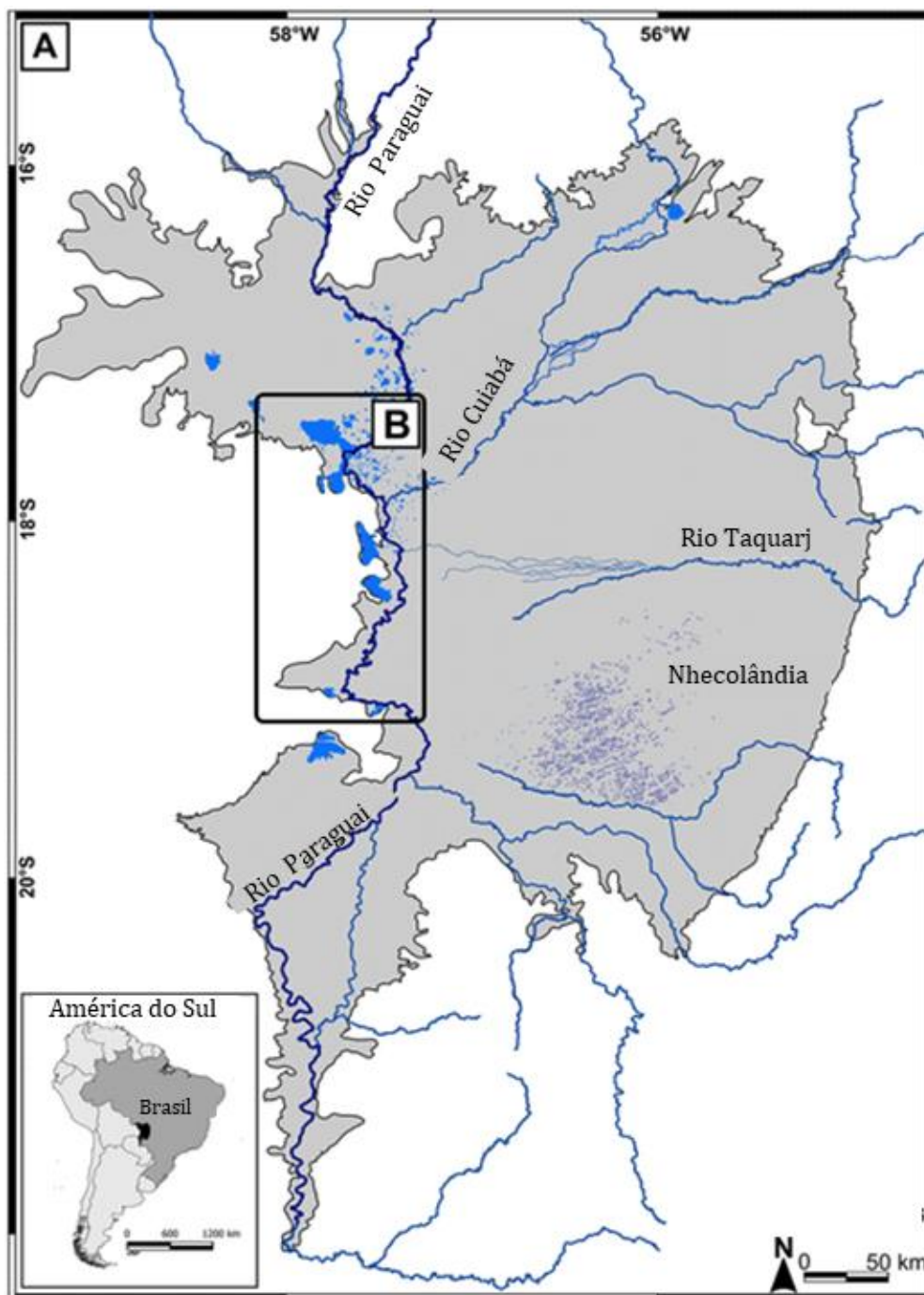
As áreas úmidas do globo, ocupam 4% - 6% da superfície da Terra (JUNK et al., 2014; KUEHN, STEINER, e GESSNER, 2004), desempenham um papel indispensável nos ciclos da biodiversidade, hidrologia e biogeoquímica global (ERWIN, 2009; DE VICENTE, 2021; KIM et al., 2021) e são de uma influência notável no clima, principalmente através da liberação ou absorção de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) e evapotranspiração (*ET*) (FERRATI et al. 2005; SJÖGERSTEN et al., 2014), fornecendo vários serviços ecossistêmicos, incluindo prevenção de inundações e habitats para a vida selvagem (HOULAHAN et al. 2006).

As zonas úmidas são a principal fonte natural de metano atmosférico (CH<sub>4</sub>), representando 20 à 40% das emissões totais de metano do mundo (CIAIS et al., 2013). No entanto, mais da metade das áreas úmidas naturais desapareceram desde a Revolução Industrial e aproximadamente 26% das áreas úmidas globais foram convertidas em terras agrícolas, conversão em áreas urbanas e desconexão de rios em planícies de inundação (ZEDLER e KERCHER, 2005; LI et al., 2010; NGUYEN et al., 2016; SHAHFAHAD KUMARI et al., 2019; TALUKDAR e PAL, 2019).

O Pantanal é uma das maiores, mais diversificadas e contínuas áreas úmidas interiores do mundo (HARRIS et al., 2005) cobrindo uma área total de 160.000 km<sup>2</sup> e foi classificado por Costanza et al. (1997) como um dos principais hotspots de serviços ecossistêmicos em todo o mundo (TOMAS et al., 2019). O Pantanal está localizado no centro da Bacia do Alto Paraguai na América do Sul, abrangendo 179.300 km<sup>2</sup> em todo o Brasil (78%), Bolívia (18%) e Paraguai (4%) (MERELES et al., 2000; MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE Y AGUA, 2017; TOMAS et al., 2020) (Figura 1).

O Pantanal brasileiro se estende por mais de 140.000 km<sup>2</sup> (POTT e POTT, 2004; ALHO e SILVA, 2012), sendo cerca de 2% da área total do território brasileiro (JUNK, 2013, IBGE 2017), localizado nos estados de Mato Grosso (MT; 35%) e Mato Grosso do Sul (MS; 65%). Este bioma representa um complexo de ecossistemas aquáticos, terrestres e pantanosos interconectados. Sua localização geográfica é de

particular relevância, pois representa a ligação entre o Cerrado, na região central do Brasil, o Chaco na Bolívia, e a região amazônica, no Norte.



**FIGURA 1:** (A) Bacia do Pantanal (cinza) no oeste tropical do Brasil, (B) Lagos conectados ao Rio Paraguai.

**FONTE:** Adaptado de Rasbold et al. (2021).

A UNESCO (*United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization*) considerou o Pantanal como Reserva da Biosfera e Patrimônio Nacional

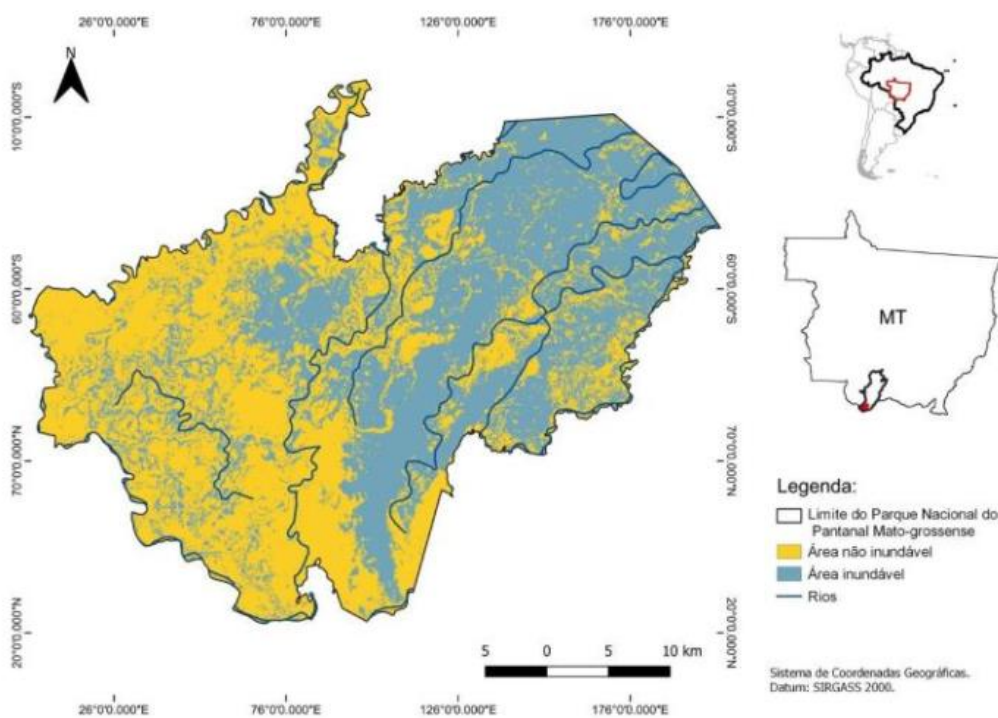
pela Constituição Federal, ou seja, é um instrumento de conservação que favorece a descoberta de soluções para problemas como o desmatamento das florestas tropicais, a desertificação, a poluição atmosférica, o efeito estufa, entre outros e também é Patrimônio Natural da Humanidade no ano de 2000. Esse modelo de área protegida celebrada pelo Programa Intergovernamental “O homem e a Biosfera, Man and the Biosphere Programme –MAB” contempla funções básicas como a conservação da biodiversidade e a ampliação do conhecimento a ela relacionada, servindo de impulso à sustentabilidade ambiental e socioeconômica e de apoio à compreensão e melhoria das relações entre as comunidades e o seu meio natural. Esse formato de área protegida estabelecido pela UNESCO, e da qual o Brasil participa, é reconhecido pelo Sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza – SNUC (Lei federal nº 9.985/2000) (MAMEDE, BENITES e ALHO, 2017).

O clima é caracterizado por apresentar períodos prolongados de cheia e seca que se alternam ao longo do ano devido às inundações frequentes e à má drenagem do solo (JUNK et al., 2014). O clima regional é do tipo Aw de Köppen, quente e úmido com chuvas no verão e seca no inverno (ALVARES et al 2013). A pluviosidade oscila entre 800 e 1400 mm/ano, sendo que 80% ocorrem entre os meses de novembro e março. A temperatura do ar ( $T_a$ ) anual média na região oscila entre 22 °C e 32 °C (HOFMANN et al, 2010).

Estações secas e chuvosas são bem definidas, com chuvas concentradas no verão (novembro a março), produzem um pulso de cheia sazonal, inundações e assinatura hidrológica monomodal (JUNK, BAYLEY, e SPARKS, 1989; JUNK e WANTZEN, 2004; PENATTI et al., 2015). Essas inundações sazonais influenciam as comunidades de animais e plantas, ciclagem de nutrientes e produtividade primária (JUNK e CUNHA, 2005; FISCHER et al., 2018).

O pulso de inundação na parte Norte coincide com a época das chuvas, porém há uma defasagem de cerca de 3 meses entre o período chuvoso e à inundação na zona Sul (ALVARENGA et al., 1984). Zeilhofer (2000) estimou a defasagem temporal para o Pantanal Norte das águas do rio Cuiabá, em Cuiabá-MT e a resposta dos níveis de alagamento em Poconé-MT em quatro semanas. Para Fantim-Cruz et al., (2011), que analisaram a inundação do Pantanal numa série temporal de 40 anos, em 50% dos

casos a várzea ficou totalmente inundada por mais de 119 dias (todos os sensores inundados). O Pantanal, das planícies da América do Sul, é a que possui o maior tempo de inundação média (HAMILTON et al., 2002). A Figura 2 mostra as áreas inundáveis e não inundáveis do Pantanal Norte Mato-Grossense, especificamente do Parque Nacional do Pantanal Mato-Grossense.



**FIGURA 2:** Áreas inundáveis e não inundáveis do Parque Nacional do Pantanal Mato-Grossense.

**FONTE:** Adaptado de Silva e Rocha (2022).

A vegetação é considerada extremamente diversificada, com cerca de 144 famílias de plantas mais altas e mais de 1000 espécies de plantas menores (JUNK e CUNHA, 2005). Muitas espécies vegetais de configuração lenhosa estão presentes no Pantanal e estão sujeitas à inundação, levando à formação dominante de algumas delas, destacando-se o Acurizal (*Attalea phaleratta*, Mart. Ex Spreng.), o Cambarazal (*Vochysia divergens* Phol), o Carandazal (*Copernicia alba*, Morong) e Pombeiro-vermelho (*Combretum lanceolatum*) (DAMASCENO-JUNIOR et al., 2005.)

A formação geológica do Pantanal compõe-se de grandes planícies e deltas aluviais na bacia do Paraguai, é um elo entre os biomas Amazônia, Cerrado, Chaco e

Floresta Atlântica (AMADOR, 2006). Devido a esta vasta diversidade o Pantanal possui características próprias que configura diferentes ecossistemas. Neste complexo faz parte onze sub-regiões: o Pantanal de Cáceres, Poconé, Barão de Melgaço, Paraguai, Paiaguás, Nhecolândia, Abobral, Aquidauana, Miranda, Nabileque e Porto Murtinho (SILVA e ABDON, 1998).

Os solos do Pantanal são comumente considerados hidromórficos<sup>1</sup> por estarem sujeitos à alternância natural de períodos de alagamento e secagem, que conduzem a uma formação e características diferenciadas. A região do Pantanal apresenta características pedológicas específicas devido à sua morfologia aliada ao regime hídrico, que permitem a saturação ou inundação sazonais decorrentes da elevação do nível das águas durante o período de cheia dos rios da região, ou de elevadas precipitações pluviais, de restrições de drenagem ou da elevação do nível do lençol freático (CORINGA et al., 2012).

O processo de inundação altera o equilíbrio dos elementos e dos compostos no solo, resultando em importantes mudanças químicas, físicas, biológicas e mineralógicas, das quais a mais significativa é, possivelmente, o decréscimo no potencial eletroquímico de elétrons ou potencial redox (LIMA et al., 2005). Este fenômeno influencia as características morfológicas dos solos, levando à segregação do ferro e à formação de zonas enriquecidas em ferro, produzindo uma coloração característica nos perfis (VEPRASKAS; FAULKNER, 2001).

Em estudos realizados por Beirigo et al. (2010), no solo da Reserva Particular do Patrimônio Natural do Serviço Social do Comércio (RPPN SESC Pantanal), foram encontradas sete classes de solos, sendo os Planossolos (29,78%), Plintossolos, Cambissolos Flúvicos (12,76%), Gleissolos (10,63%), Luvisolos (6,38%), Neossolos Flúvicos (10,63%) e Neossolos Quartzarênicos (6,38%).

O Pantanal Mato-Grossense possui diferentes regiões fitogeográficas que se interpenetram, ocorrendo espécies vinculadas ao Cerrado, Floresta Tropical Úmida e

---

<sup>1</sup> Os solos hidromórficos, comuns na Amazônia e no Pantanal, estão sujeitos à alternância natural de períodos de alagamento e secamento, que conduzem a uma formação e características diferenciadas. Estes solos guardam estreita relação com a natureza do material de origem e com os processos de deposição e sedimentação (CORINGA et al., 2012).

a Seca e Chaco (PRANCE e SCHLALLER, 1982; POTT e POTT, 1999; NUNES DA CUNHA, 2001; COSTA, CUNHA e COSTA, 2010). Segundo Silva et al. (2000) a vegetação savânica (cerrado) ocupa cerca de 70% do total dos tipos de vegetação no Pantanal. De acordo com Eiten (1982) e Sarmiento (1984) o Pantanal é considerado uma savana hipersazonal o que significa uma vegetação savânica sujeita a dois estresses contrastantes, um induzido pela seca e outro pela prolongada inundação.

Esta parte do Pantanal foi inicialmente colonizado por ribeirinhos que utilizavam da pesca como a mais importante atividade extrativista da região. Devido às recentes tendências de desenvolvimento, as atividades tradicionais de pesca foram rapidamente substituídas pela agropecuária, com o uso de pastagens nativas e artificiais de origem exótica e pela exploração intensiva de monoculturas de soja e milho, acompanhado do desmatamento e da degradação dos cursos de água (MATEUS et al., 2004).

Atualmente, a bovinocultura/pecuária de corte do Pantanal Mato-grossense é a principal atividade econômica da região, explorada de forma extensiva, em pastagens nativas, com baixa taxa de lotação (3,6ha/ UA), onde predominam as fases de cria e recria em regime extensivo (PELLEGRIN et al., 1999; ARAUJO, 2006; FERREIRA, 2013; LONGO, 2019; FERNANDES, DE ARAÚJO e RIBEIRO, 2021). O nível tecnológico utilizado é baixo, compatível com uma atividade praticada de forma sustentada, praticada de acordo com as características hidrológicas da região. Neste sistema, os animais recebem poucos cuidados e são mantidos quase que exclusivamente em pastagens nativas em internadas com poucas divisões, de forma a otimizar o uso de aguadas (CADAVID GARCIA, 1986; DE ALMEIDA et al., 1996).

A alimentação destes animais é predominantemente constituída de gramíneas nativas, geralmente de produtividade e/ou valor nutritivo baixo em solos arenosos. Essas, no entanto, tornam-se pouco consumidas pelos animais durante o período seco, exceto nas localidades próximas às vazantes que ficam parcialmente alagadas durante alguns meses do período chuvoso. Deste modo, as variações da altura da lâmina d'água durante as inundações e a duração do período de chuva desempenham papel importante na conservação do equilíbrio ecológico da região.

Esta prática reduz drasticamente a área útil para o pastejo, principalmente nas áreas mais baixas, onde se localizam as forrageiras de melhor qualidade (COMASTRI FILHO e POTT, 1998). Devido à sua importância e por ser o Pantanal uma região de grande extensão e com escassa informação sobre as variações microclimatológicas, torna-se necessário investigar os aspectos meteorológicos que singularizam a atmosfera da região, particularmente os processos de troca de energia e massa e suas variações sazonais e interanuais (CURADO, 2011).

Conforme exposto acima, a bovinocultura extensiva é considerada a atividade econômica mais importante da região pantaneira. Contudo alguns fatores ambientais (pulsos de inundação, por exemplo) restringem a sua intensificação, exigindo, assim, o desenvolvimento de outras atividades que possam complementar a pecuária e que sejam competitivas, rentáveis e, especialmente, sustentáveis (FERREIRA, 2013). O economista André Steffens Moraes (2008) oferece incentivo às atividades alternativas à pecuária na região, entre elas a apicultura, o ecoturismo e a pecuária orgânica, assinalando que:

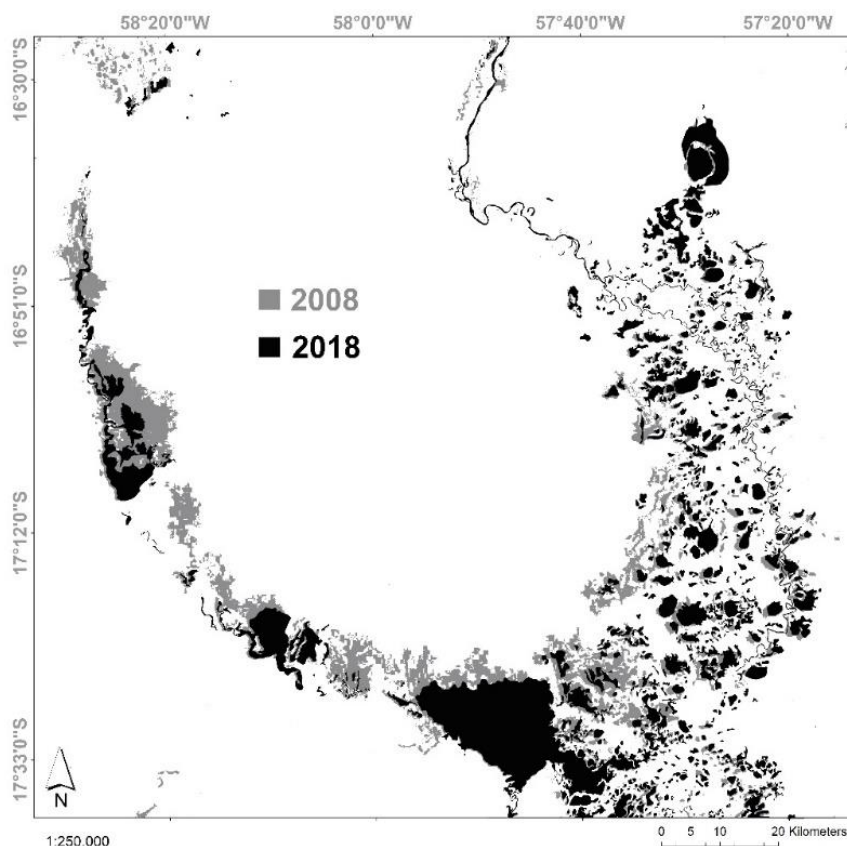
[...] se não forem oferecidas alternativas para os produtores pantaneiros, em termos de aumento da produtividade da pecuária (com tecnologias de baixo impacto ambiental) e/ou em termos de novas alternativas de exploração dos recursos naturais, a probabilidade de que as características naturais da região continuem sendo degradadas é alta. (MORAES, 2008).

### **2.1.1 Pantanal e as Mudanças Climáticas**

A dinâmica do Pantanal é totalmente influenciada pelo pulso de inundação, o qual é, em parte, uma consequência do regime de chuvas da Amazônia na direção das cabeceiras e planícies onde a água é retida e a planície formada. Os impactos das mudanças climáticas, embora consensualmente aceitos, ainda são poucas estudadas, principalmente no Pantanal do Norte (Pantanal de Cáceres – Pantanal Mato-grossense), que é a porta de entrada para a maioria das águas do Pantanal.

Lázaro et al. (2020) usaram dados de precipitação, hidrologia e imagens de satélite para verificar os possíveis padrões de precipitação, retenção de água e nível do rio Paraguai nas últimas décadas. Os principais resultados encontrados foram que embora foi encontrado um pulso de inundação bem definido no Pantanal do Norte, ao

longo de uma série histórica de 42 anos (1971-2013), o número de dias sem precipitação aumentou muito, assim como a perda de massa de água na paisagem nos últimos 10 anos, especificamente durante a estação seca. A área de massa de água em agosto de 2008 era de 112.590 ha, enquanto em 2018 essa área foi reduzida para 95.076 ha, representando uma perda de 16% da área inundada em dez anos (Figura 3).



**FIGURA 3:** Área de massa de água em 2008 (cinza) e em 2018 (preto).

**FONTE:** Lázaro et al. (2020).

No geral, atualmente o Pantanal Norte tem 13% a mais de dias sem chuva do que nos anos 60, e a massa de água é 16% menor durante a estação da seca, considerando os últimos 10 anos. Esses resultados mostram que o Pantanal está perdendo água e passando por uma seca mais severa hoje em dia do que no passado (LÁZARO et al., 2020). De maneira geral, os cenários de déficit hídrico no Pantanal (com base em dados do IPCC) podem aumentar no século 21, reduzindo a extensão do pulso de inundação (MARENGO, ALVES e TORRES, 2016).

Pesquisas anteriores mostraram que na bacia do rio Paraguai a menor quantidade de chuva reduz significativamente o fluxo do rio, tornando a estação de

seca mais persistente (COLLISCHONN et al., 2001). Os mesmos autores também mostraram que a bacia do rio Paraguai teve um período de forte seca no passado (anos 60), precedido de captação de água para os próximos anos. No entanto, a subida das águas após os anos 70 reduziu nas décadas seguintes. Na verdade, a água foi reduzida nas florestas tropicais brasileiras atualmente. Estudos recentes encontraram uma diminuição na precipitação (MARENGO e ESPINOZA, 2016) e área de superfície de água na Amazônia (SOUZA JUNIOR et al., 2019), mostrando uma conversão de água em terra em anos de secas extremas.

A redução da massa de água e precipitação, que afeta a profundidade do rio e seu transbordamento, prejudica os processos ecológicos (por exemplo, reprodução de peixes, fenologia de plantas marginais e dispersão de sementes pelos peixes (Alho et al., 2019). Quanto menor a massa de água, menor é a área de habitat para espécies de invertebrados locais e peixes (ZERLIN e HENRY, 2014). A dispersão de sementes potencialmente produzidas por peixes (RUXTON e SCHAEFER, 2012) diminuem a extensão até a área plana do Pantanal, afetando a recomposição da vegetação. A mineralização de nutrientes da matéria orgânica fornecida pela vegetação, dependente da diferença das estações (VOURLITIS et al., 2017), altera a composição do solo/sedimento. Além disso, o atraso na precipitação e na área de água condensada durante a estação seca afeta a reprodução de muitas espécies, como peixes, mamíferos, pássaros que se reproduzem durante a primavera (ALHO, 2008, LEUCHTENBERGER et al., 2013)

Embora a maior parte do Pantanal esteja sob proteção federal, a expansão agrícola, a conversão da floresta em pastagem e o fogo associado às mudanças na cobertura da terra ocorrendo fora dos limites protegidos impactaram negativamente o Pantanal (MEGA, 2020). Desde 1900, entre 54% e 80% de todas as áreas úmidas do interior perderam suas funções ecológicas (VAN ASSELEN et al., 2013; DAVIDSON, 2014; TOMAS et al., 2019). Os “*pantaneiros*”, pessoas que nasceram no Pantanal e possuem profunda ligação e dependência da dinâmica do pulso de inundação para suas estratégias de vida, serão os mais afetados por essas mudanças (DA SILVA et al., 2014).

Segundo o documento Cadastro Nacional de Unidades de Conservação do Ministério do Meio Ambiente de 2018, aproximadamente 95% do Pantanal são constituídos de propriedades privadas e apenas 4,6% encontram-se protegidos por unidades de conservação (*UC*), dos quais 2,9% correspondem a unidades de conservação de proteção integral e 1,7% a *UCs* de uso sustentável, como Reservas Particulares do Patrimônio Natural (HARRIS et al. 2005; BRASIL, 2018). De acordo com o Programa de Monitoramento dos Biomas Brasileiros por Satélite (PMDBBS), realizado com imagens de satélite de 2009, o bioma Pantanal mantém 83,07% de sua cobertura vegetal nativa. Diante deste cenário, a criação de novas unidades de conservação e ampliação das *UCs* já existentes, e a melhoria na representatividade dos habitats locais constituem em medidas efetivas para garantir a conservação da fauna e flora do Pantanal.

Outra principal ameaça ao Pantanal são as pressões econômicas impostas pelo setor do agronegócio fora da região. O projeto da hidrovia Paraguai-Paraná, para embarque comercial barato de soja e minerais para o Oceano Atlântico, e a dragagem do rio para passagem de barcos comerciais, podem levar à diminuição do tempo de retenção de água na área. Essas circunstâncias, além da diminuição dos dias chuvosos, acabam alterando a hidrologia dos pântanos em grande escala, afetando seriamente as condições de vida das populações biológicas.

Outro ponto a ser considerado é o uso da paisagem de seca para a implementação de uma nova agricultura. O desmatamento no alto Pantanal aumentou muito nos últimos anos (SILVA et al., 2011). A plantação de soja chegou à planície pantaneira (JUNIOR e LIMA, 2018), o que é favorecido pelo aumento da área apta para o plantio caso a massa de água continue diminuindo. No rio Araguaia, uma possível causa de eventos de seca extrema está associada à menor precipitação e atividades antrópicas, reduzindo a água do rio e aumentando a exposição dos bancos de areia (FLEISCHMANN et al., 2017). Do ponto de vista das atividades humanas, é bem conhecida a relação dos impactos dessa atividade com a qualidade da água, contaminação hídrica por agrotóxicos, introdução de espécies invasoras, erosões e assoreamento, e seus efeitos no Pantanal potencialmente prejudicam este bioma sensível.

### 2.1.2 Pantanal e o Fogo

O bioma Pantanal vem reportando queimadas persistentes e letais que já incendiaram milhares de hectares em curto período tempo, com impactos imensuráveis à biodiversidade, à saúde humana e a economia (CORDEIRO e OLIVEIRA, 2020 (<https://youtu.be/IAoY0VuAYqc>); BASSO, 2020; FIOCRUZ, 2020; ICV, 2020).

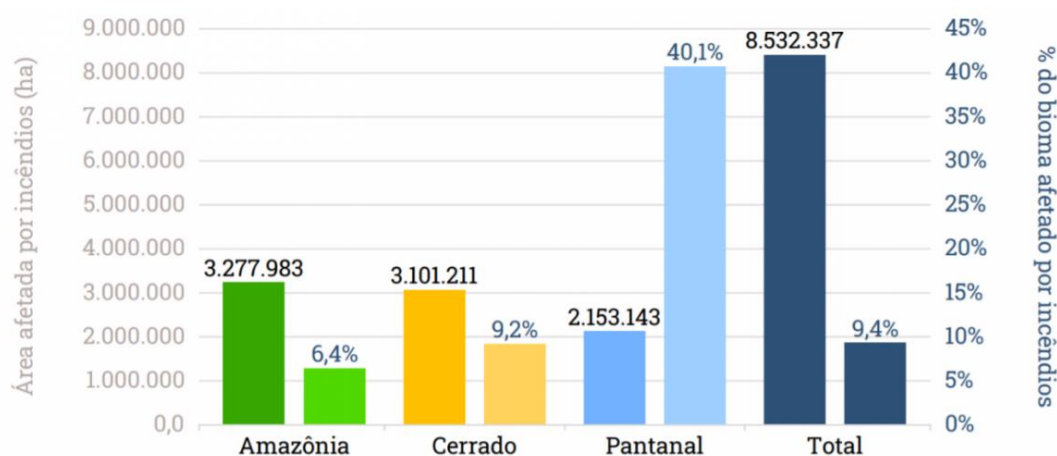
No entanto, é importante notificar que o fogo desempenha um papel ecológico fundamental em muitos ambientes terrestres, particularmente em áreas abertas dependentes do fogo como cerrados e campos naturais (BALCH, 2009). Esses ecossistemas evoluíram sob incêndios naturais periódicos que começam no início ou no final da estação chuvosa e geralmente são causados por raios (BERLINCK e BATISTA, 2020). Nesses momentos, as camadas de ar e combustível estão úmidas, a vegetação é verde e os incêndios geralmente são seguidos de chuva (BERLINCK e BATISTA, 2020). Portanto, os incêndios naturais são mais irregulares, menos graves e causam menos danos à biodiversidade do que os incêndios iniciados pelo homem, que são mais difíceis de controlar e caros de combater (BALCH, et al. 2017; HANTSON et al., 2022).

Sob a forte seca de 2020, o bioma vem sofrendo com incêndios de origem antrópica (LEAL FILHO, et al., 2021; ARRUA et al., 2023). Um terço do Pantanal foi afetado em razão de incêndios florestais, sendo este o maior desastre causado pelo fogo registrado até o momento no bioma (MOREIRA et al., 2022; MOREIRA et al., 2021). Quase todos os territórios indígenas e unidades de conservação existentes no Pantanal foram atingidos provocando prejuízos imensuráveis à sua rica biodiversidade e ao ecoturismo local, já abalado pela pandemia de Covid-19. Os impactos do fogo promoveram efeitos a milhares de quilômetros de distância, em razão do deslocamento da fumaça que reduziu a qualidade do ar na região Centro-oeste, Sudeste e Sul do Brasil, ocasionando fenômenos de chuva negra em grandes centros urbanos como São Paulo, Rio de Janeiro e Curitiba (LIBONATI et al., 2020).

A mídia internacional noticiou os incêndios devastadores que queimaram fora de controle no final de 2019 e 2020 no Pantanal brasileiro, e isso gerou preocupação global com o destino da biodiversidade da região (MARENGO et al., 2021; ARRUA et al., 2023). Cerca de 26% de sua área afetada por chamas, segundo dados do sistema

de alerta ALARMES (PINTO et al., 2020) do Laboratório de Meio Ambiente Aplicativos de satélite (LASA-UFRJ) (<https://lasa.ufrj.br/news/burned-area-pantanal-2020/>). Dados de informação derivados de satélite mostram que a área afetada por incêndios em 2020 (cerca de 3,9 milhões de hectares) é mais do que o dobro da área queimada em 2019, sendo 22% de sua superfície queimada entre janeiro-setembro de 2020 incluindo algumas terras indígenas e sítios onde são encontradas espécies raras (BASSO, 2020; FIOCRUZ, 2020; MEGA, 2020).

De acordo com a nota técnica Balanço dos Incêndios em Mato Grosso em 2020, elaborada pelo Instituto Centro de Vida (ICV), com base em dados da plataforma Global Fire Emissions Database, da NASA (National Aeronautics and Space Administration), e estado de Mato Grosso, do início de janeiro de 2020 até 16 de novembro, teve 8,5 milhões de hectares afetados por incêndios, uma área vinte e seis vezes maior que a de sua capital, Cuiabá e equivalente a 9,4% do território total do estado, sendo o cenário de ocorrência de incêndios florestais desde 2007. Cerca de 38% dessas ocorrências se concentraram no bioma Amazônia, com 3,2 milhões de hectares queimados. No bioma Cerrado, foram registrados 36% dos focos de incêndio, com mais de 3,1 milhões de hectares queimados. As áreas com incêndio no Pantanal representaram 25% deste total (2,1 milhões de hectares).



**FIGURA 4:** Área afetada por incêndios por bioma (ha) e proporção do bioma afetado por incêndios (%) - GFED/NASA, Biomas – IBGE, Análise ICV.

**FONTE:** Adaptado de ICV (2020).

Se considerarmos a proporção entre a área atingida por incêndios e o tamanho do bioma, o Pantanal foi disparado o que mais sofreu pela ação do fogo. As chamadas

consumiram 40% de toda a área do bioma no estado. O Cerrado mato-grossense teve 9% de sua área atingida e a Amazônia, cerca de 6%”, alerta o balanço do ICV.

Apesar da importância do Pantanal e do problema a ser enfrentado, sobretudo pelo aumento do risco de incêndios com as mudanças climáticas regionais (ALHO et al., 2019; THIELEN et al., 2020), há pouca efetividade do que tem sido feito pelo estado brasileiro, para prevenção dos danos ambientais. Alho e Sabino (2011) já apontavam para a degradação por incêndios, como a maior ameaça a ser considerada na agenda ambiental para conservação do bioma Pantanal, sobretudo pela prática de uso do fogo por fazendeiros na época seca para manejo dos campos naturais, visando a remoção de plantas indesejadas para criação de gado em sistema extensivo (GONZAGA, et al., 2022).

O estado de Mato Grosso, que possui economia fortemente influenciada pelo agronegócio, apresentou, como uma única inovação legislativa após a tragédia das queimadas de 2020 no Pantanal, o Decreto n. 785, de 18 de janeiro de 2021 (MATO GROSSO, 2021), que trata dos procedimentos para “restauração das formações campestres na planície inundável do bioma Pantanal”, visando a remoção de plantas nativas e exóticas para manejo de áreas campestres para criação de gado como uma das “medidas emergenciais para proteção do Pantanal contra incêndios florestais” (GONZAGA, et al., 2022; ARRUA et al., 2023).

Autores de diversas áreas enfatizam ainda, que a situação de calamidade no Pantanal desencadeou uma crise para a biodiversidade e para as populações tradicionais do bioma, que tiveram suas roças e florestas destruídas (BASSO, 2020; FIOCRUZ, 2020; ICV, 2020; THIELEN et al., 2020; GONZAGA, et al., 2022; ARRUA et al., 2023).

### **2.1.3 *Combretum lanceolatum* Pohl (Pombeiro)**

O gênero *Combretum* um dos maiores da família *Combretaceae*, é constituído por cerca de 370 espécies (PIETROVSKI et al., 2006). O *Combretum lanceolatum* Pohl, pertencente a esta família, pode ocorrer em ambientes quentes de todos os continentes, como a África e a Ásia. Espécies dessa família constituem importantes elementos nos mangues, nas florestas úmidas e de regiões semi-áridas (STACE, 2004).

Em território brasileiro, *Combretum lanceolatum* Pohl é conhecido como pombeiro. Esta espécie distribui-se do norte ao sudeste do Brasil e é encontrada em diferentes domínios fitogeográficos, incluindo floresta amazônica, floresta seca (*Caatinga*), cerrado tropical (*Cerrado*) e Mata Atlântica (MARQUETE e VALENTE, 2010; SOARES et al., 2021) e amplamente dominante no Pantanal, pois possui a capacidade de colonizar novas áreas rapidamente devido à sua capacidade de crescer e se reproduzir rapidamente, mesmo sob condições de estresse ambiental, como inundações, secas e incêndios florestais (POTT e POTT, 1994; POTT et al. 2011; SOARES et al., 2021).

Pott e Pott (1999) descrevem duas espécies da família *Combretaceae*, o pombeiro-vermelho (*Combretum lanceolatum* Pohl) e o pombeiro branco ou pombeiro-preto (*Combretum laxum* Jacq.). As duas são abundantes em solos argilosos e são pouco consumidas pelo gado, capazes de prejudicarem as gramíneas devido ao sombreamento (Figura 5).



**FIGURA 5:** (A) Pombeiro-vermelho (*Combretum lanceolatum*). (B) Frutos de Pombeiro-vermelho (*Combretum lanceolatum*).

**FONTE:** Santos et al., (2006) e Dupont, Bernard (2016).

O pombeiro-vermelho (Figura 6) rebrota após cortes e fogos, enquanto o pombeiro-branco é sensível ao fogo, mas rebrota (SANTOS et al., 2006).



**FIGURA 6:** (A) Frutos de Pombeiro-branco (*Combretum laxum*). (B) Pombeiro-branco (*Combretum laxum*).

**FONTE:** Dupont, Bernard (2016) e Santos et al., (2006).

A alta densidade dos pombeiros vermelho e branco, ao sombrear as pastagens, podem afetar a produtividade quando este ultrapassa 30% da cobertura da área. Em alta densidade, este também diminui a presença de algumas espécies da fauna silvestre, específicas de áreas de campo limpo e baixadas, pois, reduz a disponibilidade de alimentos e impede a locomoção de alguns animais (SANTOS et al., 2006).

Durante anos mais chuvosos arbustos como o *Combretum lanceolatum* Pohl e árvores como *Vochysia divergens*, *Licania parvifolia*, *Couepia uiti*, tolerantes à inundação, se expandem invadindo os campos inundados por extravasamento fluvial, enquanto o contrário ocorre em ciclos secos (POTT e POTT, 2000).

## **2.2 BALANÇO DE ENERGIA (BE) E PARTIÇÃO DE ENERGIA**

O balanço de radiação é a diferença entre a energia irradiada do sol, conhecida como radiação de ondas curtas, e a energia liberada da superfície da Terra, conhecida como radiação de ondas longas na superfície da Terra (OJO et al., 2021). É a quantidade de energia disponível para conduzir processos climáticos, como evapotranspiração ( $ET$ ), troca de calor sensível ( $H$ ) e elementos do ciclo do carbono

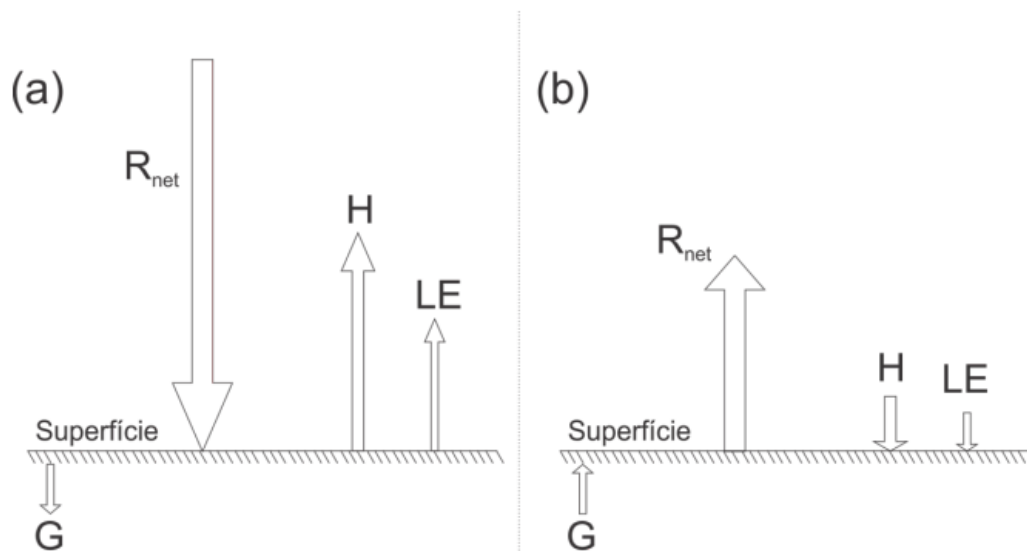
( $CO_2$ ), como o metabolismo das plantas e a fotossíntese. O desequilíbrio nas emissões de radiação de onda longa ( $ROL$ ) e radiação de onda curta ( $ROC$ ) fornece feedback importante sobre a evolução dos sistemas climáticos globais (KRISHNA, MANAVALAN e RAO, 2014).

Em termos globais, o balanço global de radiação, controla o clima da Terra e, portanto, desempenha um papel importante no funcionamento de todos os ecossistemas e controla a evolução da temperatura da superfície e os fluxos de calor sensível ( $LE$ ) e latente ( $H$ ) (SOARES et al., 2019). Além de regular o clima, a radiação solar é vital para a manutenção da vida em nosso planeta, já que quase todos os organismos vivos precisam da luz solar para seu bem-estar (SOKOLIK, 2008). Portanto, o conhecimento das variáveis meteorológicas e, principalmente, do balanço de radiação superficial são importantes para estudos de mudanças climáticas.

A energia disponível ao meio, expressa o somatório do balanço de radiação de ondas curtas ( $ROC$ ) e ondas longas ( $ROL$ ), ou seja, a radiação líquida disponível ( $Rn$ ) ao sistema, que é utilizada na evaporação em forma de calor latente ( $LE$ ), no aquecimento do ar em forma de calor sensível ( $H$ ), no aquecimento do solo ( $G$ ), uma pequena parte para os processos fotossintéticos ( $P$ ) e aquela que se acumula no sistema (truncos, dossel e na lâmina de água) ( $S$ ).

O fluxo de radiação líquida ( $Rn$ ) durante o dia é normalmente dominado pela radiação solar e é direcionado para a superfície, enquanto durante o período noturno, a radiação líquida é muito menor e normalmente é direcionada longe da superfície. O fluxo de calor sensível ( $H$ ) na e acima da superfície é o resultado da diferença de temperatura da superfície e as camadas superiores de ar. Normalmente o fluxo de calor sensível ( $H$ ) é dirigido da superfície para a atmosfera durante o dia, quando a superfície está mais aquecida que as camadas de ar acima dela, e este comportamento se inverte durante os períodos noturnos. Já o fluxo de calor latente ( $LE$ ) é resultado da evaporação da água, evapotranspiração do ecossistema ou condensação de vapor de água na superfície, e é regulado pelo produto do calor latente de evaporação ou condensação da água e a taxa que esses fenômenos ocorrem (Figura 7). A evaporação normalmente ocorre das superfícies com água, nosso caso durante a maior parte da estação chuvosa, da umidade do solo e das superfícies vegetadas através da transpiração. Essa situação

ocorre normalmente durante o dia, e durante os períodos noturnos, temos condensação do orvalho nas superfícies relativamente mais frias.



**FIGURA 7:** Representação esquemática do balanço de energia típico de uma superfície durante o período diurno (a) e noturno (b).

**FONTE:** Adaptado de Arruda (2014).

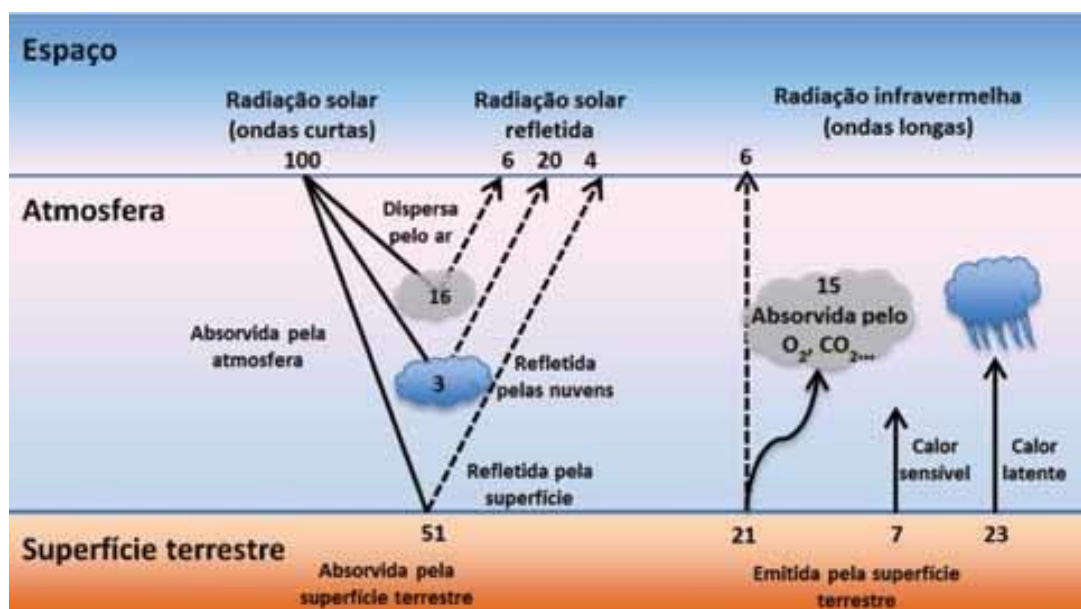
O particionamento entre calor sensível ( $H$ ) e calor latente ( $LE$ ), por sua vez, depende da quantidade de água na superfície terrestre disponível para evapotranspirar ( $ET$ ). Se a superfície do terreno está seca, a maior parte da energia incidente resultará em aumento de temperatura (BORMA, GITIRANA JR e LUIZ, 2015). Se, por outro lado, a superfície do terreno encontra-se úmida ou com água livre disponível, parte da energia será gasta com a vaporização da água. Assim como uma via de mão dupla, os processos da atmosfera influenciam a água no solo e a água no solo influenciam os processos atmosféricos (SENEVIRATNE et al., 2010; BORMA, GITIRANA JR e LUIZ, 2015).

Assim, o balanço de energia pode ser definido (MCMILLEN, 1988; WILSON et al., 2002) pela Equação 01:

$$R_n = LE + H + G + S + F + R \quad \text{Equação 01}$$

onde  $H$  representa o fluxo de calor sensível ( $W m^{-2}$ ),  $LE$  é o fluxo de calor latente de evaporação ( $W m^{-2}$ ),  $G$  é o fluxo de calor no solo ( $W m^{-2}$ ),  $S$  é a energia armazenada no dossel ( $W m^{-2}$ ) e  $F$  é a energia utilizada na fotossíntese e  $R$  na respiração ( $W m^{-2}$ ).

A energia armazenada no dossel ( $S$ ) e a energia utilizada na fotossíntese ( $F$ ) e na respiração ( $R$ ) geralmente são desprezadas, mesmo que erroneamente, devido representarem menos de 2% da radiação líquida (HEILMAN et al., 1994; CAMPOS et al., 2019). No entanto, evidências observacionais indicam que existe um resíduo ou déficit associado à Equação 01, que corresponde aos termos metabólicos não medidos, energia armazenada no dossel, termos de armazenamento de calor e diferenças entre radiação real e fluxos turbulentos versus seus equivalentes medidos (FOKEN, 2008; GEORG et al., 2016; GERKEN et al., 2018; MCGLOIN et al., 2018). A Figura 8 ilustra o balanço de energia para superfície terrestre.



**FIGURA 8:** Balanço de energia na superfície terrestre.

**FONTE:** Adaptado de Borma, Gitirana Jr e Luiz (2015).

O fluxo de calor do solo ( $G$ ) é uma ponte que conecta os processos de transferência de energia na superfície do solo (balanço de energia de superfície) e os processos de transferência de energia no solo (regime térmico do solo), que efetivamente acopla os dois processos de transferência de energia (SAUER e HORTON, 2005; SUN et al., 2022). Sendo um componente essencial do balanço de energia de superfície (YANG e WANG, 2008; WANG e BOU-ZEID, 2012). Durante o período noturno, o fluxo de calor no solo ( $G$ ) acresce energia para atmosfera, devido resfriamento do solo através da transferência de calor (fluxo negativo) por irradiação térmica. Já durante o dia, ocorre processo inverso devido ao aquecimento do solo por

condução, direcionando o fluxo para as camadas mais profundas do solo (fluxo positivo).

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

A relação  $LE/H$  pode variar pouco acima de uma floresta intacta, enquanto acima de ecossistemas manejados, especialmente pastagens dominadas por gramíneas e savanas, esses fluxos apresentam alta variabilidade ao longo do ano (PRIANTE-FILHO et al., 2004, FISHER et al., 2008, BIUDES et al., 2009, RODRIGUES et al., 2014). Por sua vez, áreas com maior  $H$  também possuem uma camada limite convectiva que pode ser até 500 m mais alta do que sobre floresta intacta (FISCH et al., 2004).

As altas variações naturais e antropogênicas, como desmatamento, no tipo de cobertura da terra e clima destacam a necessidade de entender a variabilidade sazonal e espacial da partição entre  $LE$  e  $H$  (BIUDES et al., 2015). Portanto, as mudanças no balanço energético de superfície podem influenciar a circulação e a hidrologia regional e potencialmente global (SNYDER, 2010, BAGLEY et al., 2014).

### **2.2.1 Fechamento do Balanço de Energia ( $FBE$ )**

As superfícies terrestres dissipam energia através de fluxos de calor latente ( $LE$ ) e sensível ( $H$ ) que modulam a temperatura e a umidade atmosférica, que por sua vez afetam a vegetação da superfície terrestre e os processos do solo. Dentro desse acoplamento de duas vias terra-atmosfera, a partição de energia de superfície ( $LE$  versus  $H$ ) desempenha um papel central na conexão dos estados e fluxos da terra e da atmosfera (YUAN et al., 2022). No entanto, o não fechamento do balanço de energia de superfície, ou seja, a falha da soma dos fluxos turbulentos de calor sensível

e latente ( $H + LE$ ) para contabilizar a energia disponível ( $Rn - G$ ), continua sendo um problema não resolvido em micrometeorologia (ONCLEY et al., 2007; FOKEN, 2008; FOKEN et al., 2011; LEUNING et al., 2012), especialmente sério sobre vegetação alta (LEE, 1998). Além disso, é difícil medir as trocas de energia em uma floresta tropical devido à grande heterogeneidade de espécies e tamanhos de suas árvores (MONTENY et al., 1985).

Apesar da confiabilidade geralmente boa do método da covariância de vórtices turbulentos, do inglês *Eddy Covariance* ( $EC$ ), há uma incongruência entre a soma dos fluxos de calor sensível e latente ( $H + LE$ ) e a soma da energia disponível ( $Rn - G$ ), onde a diferença entre essas somas pode variar de 10% a 30%, resultando no não fechamento do balanço energético (WILSON et al., 2002; FOKEN, 2008; LEUNING et al., 2012). De acordo com McGloin et al. (2018), o fechamento do balanço energético afeta diretamente a avaliação de  $LE$  e  $H$ , e também é potencialmente relevante para a interpretação de outros fluxos, como o fluxo de  $CO_2$  (WILSON et al., 2002; BARR et al., 2006).

Uma série de causas foram propostas para explicar o não fechamento do balanço de energia ( $BE$ ) de superfície, incluindo incompatibilidade na pegada (*footprint*) do instrumento, erros de medição em todos os componentes do balanço de energia de superfície, divergência de fluxo advectivo e amostragem inadequada de ambientes turbulentos de baixa frequência e grande escala (movimentos de grandes redemoinhos) (WILSON et al., 2002; MAUDER et al., 2007; ONCLEY et al., 2007; FOKEN, 2008; FOKEN et al., 2011; LEUNING et al., 2012; WOHLFAHRT e WIDMOSER 2013, EDER et al., 2015, RUSSELL et al., 2015).

O termo *footprint* define o "campo de visão" do sensor, ou seja, o contexto espacial de uma medida de fluxo superficial. Segundo Vesala et al. (2008), o *footprint* é o cálculo (nem sempre simples) necessário para conhecer a contribuição relativa de cada elemento de área na medição de fluxos verticais ou concentrações.

Um painel de discussão recente concluiu que grandes vórtices provavelmente são um dos principais contribuintes para os fluxos turbulentos subestimados e, portanto, o não fechamento do balanço de energia de superfície (FOKEN et al., 2011). Esta visão é apoiada por estudos Large Eddy Simulation (LES) (KANANDA et

al., 2004) que demonstram que a falta de fechamento é atribuída à média de tempo finito de estruturas convectivas de grande escala.

Estudos anteriores baseados em dados experimentais sugeriram que o fechamento relativo do *BE* melhora para velocidades de atrito crescentes ( $u^*$ ) e instabilidade crescente (WILSON et al., 2002; BARR et al., 2006). Sob condições instáveis, a convecção não é suprimida e muitos estudos constatam que a técnica de *EC* resulta em déficits relativos menores do fechamento do banco de energia (WILSON et al., 2002; BARR et al., 2006). A compreensão mecanicista de como os grandes vórtices afetam as estruturas de turbulência e quais fatores determinam a contribuição dos grandes vórtices para os fluxos permanece um assunto de investigação (GAO et al., 2017).

### **2.3 EVAPOTRANSPIRAÇÃO**

As taxas de trocas de vapor d'água ( $H_2O$ ) entre a superfície vegetada e atmosfera é uns dos principais responsáveis pelas trocas de energia nos processos que ocorrem na interface biosfera e atmosfera (KUMAGAI et al., 2004). Neste contexto, a transferência de vapor d'água do interior da estrutura celular das plantas para a atmosfera é regulada pelos estômatos das folhas, ideal para o consumo máximo de dióxido de carbono contra a perda mínima de água (DOLMAN et al., 1991). Os estômatos também controlam a perda de água e a troca de energia juntamente com as respostas da condutância do dossel ( $G_c$ ) às condições ambientais, como umidade, luz, temperatura e teor de água do solo (TANG et al., 2006).

A taxa de evaporação de uma floresta é constituída por dois componentes principais: evaporação d'água, quando se tem uma floresta de superfície molhada principalmente durante e depois da chuva, e transpiração quando as superfícies das folhas estão secas (STEWART, 1988).

Logo, a perda combinada de vapor de água por evaporação do solo, da superfície da água e do dossel da vegetação e a transpiração da vegetação é denominada de Evapotranspiração (*ET*) (ALLEN, PEREIRA, RAES, e SMITH, 1998; LIOU e KAR, 2014; YAO e MALLIK, 2022).

A Evapotranspiração (*ET*) é um processo biofísico fortemente controlado por fatores bióticos e abióticos. Os controles bióticos da *ET* estão relacionados ao desenvolvimento do dossel e propriedades ecofisiológicas das plantas (LI et al., 2007) e dinâmica de enraizamento. Fatores abióticos estão ligados a fatores climáticos como precipitação, radiação solar (*R<sub>s</sub>*), energia disponível e déficit de pressão de vapor (*DPV*) (Figura 9).



**FIGURA 9:** A influência de fatores meteorológicos, hidrológicos e da vegetação e seus processos sobre a Evapotranspiração (*ET*).

**FONTE:** Adaptado de Liu et al. (2022).

Compreender a variabilidade sazonal e interanual na evapotranspiração (*ET*) e partição de energia, com base nas medições de fluxos de longo prazo, é importante para identificar o clima, a água do solo e os fatores de cultivo que regulam os fluxos em diferentes escalas temporais e é vital para modelar a produção de culturas e balanço hídrico (BURBA e VERMA, 2005; LEI e YANG, 2010), além de ser fundamental para a avaliação da disponibilidade de água e simulação de mudanças climáticas (SENAY et al., 2013; YAO e MALLIK, 2022). Há também uma necessidade de entender os

fatores bióticos e abióticos subjacentes aos efeitos do balanço de água (recarga de água e déficit) na troca e produtividade de carbono (WILLIAMS et al., 2004; OISHI et al., 2008).

Está bem estabelecido que globalmente, mais de dois terços da precipitação total sobre os continentes é devolvido à atmosfera como *ET*, tornando-se o maior componente individual do ciclo hidrológico terrestre após a precipitação (LIOU e KAR, 2014; MCMAHON et al., 2013), especialmente para ecossistemas tropicais, que podem devolver 45-65% da precipitação (*Ppt*) para a atmosfera como evapotranspiração (*ET*) anualmente (HUTYRA et al., 2005; VOURLITIS et al., 2014).

No contexto do dramático aquecimento global, muito estudos surgiram sobre os efeitos das mudanças climáticas sobre a evapotranspiração (*ET*). Forootan et al. (2019), estudaram que a El Niño (El Niño Oscilação Sul, ENOS) teve um grande impacto na magnitude das secas hidrológicas e em *ET*.

Dominado por fatores climáticos, *ET* aumentou significativamente no Paquistão, em áreas arenosas do norte e sudoeste da China, em barragens do norte da África, no norte da Grécia, Polônia e na maior parte da Europa, respectivamente (TRAMBLAY et al., 2018; JIANG et al., 2019; KOUKOULI et al., 2019; AHMED et al., 2020). Por outro lado, *ET* para os ecossistemas tropicais têm se mostrado sensíveis à variação climática em escalas de tempo sazonais e interanuais (MALHI et al., 2002; RODRIGUES et al., 2013; VOURLITIS et al., 2014), e a variação climática está prevista para aumento com a mudança climática induzida pela humanidade devido à intensificação da estação seca (CRAMER et al., 2005; LI et al., 2008; PHILLIPS et al., 2009; COX et al., 2013; GATTI et al., 2014).

No entanto, a mudança climática não é o único fator determinante. A adequação da água e a extensão da cobertura vegetal também afetam diretamente a evapotranspiração da região. Em particular, nos últimos anos, o declínio no armazenamento de água terrestre e o esverdeamento global <sup>2</sup> causado pelas atividades

---

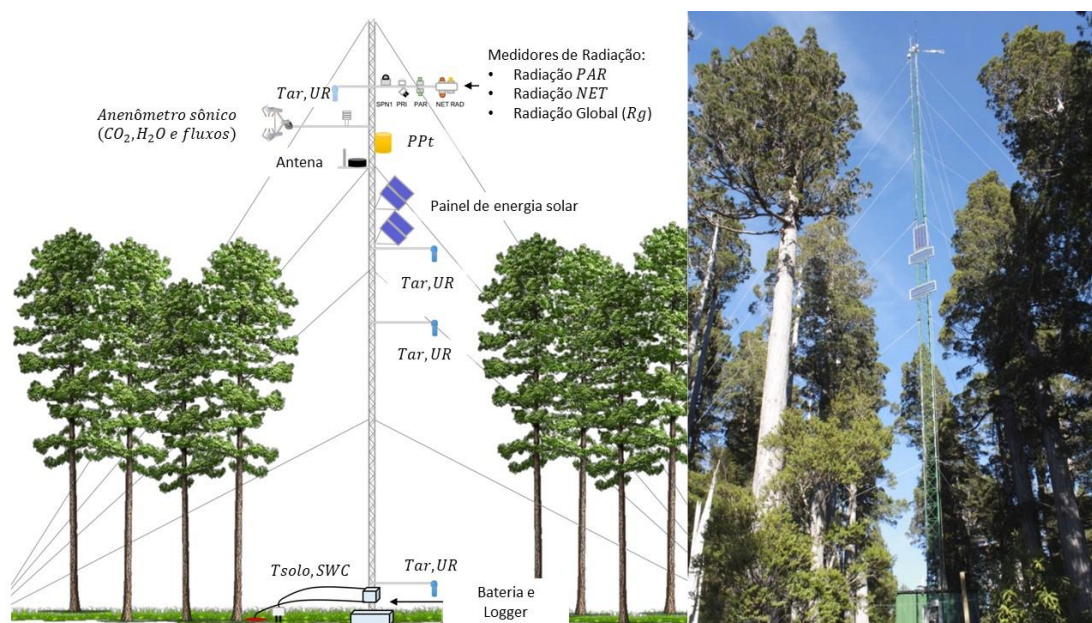
<sup>2</sup> Termo do inglês *global greening*, refere-se ao aumento dos níveis de dióxido de carbono que torna a Terra mais verde. Segundo Piao et al. (2020), o esverdeamento é pronunciado em áreas cultivadas intensivamente ou florestadas pelas atividades humanas e a fertilização por  $CO_2$  é o principal fator de esverdeamento em escala global.

humanas não podem ser negligenciados. Pokhrel et al. (2021), descobriram que em dois terços da Terra, as reservas de água terrestre tiveram uma tendência de redução. Como outro fator decisivo, o atual esverdeamento antropogênico da Terra promove significativamente o aumento da ET global (MA et al., 2019; AI et al., 2020; PAN et al., 2020).

## **2.4 COVARIÂNCIA DE VÓRTICES TURBULENTOS (EDDY COVARIANCE - EC)**

O método da Covariância de Vórtices Turbulentos, do inglês *Eddy Covariance* (EC), que mede as trocas de calor, massa e momento entre uma superfície plana e horizontalmente homogênea e a atmosfera sobrejacente foi proposto por Montgomery (1948), Swinbank (1951) e Obukhov (1951). Nestas condições, o transporte líquido entre a superfície e a atmosfera é unidimensional e a densidade de fluxo vertical pode ser calculada pela covariância entre as flutuações turbulentas do vento vertical e a variável de interesse (AUBINET, VESALA e PAPAŁE, 2012).

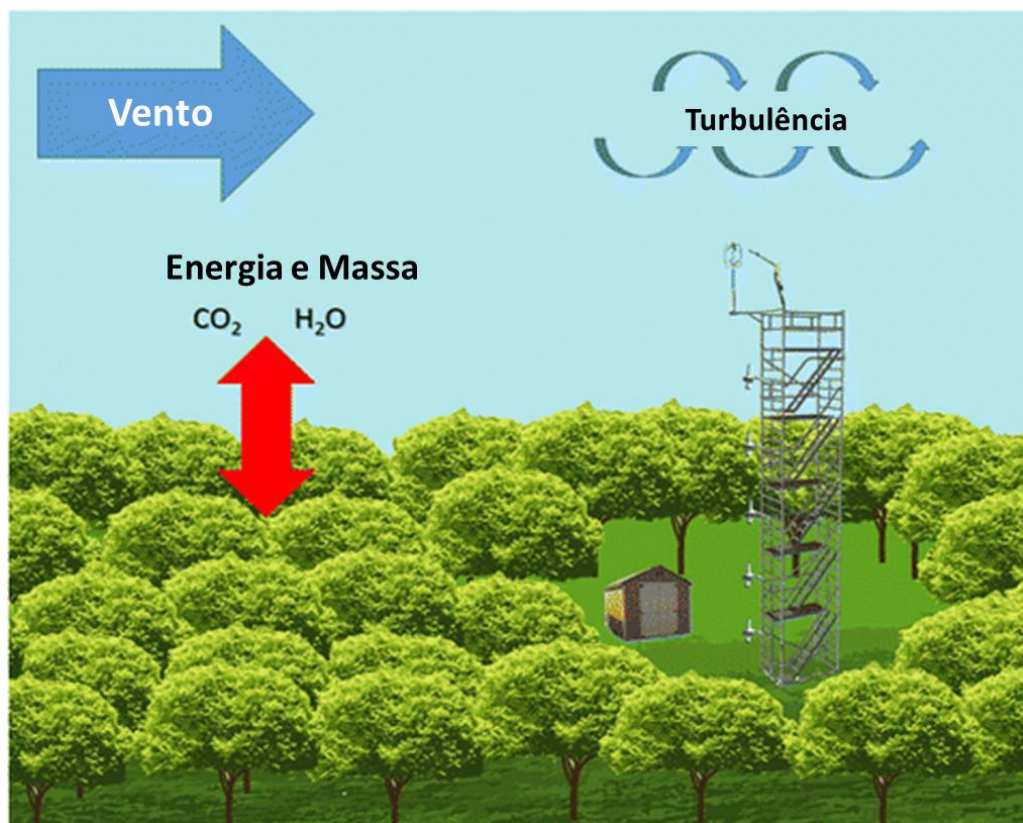
A técnica permite estimar as densidades de fluxo de  $CO_2$  através da interface entre a atmosfera e a copa das plantas, medindo-se a covariância entre as variações na velocidade do vento vertical e fração molar do  $CO_2$ , as densidades de fluxo de calor latente entre a atmosfera e a copa das plantas (Figura 10), medindo-se a covariância entre as variações na velocidade do vento vertical e a fração molar da matéria ( $CO_2$  ou vapor de  $H_2O$ ), e as densidades de fluxo de calor sensível entre a atmosfera e a copa das plantas, medindo-se a covariância entre as variações na velocidade do vento vertical e a temperatura do ar (BALDOCCHI, 2003). É o único método confiável para medir a troca líquida de carbono entre os ecossistemas terrestres e a atmosfera ao longo de escalas de tempo, de horas e anos (BARR et al., 2006), tornando-se a técnica micrometeorológica uma ferramenta extremamente eficaz para monitoração das trocas de energia e matéria entre a biosfera e a atmosfera.



**FIGURA 10:** Esquema e imagem de uma torre de Eddy Covariance com indicação da localização da instrumentação sobre o dossel (copa), onde *Tar* (temperatura do ar), *UR* (umidade relativa do ar), *Tsolo* (temperatura do solo), *Ppt* (precipitação), Radiação *PAR* (radiação fotossinteticamente ativa), Radiação *NET* (radiação líquida ou fluxo líquido) e *Logger* (ou *Data Logger* é um registrador de dados).

**FONTE:** Adaptado de Forsythe, O'halloran e Kline (2020).

Nas últimas décadas, o número de estações Eddy Covariance (*EC*) para medir as trocas biosfera-atmosfera de energia e gases de efeito estufa (principalmente  $CO_2$  e  $H_2O$ , seguido por  $CH_4$  e  $N_2O$ , além de  $O_3$ ) (AUBINET et al., 2000; BALDOCCHI et al., 2001; GUENTHER et al., 2011; STELLA et al., 2012; LIU et al., 2021) aumentaram em todo o mundo, contribuindo para a expansão regional (por exemplo, ICOS, AmeriFlux, NEON e TERN). Até agora, uma rede global de sites da *EC* chamada FLUXNET (<https://fluxnet.fluxdata.org>) foi estabelecida nas Américas, Europa, Ásia, África e Austrália (ZHOU e LI, 2019). A integração de conjuntos de dados de fluxo de longo prazo em escalas regionais e globais permite a avaliação de feedbacks clima-ecossistema e o estudo das interações complexas entre os ecossistemas terrestres e a atmosfera (AUBINET, VESALA e PAPALE, 2012).



**FIGURA 11:** Ilustração da vista de uma torre de Eddy Covariance para medição de fluxo de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) e vapor d'água.

**FONTE:** Adaptado de Fares et al., (2018).

Apesar de amplamente utilizado, o método de *EC* apresenta algumas questões a serem consideradas. Os fluxos turbulentos (a soma dos fluxos de calor sensível e latente) são menores que a energia disponível (a diferença entre radiação líquida, fluxo de calor no solo e outros armazenamentos). Essa subestimação pode ser de 10% a 30% da energia disponível (TWINE et al., 2000; WILSON et al., 2002; LI et al., 2005; ONCLEY et al., 2007; FOKEN, 2008; FOKEN et al., 2010; FRANSSEN et al., 2010; MAUDER et al., 2010; LEUNING et al., 2012; STOY et al., 2013; XU et al., 2017; MCGLOIN et al., 2018). Esse viés sistemático é chamado de desequilíbrio de energia de superfície ou problema de não fechamento e tem sido objeto de pesquisa ativa nos últimos anos (WIDMOSER e WOHLFAHRT, 2018; ZHOU e LI, 2019).

Potenciais razões para este problema de desequilíbrio de energia foram propostas por muitos pesquisadores (FOKEN et al., 2006; FOKEN, 2008; WANG et al., 2009; FOKEN et al., 2011; LEUNING et al., 2012; WOHLFAHRT e WIDMOSER, 2013; ZHOU e LI, 2019), incluindo incompatibilidade dos valores da

radiação e medições de fluxo turbulento, erros de medição/computação, fluxos advectivos significativos e amostragem inadequada de vórtices turbulentos de baixa frequência em larga escala (WIDMOSER e WOHLFAHRT, 2018; ZHOU e LI, 2019).

## **2.5 CONDUTÂNCIA DO DOSEL ( $G_c$ ), COEFICIENTE DE DESACOPLAMENTO ( $\Omega$ ) E COEFICIENTE DE PRIESTLEY TAYLOR ( $\alpha$ )**

No nível da planta, o controle fisiológico da absorção e transpiração de  $CO_2$  é realizado por estômatos e a modulação de tais processos é quantificada em termos de condutância estomática foliar ( $G_e$ ) (TAKAGI et al., 1998; FANOURAKIS et al., 2013; LIN et al., 2015; WEHR et al., 2017). No nível do ecossistema, o controle da evapotranspiração ( $ET$ ) e da absorção de  $CO_2$  é quantificado em termos da condutância da superfície, ou também chamada de condutância do dossel ( $G_c$ ), e sua relação com fatores ambientais e biológicos (TAKAGI et al., 1998; MARQUES et al., 2020).

A transferência de vapor no interior do dossel é dependente da velocidade do vento ( $u$ ), ou indiretamente da Condutância aerodinâmica ( $G_a$ ), que são funções de parâmetros de turbulência enquanto a Condutância aerodinâmica ( $G_a$ ) é, principalmente, controlada pelas variáveis da evaporação como a radiação global e o déficit de pressão de vapor ( $DPV$ ) (GRELLE et al., 1999). A Condutância aerodinâmica ( $G_a$ ) representa as condições físicas do dossel e ao longo deste, e o controle da transpiração do dossel como um todo, que pode ser influenciada pelas condições climáticas.

A quantificação de  $G_c$  é importante não só para o entendimento dos mecanismos que controlam as trocas de  $ET$  e  $CO_2$ , mas também para calibração da equação de Penmann-Monteith para futuras aplicações nas condições em que  $G_c$  foi calculado. De acordo com Tan et al. (2019), se houver um método viável para obter de forma confiável dos valores de  $G_c$  e seus controles ambientais, então a  $ET$  pode ser facilmente calculada em escalas local e global usando apenas variáveis meteorológicas normalmente observadas. No entanto, a parametrização de  $G_c$  é desafiadora, pois este parâmetro é regulado pelo ambiente físico, mas também varia entre as espécies, especialmente em florestas tropicais (TAN et al., 2019).

A condutância do dossel ( $G_c$ ) em florestas tropicais difere significativamente de outros biomas devido a diferenças no regime climático predominante. Os biomas das florestas tropicais também possuem um alto grau de diversidade de árvores, especialmente uma grande variedade de espécies emergentes de dossel (MEINZER et al., 1993; CONDIT et al., 2002). Isso resulta em mudanças significativas na condutância da folha, condutância da camada limite relacionada ao tamanho da folha e na condutância aerodinâmica ( $G_a$ ) relacionada à rugosidade (ROBERTS et al., 1993).

Especificamente para as florestas tropicais,  $G_c$  é difícil de ser estimado, pois há uma subcamada de alta rugosidade acima dos altos dosses estende-se além das camadas onde as medições de fluxo micrometeorológico são medidas (THOM et al., 1975; HARMAN e FINNIGAN, 2007). Isso pode levar a incertezas desnecessárias durante as medições de campo e causar desafios técnicos.

Normalmente  $G_c$  tem sido descrito pela equação de Penman-Monteith em sua versão de folha grande e seus controles têm sido analisados através da relação entre ele e diferentes parâmetros biofísicos, como  $DPV$ , índices de vegetação e a razão entre evapotranspiração real e de equilíbrio ( $ET/ET_{eq}$ ). Essas análises já foram realizadas em diferentes biomas ao redor do mundo (RYU et al., 2008; VOURLITIS et al., 2008; ZHA et al., 2013; MA et al., 2015; RODRIGUES et al., 2016; ZHANG et al., 2016a; TAN et al., 2019; MARQUES et al., 2020; ALVES et al., 2022).

A partir da equação de Penman-Monteith, Mcnaughton e Jarvis (1983) desenvolveram o conceito do fator de desacoplamento ( $0 \leq \Omega \leq 1$ ) que é um indicativo da interação biosfera-atmosfera nos processos de evapotranspiração vegetal. Quando igual ou próximo a 0, o controle biótico sobre a evapotranspiração é grande, ou seja, o acoplamento é forte e o déficit de saturação na superfície da folha é igual ao do ar fora da camada limite da folha. Posteriormente,  $ET$  é controlado pela condutância estomática por meio de sua resposta ao  $DPV$ . Quando próximo a 1, as condições externas são determinantes no processo, ou seja, as condições na superfície da folha são completamente desacopladas da camada limite atmosférica fora da folha, e o déficit de saturação na superfície da folha tende a um valor de equilíbrio local, que depende principalmente do recebimento de energia disponível e da condutância estomática (YUE et al., 2022).

O grau de acoplamento entre a folha - atmosfera ou o dossel - atmosfera determina se a taxa de transpiração é principalmente controlada pelo déficit de pressão de vapor e a condutância do estômato (forte acoplamento) ou se pelo saldo de radiação (fraco acoplamento) (DAUDET et al., 1999; HARRIS et al., 2004).

A variação sazonal sobre o fluxo do calor latente ( $LE$ ) é influenciada por vários fatores físicos e fisiológicos. Os fatores físicos podem ser quantificados pelo próprio fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) e pelo coeficiente Priestley–Taylor ( $\alpha$ ), além dos fatores fisiológicos que são representados pela condutância do dossel ( $G_c$ ) (JARVIS e MCNAUGHTON, 1986; JIAO et al., 2018).

O coeficiente de Priestley–Taylor ( $\alpha$ ) é definido como a razão entre a  $ET$  e a evapotranspiração de equilíbrio ( $ET_{eq}$ ). Seu uso elimina a influência do clima e pode ser usado para analisar os fatores que controlam o  $LE$ , logo coeficiente de Priestley–Taylor ( $\alpha$ ) representa o controle da evaporação pelos fatores atmosféricos e fisiológicos (GONG et al., 2021).

A taxa de equilíbrio (evapotranspiração de equilíbrio,  $ET_{eq}$ ) depende apenas da temperatura e da energia disponível ( $Rn - G$ ). Valores inferiores e superiores representam taxas de evaporação inferiores e superiores à taxa de equilíbrio, respectivamente (WILSON et al., 2002). Geralmente,  $\alpha \geq 1$ , tornando o suprimento de água do solo suficiente para que a  $ET$  seja controlada pela energia disponível ( $Rn - G$ ) (MCNAUNHTON e SPRIGGS, 1986). No entanto, o valor de  $\alpha$  é frequentemente abaixo de 1 em ecossistemas áridos e semiáridos (WILSON e BALDOCCHI, 2000, TIAN et al., 2017), indicando que a  $ET$  depende principalmente do suprimento de água do solo.

## 2.6 FLUXOS E BALANÇO DE CARBONO

O balanço líquido de carbono de um determinado ecossistema é resultado do fluxo do carbono tanto da forma orgânica, quanto pela inorgânica, independente da forma temporal e espacial (CHAPIN et al., 2006). Em outros termos, balanço de carbono em um ecossistema, desconsiderando os processos que ocorrem no solo, é o processo líquido resultante da assimilação de  $CO_2$  do processo biológico de fotossíntese ( $F$ ) e as emissões de  $CO_2$  como produto da respiração autotrófica, tanto

por respiração de crescimento quanto respiração de manutenção. Em um período de tempo, a diferença entre a fotossíntese ( $F$ ) das folhas, respiração líquida ( $R$ ) e o carbono perdido pela respiração autotrófica é chamada de produção primária líquida ( $GPP$ ). Os carboidratos formados como resultado da fotossíntese ficam alocados nas partes constituintes das plantas, e esta alocação de carbono ainda não é totalmente compreendida (MURTY et al. 2002).

A diferença entre a fotossíntese do dossel e a respiração do ecossistema durante o dia e a respiração do ecossistema à noite é denominada de Net Ecosystem Exchange ( $NEE$ ), ou seja, é a diferença do  $CO_2$  absorvido na fotossíntese e a perda durante a respiração.  $NEE$  é calculado pela soma dos fluxos medidos no topo do dossel e da taxa de armazenamento de  $CO_2$  abaixo do dossel (GRACE, 1995; WARING, 2007; CAVIGELLI, PARKIN, 2012; WANG et al., 2012; XIAO et al., 2008; YAN et al., 2016; LIAN et al., 2023).

Lian et al., (2023) comenta que o  $NEE$  de um ecossistema pode ser medido diretamente usando técnicas micrometeorológicas (ou seja, métodos de Eddy Covariance e Razão de Bowen) ou inferido pela medição de mudanças no carbono do sistema (CAVIGELLI e PARKIN, 2012; LUO e ZHOU, 2006). As medições de  $NEE$  têm sido amplamente aplicadas em vários ecossistemas, incluindo florestas (BARR et al., 2010), terras aráveis (AZEEM et al., 2019), pastagens (NIU et al., 2020) e florestas de tundras (BLANKEN et al., 2009).

A fixação de  $CO_2$  pelo ecossistema é resultado das reações bioquímicas da fotossíntese e respiração. O saldo entre a fotossíntese ( $F$ ) e a respiração ( $R$ ), são processos que determinam se o ecossistema ganhará ou a perderá carbono e é denominada, troca líquida de  $CO_2$  no ecossistema ( $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) ou  $NEE$  (HOLLINGER 1994; PRENTICE et al, 2001), podendo ser estimado por meio da Equação 02:

$$NEE = \sum F - \sum R(\text{Folhas}) - \sum R(\text{Troncos}) - \sum R(\text{Raízes}) - \sum R(\text{Solo})$$

Equação 02

Onde  $R$  é o somatório da respiração das folhas, caules, raízes e solo.

## 2.7 EFICIÊNCIA NO USO DA ÁGUA (*WUE*)

A seca representa um importante distúrbio climático, e espera-se que sua frequência e intensidade aumentem globalmente durante o século XXI (IPCC, 2014). O aumento da seca pode afetar os ciclos do carbono (*C*) e da água ( $H_2O$ ), impedindo o crescimento das plantas, aumentando a mortalidade das plantas, alterando a estrutura e a composição das comunidades de plantas e reduzindo a produção primária bruta (*GPP*) (CHURCHILL et al., 2015; MALONE, 2017; SUN et al., 2017).

Li et al. (2022) aponta que a maioria dos estudos recentes se concentra no armazenamento de carbono (PAN et al., 2011), dinâmica do carbono (MCGUIRE et al., 2018; WALKER et al., 2020) e ciclos hídricos do ecossistema (NIE et al., 2020; KONAPALA et al., 2020). No entanto, também é importante explorar a interação dos ciclos do carbono e da água para avaliar os impactos das mudanças climáticas.

A Eficiência do Uso da Água (do inglês *Water Use Efficiency*, *WUE*) é um conceito introduzido há 100 anos por Briggs e Shantz (1913). *WUE* é a razão entre assimilação de  $CO_2$  (quantidade de carbono assimilado como biomassa ou grãos produzidos) pela unidade de água utilizada pela cultura (*transpiração/Evapotranspiração*) (HATFIELD e DOLD, 2019), desempenhando um papel crítico na ligação dos ciclos terrestres do carbono e da água (CAO et al., 2020; KNAUER et al., 2017) e um indicador crítico às mudanças climáticas (BEER et al., 2009; NIU et al., 2011).

*WUE* geralmente pode ser determinado usando diferentes métodos que operam em escalas da folha e do ecossistema. Gu et al. (2021) argumenta que essa diversidade de definições para *WUE* é causada por múltiplas formas de quantificar as trocas de carbono e a perda de água (POTTS et al., 2006; LI et al., 2010; PEÑUELAS et al., 2011).

Na escala da folha, o *WUE* intrínseco (*iWUE*) é comumente estimado pela razão entre a taxa de assimilação de  $CO_2$  e a condutância estomática ( $g_s$ ), podendo ser calculado usando isótopos estáveis de carbono foliar representando a troca de  $CO_2$  e água entre a planta e o ambiente (FARQUHAR e SHARKEY, 1982; MEDLYN et al., 2017; TARIN et al., 2020; LAVERGNE et al., 2019; YI et al., 2019). Na escala do

ecossistema, o *WUE* é normalmente calculado como a razão entre a produtividade primária bruta (*GPP*) e a evapotranspiração (*ET*), que inclui a transpiração das plantas, a interceptação do dossel e a evaporação do solo nu (SUN et al., 2016; LAVERGNE et al., 2019; LIU, FENG e FU, 2020).

Além disso, o *iWUE* foliar é regulado principalmente pela condutância estomática e pelo teor de nitrogênio foliar (CAO et al., 2007; ZHOU et al., 2013), enquanto o *WUE* do ecossistema é regulado pela estrutura do dossel, interações de espécies e a evaporação do solo (TANG et al., 2014). Consequentemente, o *iWUE* da folha e o *WUE* do ecossistema envolvem diferentes processos do carbono e da água e, portanto, requerem diferentes métodos de medição (LI et al., 2022). Essas distinções são importantes porque as respostas fisiológicas na escala da folha são atenuadas ou aprimoradas em toda a escala do ecossistema por uma série de interações e feedbacks bióticos e abióticos complexos. No entanto, até agora, não está claro como *iWUE* e *WUE* do ecossistema variam em relação aos fatores abióticos ao longo de gradientes ambientais, e, consequentemente, até que ponto as mudanças no *iWUE* se traduzem em mudanças sobre o *WUE* do ecossistema em escala global (LI et al., 2022).

Apesar de a *WUE* atuar como onexo essencial da ciclagem de carbono e água em ecossistemas terrestres, o número de estudos focados nas variações interanuais dos indicadores *WUE* baseados em medições *in situ* de longo prazo é extremamente limitado. Para entender completamente as características básicas de um ecossistema, incluindo as variações interanuais da *WUE* e como essas características respondem a uma ampla gama de fatores meteorológicos e biofísicos, as medições que duram décadas ou mais precisam ser investidas (FOKEN, 2017; HU e LEI, 2021). No entanto, as medições de Eddy Covariance (*EC*) contínuas e de longo prazo são relativamente raras em todo o mundo. Baldocchi et al. (2018), coletaram 59 estudos que relataram mais de 5 anos de medições de *EC*, mas encontraram apenas 23 estudos com 10 ou mais anos de dados. Lavergne et al. (2019), também relataram que menos de um quinto dos sites disponíveis na rede FLUXNET-2015 possuíam sete ou mais anos de dados *EC*.

Nos últimos anos, um grande número de estudos foram publicados sobre a análise temporal e espacial de *WUE* do ecossistema. Tang et al. (2014), aplicaram

dados de sensoriamento remoto para analisar as mudanças espaciais e temporais na *WUE global* e concluíram que o uso e a cobertura da terra são as principais razões para o declínio na *WUE global*. Zhang et al. (2014), estudaram as mudanças *WUE* sob as mudanças climáticas no Leste Asiático e resumiram as áreas de alto e baixo valores de *WUE*. Huang et al. (2015), usaram dados de sensoriamento remoto de 1982 a 2008 para prever as mudanças globais *WUE* em três cenários, incluindo o aumento da concentração de  $CO_2$ , mudança climática e deposição de nitrogênio, descobrindo que *WUE* aumentava em todos os três cenários. Huang et al. (2016), focaram na resposta sazonal da *WUE global* às mudanças climáticas e concluíram que o aumento da *WUE* no hemisfério norte é resultante do aumento do GPP com o aumento da temperatura na primavera. Zhang et al. (2016), analisaram as variações temporais e espaciais em *WUE* no planalto de Loess entre 2000 e 2010, e os fatores de influência sobre *WUE* de diferentes tipos de vegetação foram diferentes. Yang et al. (2016), compararam as respostas *WUE* de diferentes ecossistemas terrestres à seca e examinou o mecanismo de resposta desses ecossistemas à seca.

De Oliveira et al. (2017), avaliaram *WUE* utilizando dados do MODIS para três locais de torres de fluxo na Amazônia, e seus resultados de avaliação revelaram que os valores de  $R^2$  entre os valores de *WUE* calculados pelo MODIS ( $WUE_{Modis}$ ) e as observações de *EC* ( $WUE_{EC}$ ) eram muito baixos, com uma faixa de 0,14 a 0,24. Zou et al. (2020), estudaram as variabilidades nos padrões espaciais de *GPP*, *ET* e *WUE* na Ásia Central de 2000 a 2014, encontrando que a diminuição da *WUE* foi causada principalmente por mudanças nas culturas plantadas e práticas de uso de água nas áreas agrícolas irrigadas na Ásia Central.

Ai et al. (2020), usando os dados do MODIS, revelaram a tendência significativamente crescente e decrescente de *EWUE* anual para terras agrícolas irrigadas em todo o mundo durante 2000-2014, respectivamente. No entanto, com base em 10 anos de dados da *EC*, Wang et al. (2018) descobriram que não houve tendência significativa de variação interanual para *EWUE* anual em uma área de cultivo de milho de 2005 a 2014. Conforme relatado por Yang et al. (2020), em escala global, o *EWUE* anual derivado do MODIS apresentou uma tendência significativamente decrescente

de 2000 a 2014, o que foi oposto ao do *EWUE* calculado a partir dos produtos *Breathing Earth System Simulator* (BESS) e do *Model Tree Ensemble* (MTE).

Hu e Lei (2021), fizeram observações de quinze anos, explorando as variações interanuais de cinco indicadores de *WUE*. sobre uma típica terra de cultivo de trigo na planície norte da China. *WUE* de ecossistema padrão (*EWUE*), *WUE* de dossel vegetal (*PWUE*), *WUE* inerente (*IWUE*), *WUE* subjacente (*uWUE*) e inclinação estomática ( $G_1$ ). Nenhum dos indicadores de *WUE* tiveram uma tendência interanual significativa. No bioma pantaneiro ainda não há estudos sobre essa importante variável. Portanto, é importante compreender o ciclo carbono-água, que avalia com precisão as variabilidades temporais e espaciais de *WUE* do ecossistema.

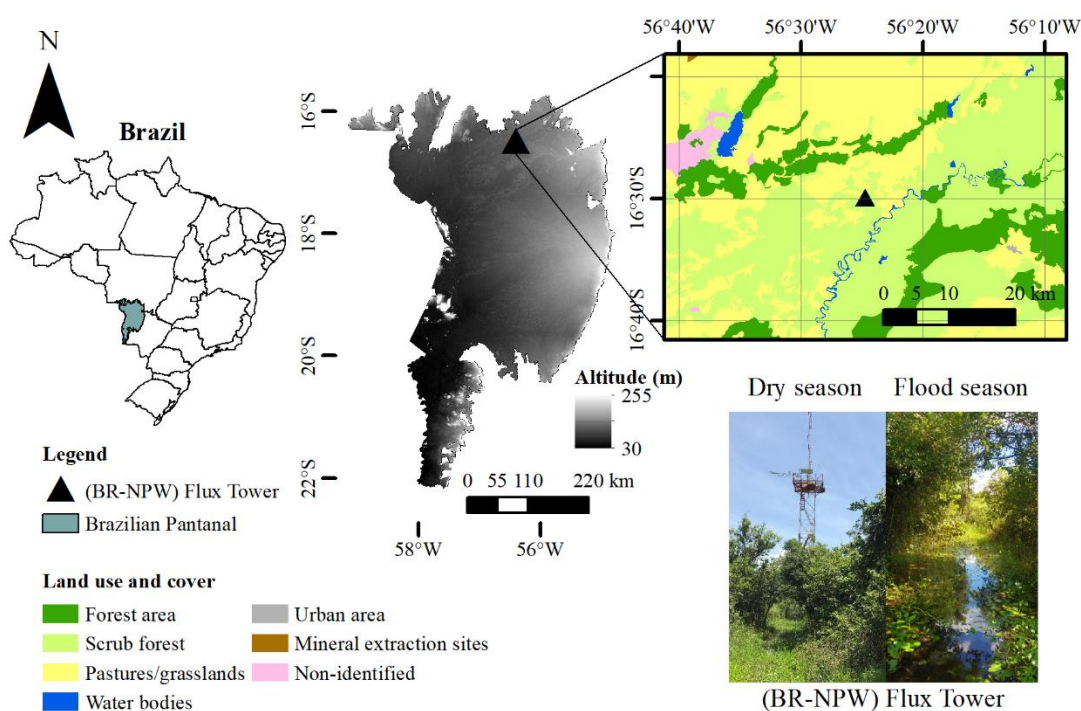
A interpretação das mudanças sobre *WUE* reflete as condições ambientais e depende da escala espacial e temporal (DREWRY et al., 2010; BRUNSELL, NIPPERTE BUCK, 2014; DE OLIVEIRA et al., 2017). Em áreas de floresta tropical, como a Amazônia, Cerrado e o Pantanal, há um interesse particular em obter informações sobre como as diferenças na estrutura da vegetação que podem influenciar *WUE* em escala regional. Essas informações são extremamente valiosas e podem ajudar a elucidar, entre outras coisas, de que maneira o estresse hídrico causado por secas severas impacta *WUE* em diferentes tipos de plantas por meio de reduções na transpiração ( $T$ ) ou assimilação de carbono pela regulação estomática das trocas gasosas ou pelas limitações bioquímicas da capacidade fotossintética (WU et al. 2017).

Dada a importância dos fenômenos físicos e biológicos que envolvem as trocas de carbono e água no Pantanal, torna-se essencial conhecer os padrões *WUE* em uma gama de escalas temporais e espaciais. Isso permite uma melhor compreensão da sobrevivência e adequação das plantas, distribuição de espécies de plantas e ciclo de carbono do ecossistema (LU e ZHUANG, 2010; ITO e INATOMI 2012; DE OLIVEIRA et al., 2017). Além disso, um melhor conhecimento dos padrões e drivers *WUE* é essencial para a previsão das respostas do ecossistema às mudanças climáticas futuras. Apesar disso, é importante destacar que as mudanças climáticas podem compensar localmente os efeitos da fertilização com  $CO_2$  sobre *WUE* em nível de ecossistema (HUANG et al., 2015; XUE et al., 2015; DE OLIVEIRA et al., 2017).

### 3. MATERIAL E METODOS

#### 3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO

O estudo foi conduzido na torre de fluxo do Pantanal Norte Brasileiro (BR-NPW) (Figura 12) localizada a aproximadamente 35 km SE da cidade de Poconé, Mato Grosso, Brasil ( $16^{\circ}29'53,71''$  S;  $56^{\circ}24'45,91''$  O; 120 m altitude). O local faz parte de uma estação de pesquisa administrada pela Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) dentro de uma reserva nacional administrada pelo Serviço Social do Comércio do Brasil (SESC Pantanal).



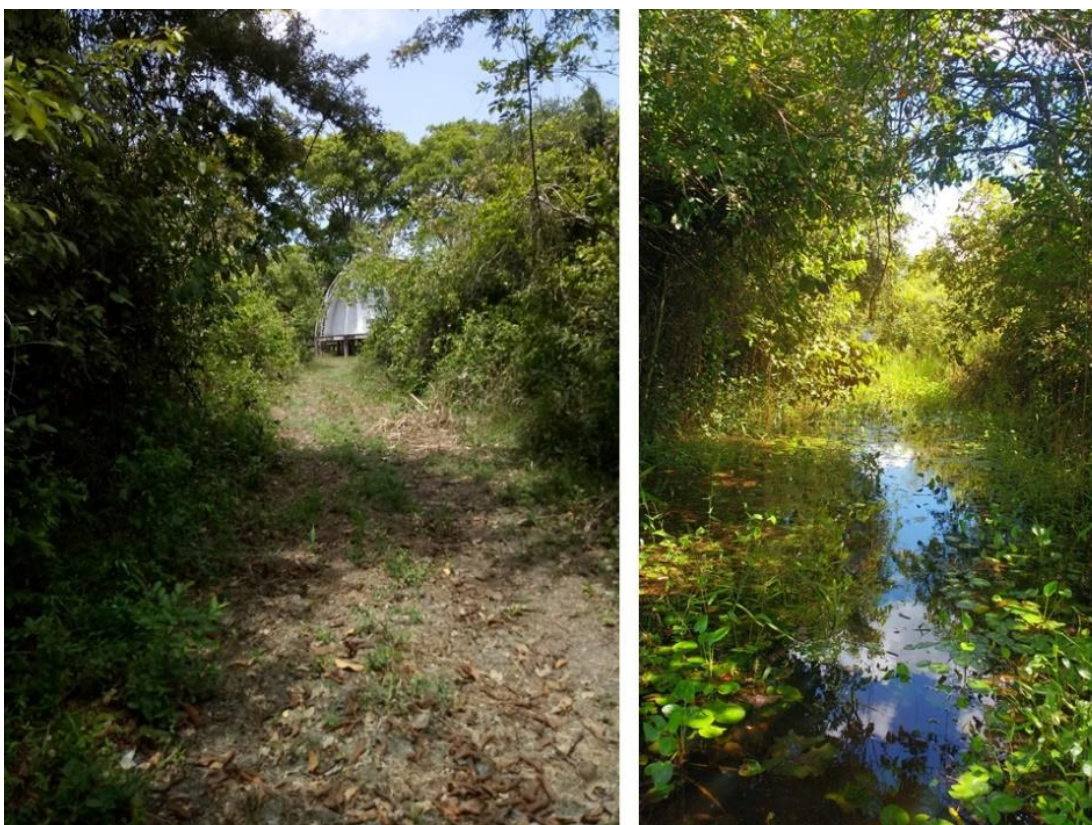
**FIGURA 12:** Localização da torre de Fluxo BR-NPW (triângulo preto) e cobertura e uso do solo no Pantanal Brasileiro, Mato Grosso, Brasil.

Segundo a classificação de Köppen, o clima regional é Aw, que é definido como um clima quente e úmido com chuvas no verão e seca no inverno (Alvares et al., 2013). As chuvas variam de 800 a 1500 mm/ano (FANTIM-CRUZ et al., 2010; VOURLITIS e da ROCHA, 2011; JOHNSON et al., 2013). A temperatura do ar varia entre 29 e 32 ° C (máximo) e entre 17 e 20 ° C (mínimo) (RODRIGUES et al., 2011; BIUDES et al., 2014). O tipo de solo da região é classificado como *Gleissolo Distrito* (COUTO et al., 2002) com concentração média de 429 g/kg de areia, 254 g/kg de silte e 317 g/kg de argila, média de matéria orgânica do solo. (SOM) (0–0,10 m de profundidade) de 17 g/kg e um pH do solo de 4,7 (VOURLITIS et al., 2014).



**FIGURA 13:** Torre de Fluxo BR-NPW durante período da seca.

A vegetação do local é típica de “matagais” da região, com área foliar média ( $AF$ ) de  $7,4 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$  e altura média de 6 m (PRADO, 2015), dominada por *Combretum lanceolatum*, Phol (Combretaceae), uma espécie comum encontrada nas margens de rios da região do Pantanal (SANTOS et al., 2006). Plantas vasculares ou semiaquáticas, como *Thalia geniculata* e *Nymphaea sp.* ocorrem em áreas mais abertas (POTT e POTT, 1994). Essas são florestas densas denominadas “hiperestacionais” porque estão sujeitas a enchentes e secas sazonais (JUNK et al., 2006).



**FIGURA 14:** Local de estudo durante o período seco e início do período de inundação.

As inundações ocorrem durante o período chuvoso (outubro a março), com pico de inundação ocorrendo entre dezembro e março com uma lamina d'água máxima de inundação de menos de 1 m (<https://youtu.be/0sEnR6vUJY8>) (DALMAGRO et al., 2019). As águas das cheias são turvas no início do período de cheias, devido aos sedimentos suspensos, mas tornam-se transparentes ao fim de alguns meses, mudando posteriormente para castanho escuro. As inundações ocorrem por chuvas locais e o transbordamento do rio Cuiabá (GIRARD et al., 2010) que está localizado a aproximadamente 2 km do local da pesquisa. Nesta área de estudo as inundações são superficiais até cerca de 2 m de lamina d'água. Durante o período de seca e em virtude das planícies baixas, muitos dos lagos de várzea são desconectados do canal do rio (CUNHA e JUNK, 2004).

O período de seca estende-se entre abril e setembro, sendo que durante este período pode não haver chuvas mensuráveis, com o pico do período nos meses de julho a setembro (VOURLITIS e DA ROCHA, 2011; DALMAGRO et al., 2019).

Para análise dos dados neste estudo foram considerados dois períodos entre os anos de 2014 a 2016: período seco (período em que o pantanal está seco ou começa a

secar – abril, maio, junho, julho, agosto e setembro) e período chuvoso (período de início das chuvas e em que há lâmina de água (outubro, novembro, dezembro, janeiro, fevereiro e março). O período chuvoso foi caracterizado sendo meses consecutivos de precipitação média ( $Ppt$ )  $> 100 \text{ mm}$  (HUTYRA et al., 2007) e conteúdo volumétrico de água no solo ( $SWC$ ) maior que  $0.30 \text{ m}^{-3}\text{m}^{-3}$  (média das profundidades de 10 e 30 cm).

Essa divisão de períodos é baseada em pesquisas realizadas no Pantanal Norte Mato-grossense que trabalharam com sazonalidade (CARVALHO, 2013; NOVAIS et al., 2015; LÁZARO et al., 2020) que consideram os valores da precipitação, umidade do solo e lâmina d'água da região. Adicionado ao fato que mesmo antes da chuva acontecer no local da torre de pesquisa, a precipitação já pode estar acontecendo na parte superior do rio Cuiabá o fazendo transbordar (GIRARD, et al., 2010), iniciando o processo de inundação do Pantanal.

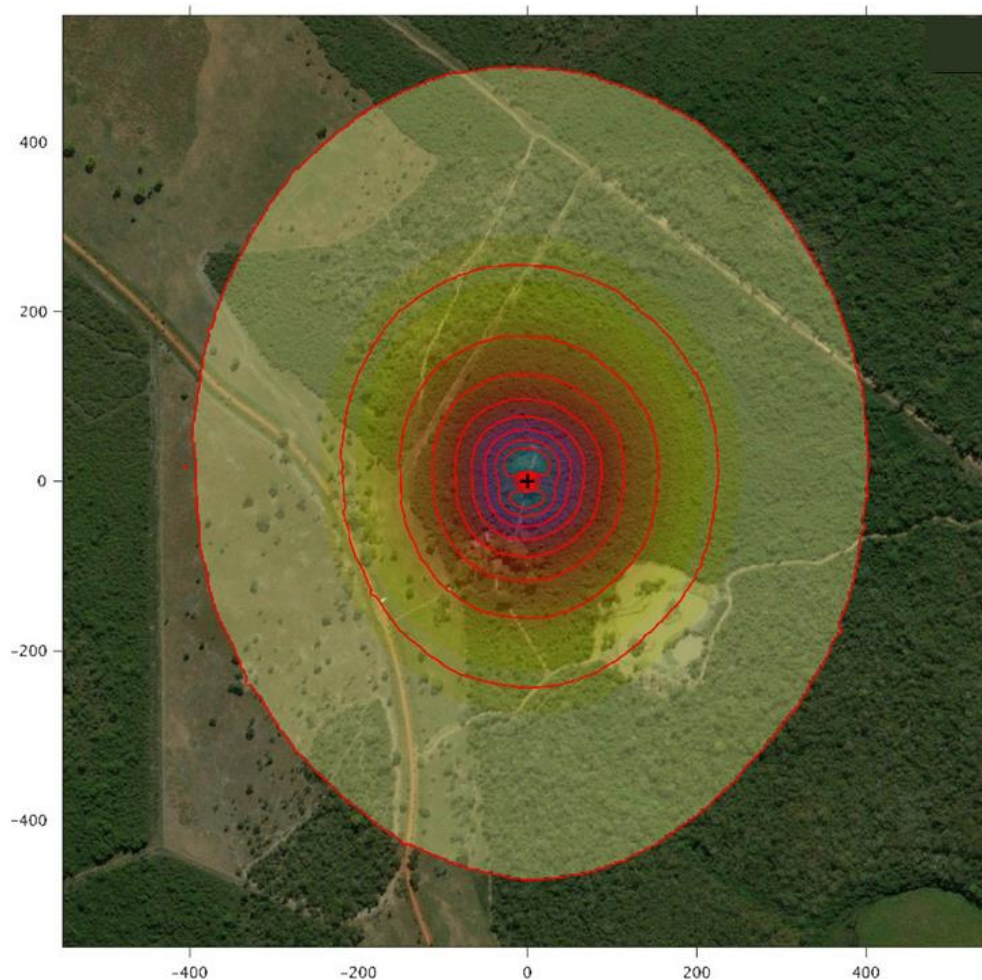
### **3.2 PROCESSAMENTO DE DADOS BRUTOS DO SISTEMA EDDY COVARIANCE, LIMPEZA E PREENCHIMENTO DAS LACUNAS DE DADOS**

O sistema de Eddy Covariance foi montado na torre de pesquisa de 20 m de altura junto com sensores meteorológicos (Figura 15). O sistema de Eddy Covariance consistia em um anemômetro sônico 3D usado para medir as componentes tridimensionais ortogonais de velocidade ( $u_x, u_y, u_z$ ) e determinar flutuações de temperatura sônica de alta frequência, bem como dois analisadores de gás infravermelho para medir as concentrações de  $\text{CO}_2$ . Entre 1º de janeiro de 2014 e 30 de junho de 2014, foi usado um anemômetro WindMaster 3D (Gill, Instruments Ltd., Lymington, Reino Unido, precisão  $\pm 0,05 \text{ m/s}$ ), e entre 1º de janeiro de 2015 e 31 de dezembro de 2016, foi usado um RM - Young Anemômetro 3D (Modelo 81000, RM Young Company, Traverse City, MI,  $\pm 0,05 \text{ m/s}$ ).

Os dados brutos de Eddy covariância foram processados usando o software EddyPro® (v.6.2.0) (LI-COR Biosciences, Lincoln, Nebraska, EUA) em intervalos de 30 minutos. O software faz correções nas flutuações de densidade do ar Webb-Pearman-Leuning (DETTO e KATUL, 2007; WEBB, PEARMAN, e LEUNING, 1980), correções espectrais (MONCRIEFF, CLEMENT, FINNIGAN, e MEYERS, 2004), correção de umidade da temperatura sônica (VAN DIJK, MOENE, e BRUIN,

2004), e a correção da resposta de frequência incorporada (LEE, MASSMAN, e LAW, 2004; MASSMAN, 2000).

Depois de calcular os fluxos, sinalizadores de controle de qualidade de 2 descritos por Foken et al. (2004) (derivado de EddyPro®) foram removidos da série temporal, assim como as leituras realizadas durante os eventos de precipitação e os dados durante os períodos de baixa turbulência (velocidade de atrito,  $u^* < 0,11 \text{ m s}^{-1}$ ). Após esse processamento, as lacunas de dados foram preenchidas usando o método de amostragem de distribuição marginal (MDS), padronizado usando REddyProc. REddyProc emprega um algoritmo baseado nos métodos propostos por Falge et al. (2001), mas considera tanto a covariação dos fluxos com variáveis meteorológicas quanto a autocorrelação temporal dos fluxos conforme descrito por Reichstein et al. (2005).



**FIGURA 15:** Área da pesquisa no Pantanal Mato-grossense com raster de pegada (footprint), e linhas de contorno de 10% a 90% em intervalos de 10%.

**FONTE:** Adaptado de Dalmagro et al. (2019).

A análise da pegada da torre (*footprint*), calculada usando a ferramenta online criada por Kljun, Calanca, Rotach e Schmid (2004), indicou que a contribuição máxima para o fluxo medido foi 34 m contra o vento da torre, com 90% de todos os fluxos originados dentro 250 m de torre (Figura 15) (DALMAGRO et al., 2019).

### 3.3 MEDIÇÕES MICROMETEOROLÓGICAS E DE FLUXO

Os dados foram coletados de 1º de janeiro de 2014 a 31 de dezembro de 2016, com interrupções durante o período de julho a dezembro de 2014 devido à falha do anemômetro sônico. As variáveis micrometeorológicas foram medidas 20 m acima do solo, próximo aos sensores de Eddy Covariance (Figura 16).



**FIGURA 16:** Torre de Fluxo BR-NPW. Bahia das Pedras – SESC Pantanal. Círculos vermelhos indicam os instrumentos micrometeorológicos.

A temperatura do ar ( $T_a$ , °C) e a umidade relativa do ar ( $UR$ , %) foram medidas em termohigrômetro (HMP45AC, Vaisala Inc., Woburn, MA, EUA). A radiação líquida ( $R_n$ ,  $W m^{-2}$ ) e a radiação solar incidente ( $R_s$ ,  $W m^{-2}$ ) foram medidas usando um radiômetro líquido (NR - LITE - L25, Kipp e Zonen, Delft, Holanda) e um piranômetro (LI-100X, LI-COR Biosciences, Lincoln, NE, EUA), respectivamente. A precipitação ( $P_{pt}$ , mm) foi medida a 2 m acima do solo usando uma estação micrometeorológica (WXT520, Vaisala Inc., Helsinki, Finlândia) instalada em uma área aberta para evitar a interceptação pela torre ou copa das árvores.

O estágio de inundação foi determinado medindo a lâmina d'água ( $L_{água}$ , cm) acima do solo no local de estudo. A lâmina d'água ( $\pm 1\%$ ) foi medida junto a temperatura da água ( $\pm 0,3$  °C usando um CTD-10 (Decagon Devices Inc., Pullman, WA, EUA,  $\pm 0,05\%$  da escala completa a 20 °C) em 2015 e 2016. Devido ao mau funcionamento do instrumento em 2014, os dados neste ano não estiveram disponíveis. O início de cada ciclo de inundação começou com a primeira leitura de água parada no local e terminou quando os sensores indicaram a ausência de água parada. em comparação com o estágio do Rio Cuiabá coletado pelos guardas-florestais da RPPN-SESC do Pantanal a aproximadamente 1 km de distância.

A temperatura do solo ( $T_{solo}$ , °C) e conteúdo volumétrico de água no solo ( $SWC$ ,  $m^3 m^{-3}$ ) foram medidas em profundidades de 10 e 30 cm usando uma combinação de umidade do solo e sonda de temperatura (GS3, Decagon Devices, Inc., Pullman, WA). Todas as variáveis ambientais foram medidas a cada 30s e processadas e armazenadas em intervalos de 30 minutos usando um registrador de dados (CR1000, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT).

Os fluxos de calor latente ( $LE$ ,  $W m^{-2}$ ) e sensível ( $H$ ,  $W m^{-2}$ ) foram quantificados usando o sistema de Eddy Covariance. O sistema de Eddy Covariance consistia em um anemômetro sônico 3D (Modelo 8100, RM Young Company, Traverse City, MI) e um analisador de gás infravermelho de caminho aberto LI-7500A (LI-COR Biosciences, Lincoln, NE) para medir a densidade média e flutuante do vapor de água. Valores dos parâmetros, modelo e fabricantes estão na Tabela 1.

**TABELA 1:** Parâmetro, nome e fabricante dos equipamentos da estação de Eddy Covariance.

Parâmetro (Precisão)	Nome/modelo	Fabricante
Concentração de CO <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> O (1%)	LI-7500A	LI-COR Biosciences Lincoln, NB, USA
Velocidade do vento (0,05m s <sup>-1</sup> )	81000	R.M. Young Company Traverse City, MI, USA
Temperatura do ar (0,3 °C), Umidade relativa do ar (4%), Precipitação (5%), Pressão atmosférica (≤1 hPa), direção do vento (0,3°), velocidade do vento (0,3 ms <sup>-1</sup> )	WXT520	Vaisala Inc. Helsinki, Finland
Saldo de radiação (5% erro direcional)	NR Lite 2	Kipp & Zonen Delft, the Netherlands
Radiação de ondas curtas (5%)	LI-200x-L	LI-COR Biosciences Lincoln, NB, USA
Radiação fotossinteticamente ativa (fluxo de fótons) (5%)	LI-190SA Quantum	LI-COR Biosciences Lincoln, NB, USA
Potencial hídrico (25%), temperatura (1 °C)	MPS2	Decagon Devices Inc. Pullman, WA, USA
Teor volumétrico de água (0,03 m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> ), temperatura (1°C), condutividade (10%)	GS3	Decagon Devices Inc. Pullman, WA, USA

Os valores do fluxo de calor do solo ( $G$ ,  $W m^{-2}$ ) não foram medidos devido ao mau funcionamento da instrumentação e grandes lacunas nas séries temporais. Os fluxos médios de  $LE$  e  $H$  foram obtidos calculando a covariância entre as flutuações na velocidade do vento vertical e densidade e temperatura do vapor de água, respectivamente, em um intervalo de 30 minutos seguindo uma rotação coordenada dos vetores de vento (MCMILLEN, 1988). O fluxo de vapor de água foi corrigido para as flutuações simultâneas no calor de acordo com Webb et al. (1980).

### 3.4 MÉTODOS

#### 3.4.1 Fechamento e partição do balanço de energia ( $BE$ ) atmosférico

O desempenho do sistema foi avaliado pela regressão ortogonal do fechamento do balanço de energia ( $BE$ ) utilizando como variável independente a diferença entre saldo de radiação e a densidade de fluxo de calor do solo ( $Rn$ ) medidos com os sensores meteorológicos e como variável dependente a soma das densidades de fluxo de calor sensível e de fluxo de calor latente ( $H + LE$ ) medidos com o sistema de Eddy Covariance (MCMILLEN, 1988; WILSON et al. 2002).

Assumindo o fechamento do balanço de energia ( $BE$ ) como:

$$R_n - G = LE + H \quad \text{Equação 03}$$

Os valores do fluxo de calor no solo ( $G$ ) foram desconsiderados, logo a Equação 03 pode ser escrita como:

$$R_n = LE + H \quad \text{Equação 04}$$

Foram negligenciados a energia armazenada no dossel e a energia usada na fotossíntese e respiração, pois elas representam menos de 2% da radiação líquida (HEILMAN et al., 1994).

O fechamento do balanço energético ( $BE$ ) também foi avaliado pela fração  $EBR$ , que é a razão de  $LE + H$  e  $Rn$  acumulados a cada meia hora (MCGLOIN et al., 2018; CAMPOS et al., 2019), ao longo dos períodos estudados, conforme a Equação 3.

$$EBR = \frac{\sum(LE + H)}{\sum Rn} \quad \text{Equação 05}$$

Um valor de  $EBR$  próximo a 1 indica o fechamento completo, enquanto um valor próximo a zero indica uma grande fração não medida do orçamento de energia.

### 3.4.2 Controles Biofísicos na Evapotranspiração

A capacidade de uma superfície de transferir vapor de água para a atmosfera é o que define a condutância do dossel ( $G_c$ ,  $\text{m s}^{-1}$ , Equação 04). O  $G_c$  foi calculado durante os períodos diurnos (08:00–16:00 h, horário local) a partir de dados micrometeorológicos e de covariância turbulenta usando a equação invertida de Penman-Monteith (MONTEITH, 1981; HARRIS et al., 2004; RODRIGUES et al., 2016; JIAO et al., 2018):

$$G_c = G_a \left[ \frac{\Delta R_n + \rho C_p DPV G_a}{\gamma LE} - \frac{\Delta}{\gamma} - 1 \right]^{-1} \quad \text{Equação 06}$$

onde  $G_a$  é a condutância aerodinâmica ( $\text{m s}^{-1}$ ; descrita abaixo),  $\Delta$  é a inclinação da curva de pressão de vapor de saturação versus temperatura ( $\text{kPa K}^{-1}$ ),  $\rho$  é a densidade do ar seco ( $\text{g m}^{-3}$ ),  $C_p$  é a capacidade de calor específico ( $\text{J g}^{-1} \text{K}^{-1}$ ),  $DPV$  é o déficit de

pressão de vapor atmosférico (kPa),  $\gamma$  é a constante psicrométrica (kPa K<sup>-1</sup>) e  $Rn$  é a energia disponível (W m<sup>-2</sup>).

Segundo Gash et al. (1999) e Rodrigues et al. (2014), quando o fluxo de momento ou a velocidade de atrito ( $u^*$ ) são medidos diretamente das flutuações na velocidade vertical e horizontal do vento, a condutância aerodinâmica do momento ( $G_a$ ), pode ser calculada como (Equação 07):

$$G_a = \frac{u^{*2}}{u} \quad \text{Equação 07}$$

onde  $u$  é a velocidade do vento medida pelo anemômetro sônico triaxial (m s<sup>-1</sup>) e  $u^*$  é a velocidade de fricção calculada a partir das medições do Eddy Covariance (m s<sup>-1</sup>) (Baldocchi et al., 1991).

Não foram feitas nenhuma tentativa para ajustar  $G_a$  às variações de estabilidade atmosférica porque  $u^*$  foi medido diretamente pelo Eddy Covariance, ao contrário de estimativas que usa métodos de gradiente de fluxo. Além disso, os ajustes geralmente levam a erros nas estimativas de  $G_a$  ou são altamente incertos em áreas onde a cobertura arbórea é esparsa, como a vegetação do local de estudo deste trabalho (*Combretum lanceolatum*, Phol) (ver Lankreijer et al., 1993 e Gash et al., 1999 para uma discussão completa).

As médias diárias, mensais e anuais do fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) foram calculadas de acordo com Jarvis e McNaughton (1986), de acordo com a Equação 08. O fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) determina o grau de controle estomático ( $gs$ ) sobre o fluxo de calor latente ( $LE$ ).

$$\Omega = \left[ 1 + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \frac{r_c}{r_a} \right]^{-1} \quad \text{Equação 08}$$

onde  $r_c$  e  $r_a$  são as resistências da superfície e aerodinâmica (s m<sup>-1</sup>), respectivamente (JARVIS e MCNAUGHTON, 1986; MCNAUGHTON e JARVIS, 1983). Os valores

de  $\Omega$  variam entre 0 e 1, e valores próximos a zero indicam que o dossel está mais acoplado à atmosfera sobrejacente (JARVIS e MCNAUGHTON, 1986).

O coeficiente de Priestley-Taylor ( $\alpha$ , Equação 09) normaliza  $LE$  pela evaporação de equilíbrio ( $\lambda E_q$ ), portanto, representa o controle da evaporação pela atmosfera ou disponibilidade de água (PRIESTLEY e TAYLOR, 1972; LEI e YANG, 2010).

$$\alpha = \frac{LE}{\lambda E_q} \quad \text{Equação 09}$$

onde  $\lambda E_q$  (Equação 10) representa a quantidade de energia disponível na superfície (MONTEITH e UNSWORTH, 2008).

$$\lambda E_q = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n) \quad \text{Equação 10}$$

Este método evita o uso de um valor fixo de  $\alpha$  e elimina a necessidade de calibrações locais para medições de umidade atmosférica (PEREIRA, 2004).

As variáveis  $G_c, G_a, \Omega, \lambda E_q$  e  $\alpha$  foram calculados durante os períodos diurnos (08:00-16:00h, hora local) a partir de dados micrometeorológicos e de Eddy Covariance. O filtro horário aplicado nestas variáveis é devido a sensibilidade dos valores coletados pelo Eddy Covariance. Na condição de baixa turbulência, os valores de  $G_c, G_a, \Omega, \lambda E_q$  e  $\alpha$  e as variáveis calculadas através das mesmas, tendem a extrapolar para valores infinitos, se estabilizando para valores de alta/moderada turbulência. Essas extrapolações de valores são observadas empiricamente, ao analisar os dados já tratados (Veja secção 3.2).

Rodrigues et al., (2014), comenta que em copas altas e aerodinamicamente ásperas, como florestas e/ou bosques,  $G_a$  normalmente excede o  $G_c$  (dossel é mais aerodinamicamente acoplado à atmosfera sobrejacente). Sob essas condições, variações em  $G_c$  e  $LE$  podem ser mais sensíveis a variações de condutância estomática ( $g_s$ ) e déficit de pressão de vapor atmosférico ( $DPV$ ) do que em copas mais curtas e aerodinamicamente suaves, como pastagens (JARVIS e MCNAUGHTON, 1986; JONES, 1992). Assim, filtros nos valores e nos horários são necessários para estimativa de variáveis, fatores e coeficientes, como o cálculo de  $G_c, \Omega$ , e  $\alpha$  e de todas as variáveis estimadas a partir da mesma, como realizado nos estudos de Roberts et

al., (1993), Körner (1995), Kumagai et al., (2004), Nicolás et al., (2008), Polhamus e Fisher (2013), Rodrigues et al., (2014), Haijun et al., (2015), Zhang et al., (2016)b, Xu et al., (2018), Tan et al., (2019), Marques et al., (2020) e Alves et al., (2022).

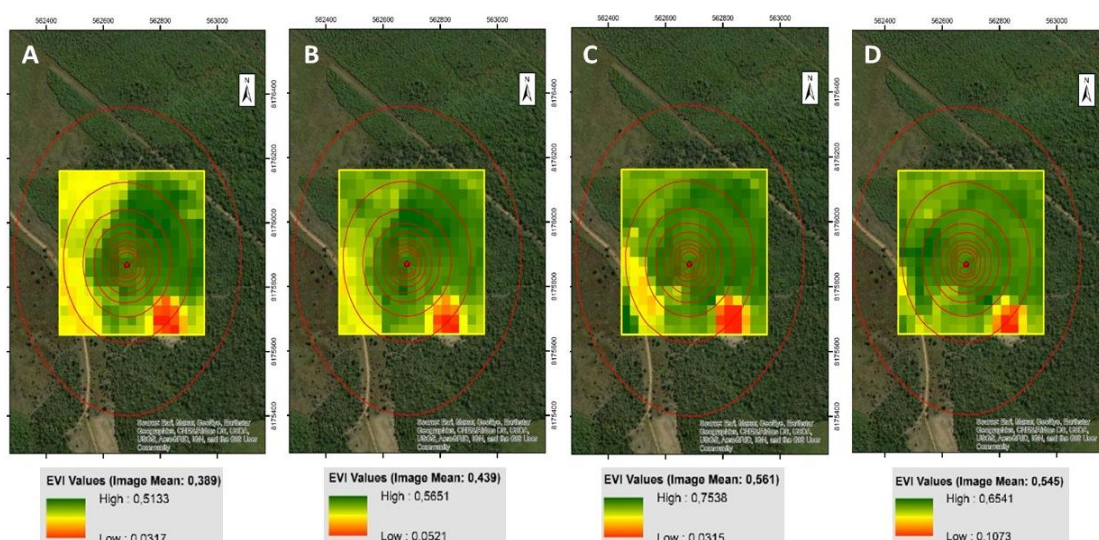
Logo, foi aplicado um filtro em  $G_c$  para evitar valores acima de  $24,8 \pm 13,8$   $\text{mm s}^{-1}$ , conforme sugerido por Tan et al. (2019) para florestas tropicais.

Regressões lineares e ortogonais foram utilizadas para investigar as relações entre  $ET$  e os fatores abióticos ( $DPV$ ,  $SWC$  e  $Rn$ ) e bióticos (fenologia) que o controlam.

### 3.4.3 Medições de refletância espectral

O comportamento sazonal da fenologia da vegetação foi avaliado usando o Índice de Vegetação Aprimorado, em inglês *Enhanced Vegetation Index (EVI)*, calculado usando valores de refletância nas bandas do vermelho, azul e infravermelho próximo (JIANG et al., 2008) obtidos do Landsat-8 Operational Land Imager (*OLI*).

Os dados foram adquiridos entre 2014 e 2016 do United States Geological Survey (<https://espa.cr.usgs.gov>) selecionando as melhores cenas em condições de céu claro. O *EVI* médio por cena (cada cena possui cerca de 289 pixels formando uma matriz de 17X17) foi calculado usando valores de pixels dentro de uma área de 250.000  $\text{m}^2$  contendo a Torre BR-NPW no centro (Figura 17), totalizando 30 cenas.



**FIGURA 17:** Área da Torre BR-NPW com o footprint e linhas de contorno de 10% a 90%, em intervalos de 10%, e valores de EVI. (A) e (B) para os dias, 24/09/2015 e 26/09/2016,

respectivamente para o período seco e (C) e (D) para as datas, 11/01/2016 e 18/03/2016, respectivamente para o período chuvoso.

Como a vegetação do local de estudo é homogênea em relação à pegada da torre e logo a área selecionada no entorno da torre tem representatividade espacial para o cálculo do *EVI*.

### 3.4.4 Eficiência no uso da água (*WUE*)

Com base em abordagens de troca gasosa, a eficiência do uso da água pode ser estudada no nível do ecossistema. A eficiência do uso de água do ecossistema (*WUE*) pode ser calculada pela razão da produtividade líquida do ecossistema diurno (*NEP*) pela a Evapotranspiração (*ET*) correspondente (TONG et al., 2009):

$$WUE = \frac{NEP}{ET} = -\frac{NEE}{ET} \quad \text{Equação 11}$$

onde *NEE* ( $gC\ m^{-2}\ day^{-2}$ ) é a troca líquida de  $CO_2$  pelo ecossistema. Ambos *NEE* e *ET*, para o cálculo de *WUE*, foram obtidos pelo sistema de Eddy Covariance das 08:00-16:00h.

O processo de evapotranspiração (*ET*) é regido pela troca de energia na superfície da vegetação e é limitado pela demanda atmosférica, possibilitando estimar os fluxos de calor latente (*LE*) utilizando os princípios de conservação de energia (SOUZA LIMA et al., 2013). Não foi possível distinguir a *ET* das plantas do *ET* do solo.

A evapotranspiração (*ET*, mm hora<sup>-1</sup>) obtida pelo método Eddy Covariance, da seguinte forma:

$$ET = \frac{3600 \cdot LE}{\lambda_v \cdot \rho} \quad \text{Equação 12}$$

onde *LE* ( $W\ m^{-2}$ ) é o fluxo de calor latente,  $\lambda_v$  é o calor latente de vaporização ( $2,501 - (2,361 \cdot 10^{-3})\ Ta, MJ\ kg^{-1}$ );  $\rho$  é a densidade da água ( $1,0 \cdot 10^3\ kg\ m^{-3}$ ); e 3600 é um fator de conversão de hora para segundo.

### 3.4.5 Análise estatística

Para comparar as diferenças entre as médias dos períodos seco e chuvoso (fases hidrológicas sazonais), usamos a técnica bootstrap para o cálculo com intervalo de confiança (IC) de 95%, construindo 1000 conjuntos de dados amostrais começando por amostragem aleatória (com substituição) das séries diárias observadas. Diferenças estatisticamente significativas nos valores médios mensais para os períodos em estudo foram determinadas pelo grau de sobreposição em  $\pm 95\%$  de IC inicializado (TIBSHIRANI e EFRON, 1993; EFRON e TIBSHIRANI 1994).

Aliado a técnica bootstrap usamos o teste não paramétrico de Kruskal-Wallis, pois este teste dispensa a pressuposição de normalidade e homoscedasticidade (KRUSKAL e WALLIS, 1952; SCHEIRER, RAY e HARE, 1976; CORDER e FOREMAN, 2011).

O desempenho do sistema de Eddy Covariance foi avaliado considerando o fechamento do balanço de energia ( $BE$ ), por meio de regressão ortogonal, utilizando-se como variável independente a diferença entre saldo de radiação ( $Rn$ ) medidos com os sensores meteorológicos e como variável dependente a soma das densidades de fluxo de calor sensível e de fluxo de calor latente ( $LE + H$ ) medidos com o sistema de Eddy Covariance (MCMILLEN, 1988).

Assim, quando o coeficiente angular for igual a um e o linear igual a zero, ou pelo menos quando as diferenças encontradas não forem estatisticamente significativas, isso indica que para as condições experimentais avaliadas o sistema explica praticamente toda energia disponível no meio para os processos de  $LE$  e  $H$ .

Afim de estudar o grau de associação entre variáveis, isto é o grau de inter-relacionamento entre as mesmas, foram feitas correlações múltiplas de Spearman entre  $WUE$ ,  $ET$ ,  $Rn$ ,  $NEE$ ,  $DPV$ ,  $SWC$  e  $Gc$ . O coeficiente da correlação de Spearman ( $\rho$ ) varia de -1 a +1, sendo valores mais próximo dos extremos (-1 ou 1), maior é a força da correlação e valores próximos de 0 implicam em correlações mais fracas ou inexistentes (RUMSEY et al., 2016; PALLANT, 2011).

Não existe consenso sobre a interpretação do poder da correlação dado pelo coeficiente de Spearman ( $\rho$ ), mas existem algumas recomendações. Neste estudo foi adotado a abordagem de Rumsey et al., (2016, 2019), resumida na Tabela 2.

**TABELA 2:** Classificação dos valores do coeficiente de correlação de Spearman ( $\rho$ ).

Coeficiente de correlação ( $\rho$ )	Correlação
0,7 a 1,0	Forte
0,5 a 0,7	Moderada
0,0 a 0,5	Fraca

**Fonte:** Rumsey et al., (2016, 2019).

Ao contrário do coeficiente de Pearson ( $r$ ), o coeficiente de Spearman não exige a suposição de que a relação entre as variáveis seja linear, nem requer que as mesmas sejam quantitativas, podendo inclusive ser utilizado para verificar relação entre variáveis medidas no nível ordinal (PALLANT, 2011).

Os dados foram analisados usando o Microsoft Office Excel 2019 e os softwares estatístico IBM SPSS Statistics 21 e Origin 8.5 - OriginLab.

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 Variações temporais na micrometeorologia, evapotranspiração e refletância do dossel

As maiores temperaturas médias do ar anuais ( $+SD$ ) ( $25,6 \pm 2,1$  °C) e do solo ( $26,2 \pm 1,8$  °C) ( $T_a$ ,  $T_{solo}$ ) foram observadas em 2015, enquanto os valores mais baixos foram observados em 2016. O maior valor de  $T_a$  (Tabela 3, Figura 18A) em 2015 foi atribuída à ocorrência de um forte El Niño, que trouxe altas temperaturas para grande parte da Bacia Amazônica (PANISSET et al., 2017).  $T_a$  foi fortemente correlacionado com a  $T_{solo}$  na área de estudo (0,944,  $p < 0,01$ ) (Tabela 4) com diferenças sazonais em  $T_a$  e  $T_{solo}$  pelo teste de Kruskal-Wallis com nível de significância de 0,05.

No final do período seco, entre setembro e outubro, houve tipicamente um aumento abrupto na temperatura do ar ( $T_a$ ), na umidade relativa do ar ( $UR$ ) (Figura 18A) e na precipitação ( $Ppt$ ) (Figura 18B) e um declínio no déficit de pressão de vapor ( $DVP$ ).

Em média, a ocorrência de maiores valores de  $DPV$  e menor valores de  $UR$  durante o ano de 2015 são atribuídos à ocorrência de um episódio de El Niño (PANISSET et al., 2017), com forte correlação negativa de -0,943 ( $p < 0,01$ ) para área de estudo (Tabela 4).

**Tabela 3:** Médias sazonais e anuais ( $\pm SD$ ) usando Bootstrap e seus intervalos de confiança da Temperatura do ar ( $T_a$ , °C), umidade relativa do ar ( $UR$ , %), velocidade do vento ( $u$ ,  $ms^{-1}$ ), velocidade de atrito ( $u^*$ ,  $ms^{-1}$ ), déficit de pressão de vapor ( $DPV$ ,  $kPa$ ), temperatura do solo ( $T_{soil}$ , °C), conteúdo volumétrico de água no solo (SWC,  $m^3 m^{-3}$ ) nas camadas de 10 cm e 30 cm, evapotranspiração ( $ET$ ,  $mm dia^{-1}$ ); precipitação total acumulada ( $Ppt$ ,  $mm$ ) e evapotranspiração acumulada (total) ( $ET_{total}$ ,  $mm$ ) entre 2014 e 2016 para BR-NPW.

Variáveis	2014			2015			2016		
	Período Seco	Período chuvoso	Annual	Período Seco	Período chuvoso	Annual	Período Seco	Período chuvoso	Annual
	<i>T<sub>a</sub></i> *	24,4±2,50	26,1±1,00	25,3±2,10	24,3±2,10 ab	27,0±1,00 a	25,6±2,10	22,5±3,20 b	26,3±1,20 ab
<i>UR</i>	84,9±2,20	85,0±2,80	85,1±2,50	80,5±6,90 a	81,3±4,80 a	80,9±6,00	80,9±5,80 a	84,1±4,20 a	82,7±5,30
<i>DPV</i>	0,6±0,10	0,6±0,20	0,6±0,13	0,9±0,40 a	0,9±0,30 a	0,9±0,40	0,8±0,30 a	0,7±0,20 a	0,7±0,30
<i>u</i>	1,6±0,20	1,6±0,20	1,6±0,22	1,7±0,30 a	1,6±0,60 a	1,7±0,50	1,6±0,30 a	1,7±0,30 a	1,7±0,30
<i>u</i> *	0,20±0,04	0,23±0,03	0,22±0,03	0,22±0,03 a	0,23±0,08 a	0,22±0,06	0,21±0,04 a	0,24±0,03 a	0,23±0,04
<i>T<sub>solo 10 cm</sub></i> *	25,1±2,20	26,8±1,20	25,9±1,90	24,9±1,60 ab	27,5±1,10 a	26,2±1,80	23,7±2,20 b	26,9±1,00 ab	25,3±2,40
<i>T<sub>solo 30 cm</sub></i> *	25,5±1,90	26,8±0,90	26,1±1,60	25,1±1,03 ab	27,3±0,80 a	26,2±1,50	24,0±1,80 b	26,7±1,00 ab	25,4±2,00
<i>SWC<sub>10 cm</sub></i>	0,50±0,01	0,47±0,07	0,49±0,05	0,49±0,01 a	0,43±0,10 a	0,45±0,08	0,42±0,09 a	0,44±0,07 a	0,43±0,08
<i>SWC<sub>30 cm</sub></i>	0,52±0,01	0,51±0,01	0,52±0,01	0,50±0,03 a	0,46±0,06 a	0,48±0,05	NA	0,45±0,07 a	0,45±0,07
<i>P<sub>pt</sub></i>	289,40	815,10	1104,40	324,60	883,70	1208,30	181,30	1364,30	1545,60
<i>ET</i> *	3,4±0,70	4,6±0,60	4,0±0,90	3,1±0,60 a	4,3±0,70 ab	3,7±0,90	3,1±0,70 a	4,5±0,60 a	3,8±0,90
<i>ET<sub>total</sub></i>	306,20	409,40	715,50	574,60	788,50	1363,10	574,70	821,20	1395,90

\*Nas variáveis que possuem asterisco houveram diferenças significativas entre as médias de cada subperíodo conforme o teste de Kruskal-Wallis com nível de significância de 0,05. Letras diferentes indicam as diferenças entre as médias.

NA: Dados não disponíveis.

As variações sazonais no *DPV* foram inversamente proporcionais às tendências sazonais de *Ppt* (-0,324) e *UR* (Tabela 3 e 4), o que é típico para florestas tropicais sazonais na Bacia Amazônica (ROCHA et al., 2004; VOURLITIS et al., 2015), Cerrado (FAUSTO et al., 2014; BIUDES et al., 2015; SILVA et al., 2019) e Pantanal (BIUDES et al., 2014, 2015). *Ta* obteve tendências sazonais consistentes com os valores mais baixos no período seco, quando as ondas de ar frio das regiões do sul do continente e podem persistir por vários dias (GRACE et al., 1996; BIUDES et al., 2012; SILVA et al., 2019).

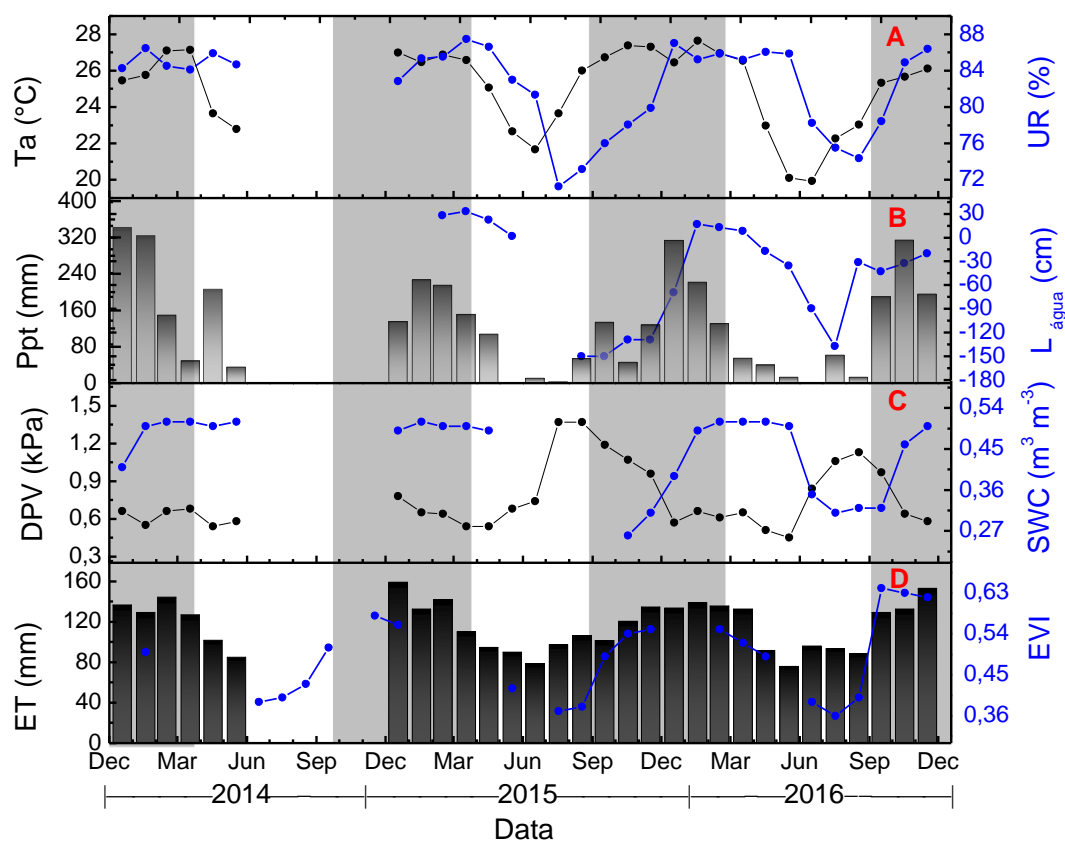
Segundo Machado et al. (2015), para a porção norte do Pantanal no estado de Mato Grosso, a tendência sazonal de julho a setembro é caracterizada pelo aumento da temperatura do ar (*Ta*), baixa ou nenhuma precipitação (*Ppt*), baixo conteúdo de água no solo (*SWC*) e umidade relativa do ar (*UR*), com aumento do déficit de pressão de vapor (*DPV*). Já a tendência entre os meses de outubro e dezembro é caracterizada pelo aumento de *Ta*, *Ppt*, *UR* e *SWC* com diminuição do *DPV* (MACHADO et al., 2015).

O clima da área de estudo é altamente afetado pela variação sazonal das chuvas e picos de cheias. Aproximadamente 75% da precipitação (*Ppt*) registradas ocorreram entre novembro e abril (ou seja, a período chuvoso), com apenas chuvas esporádicas durante a período seco (Figura 18B). No entanto, as inundações no local da pesquisa ocorrem primeiramente nas margens do rio Cuiabá, por serem a região de menor altitude e receber o escoamento direto superficial decorrente da precipitação (*Ppt*) que ocorrem nas cabeceiras da bacia, de modo que as inundações locais podem ser dissociadas da precipitação local (DALMAGRO et al., 2019). A precipitação teve o seu máximo em janeiro de 2014, com aproximadamente 342.01 mm, contrastando os meses de junho a agosto, em que quase não choveu ( $Ppt < 50 \text{ mm/mês}$ ).

Novais et al. (2016) encontraram 1638 mm de precipitação acumulada e 136,49 mm de média mensal, para o ano de 2012 no Pantanal Mato-grossense, com os valores acumulados máximos em novembro de 2012 (com aproximadamente 421 mm), contrastando com julho e agosto, em que não choveu. Sanches et al. (2011), encontraram 1414 mm de precipitação acumulada e 117 mm de média mensal, para o ano de 2007 no Pantanal Mato-grossense, tendo os meses de novembro e dezembro as maiores precipitações, 50% do total anual. Para Fantim-Cruz et al. (2010), 80% da

precipitação ocorreu entre novembro e março, sendo esse percentual de acordo com outros estudos realizados próximos ao local deste estudo (RODRIGUES et al., 2011; SANCHES et al., 2011; NOVAIS et al., 2016).

A precipitação anual para o período de estudo variou entre 1104 mm em 2014 e 1546 mm em 2016, com uma média anual de 1286 mm ao longo do período de estudo, valor este ligeiramente inferior à média de longo prazo de 1420 mm para a área de estudo (MACHADO et al., 2004; SANCHES et al., 2011; VOURLITIS e ROCHA, 2011; BIUDES et al., 2015). Para Cuiabá, Mato Grosso, a média anual com base em registro de 103 anos, de 1901 a 2003, é 1383mm (FANTIM-CRUZ et al., 2010).



**FIGURA 18:** Variações sazonais mensais da temperatura do ar ( $Ta$ ), umidade relativa do ar ( $UR$ ), precipitação ( $Ppt$ ), nível de água ( $L_{\text{água}}$ ), déficit de pressão de vapor ( $DPV$ ), conteúdo volumétrico de água no solo ( $SWC$ , camada de 10 cm), índice de vegetação aprimorado ( $EVI$ ) e evapotranspiração ( $ET$ ) entre 2014 e 2016. As porções sombreadas indicam o período chuvoso (meses consecutivos quando  $precipitação > 100\text{ mm}$ ).

A inundação nesta área se deve principalmente a baixa capacidade de percolação de água no solo devido às características do solo e a topografia relativamente plana da área (NOVAIS et al., 2016). O pulso de inundação em 2015 foi atrasado em relação ao início do período de precipitação em cerca de quatro meses

(Figura 18B). As fases de pico das cheias ocorreram entre fevereiro e abril quando os lâmina d'água ( $L_{\text{água}}$ ) estavam entre 22 e 28 cm em 2015, e de 8 a 16 cm em 2016. Após esse período de pico de cheia, a precipitação diminui abruptamente, e logo o  $L_{\text{água}}$  diminui rapidamente entre junho e novembro. Em dezembro,  $L_{\text{água}}$  aumentou em resposta ao aumento da precipitação ( $P_{pt}$ ) de novembro (Figura 18B).

A  $L_{\text{água}}$  durante a maior parte do período seco (junho a setembro) obtiveram valores negativos (nível abaixo da superfície do solo), no entanto, o conteúdo volumétrico de água no solo ( $SWC$ ) apresentou valores elevados, mesmo em julho (Tabela 3 e Figura 18C). Este fato sugere que a disponibilidade de água para a vegetação é muito alta ao longo do ano. Presumivelmente, a alta disponibilidade de água no lençol freático e/ou na superfície do solo nesta parte do Pantanal reduz a perda de folhas no período seco, incluindo *Combretum lanceolatum*, Phol (Combretaceae) e *Vochysia divergens* (Vochysiaceae) (SANCHES et al., 2011).

No Pantanal brasileiro, as condições hidrometeorológicas apresentam uma grande variabilidade interanual. Essa variabilidade inclui a sazonalidade de enchentes e secas que podem estar relacionadas a processos de superfície da terra e ao El Niño / La Niña. Thielen et al. (2020) comenta que os modelos indicam um aumento na frequência de eventos extremos de precipitação e longos períodos de seca, resultando em alterações na dinâmica das inundações inter e intra-anuais, afetando drasticamente o funcionamento do ecossistema do Pantanal, com consequências para a diversidade e distribuição da vida selvagem. Essas mudanças podem ampliar as consequências para o funcionamento ecológico do Pantanal, que já passou por modificações humanas intensas em seu sistema hidrológico.

Com base em projeções de mudanças climáticas regionais, Marengo, Alves e Torres (2016) estimou que pode haver um aquecimento médio anual de até ou acima de 5–7 °C da temperatura do ar e redução de até 30% nas chuvas até o final do século XXI. Como consequência das altas temperaturas e redução das chuvas, um aumento do déficit hídrico seria esperado, principalmente nas partes central e oriental da bacia do rio Paraguai durante os períodos de primavera e verão.

Em 2020, os níveis do rio Paraguai atingiram valores extremamente baixos, 203 cm em junho de 2020 (média de 405 cm), e em alguns trechos o transporte marítimo teve que ser restringido. Níveis muito baixos dos rios afetaram a mobilidade

das pessoas e o transporte de soja e minerais para o Oceano Atlântico pela Hidrovia Paraná-Paraguai. A falta de chuvas durante os verões de 2019 e 2020 foi causada pela redução do transporte de ar quente e úmido do verão da Amazônia para o Pantanal. Em vez disso, a predominância de massas de ar mais quentes e secas de latitudes subtropicais contribuiu para a escassez de chuvas de verão no pico da estação das monções (MARENGO et al., 2021).

As tendências no conteúdo de água do solo ( $SWC$ : 0 – 30 cm) foram coincidentes com as tendências de precipitação ( $Ppt$ ), mas as mudanças em resposta aos pulsos de  $Ppt$  foram mais abruptas durante a período seco do que no período chuvoso (Tabela 4 e Figura 18C). O  $SWC$  foi menor em agosto de 2016 e durante a segunda metade do período chuvoso (janeiro a abril). A média em períodos sazonais de  $SWC$  nas camadas de superfície (10 cm) e subsuperfície (30 cm) foram notavelmente semelhantes nos dois períodos. Durante o período chuvoso o solo fica saturado pelas águas das enchentes, mas aparentemente, o dossel fechado reduz a evaporação o suficiente para manter  $SWC$  alto durante a período seco. O  $SWC$  médio anual para a camada de 10 cm foi de  $0,49 \pm 0,05$ ,  $0,49 \pm 0,01$  e  $0,43 \pm 0,10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  de 2014 a 2016, respectivamente. Valores semelhantes foram encontrados por Machado et al., (2016) ( $0,54$  e  $0,55 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  de média anual,  $0,49$  e  $0,52 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  para o período seco e  $0,58$  para o período chuvoso, para camadas de 10 e 20 cm, respectivamente). A correlação entre  $SWC$  em suas camadas e  $Ppt$  foram fracas, com correlações de  $-0,010$  para camada de 10 cm e  $-0,007$  cm (Tabela 4)

A velocidade do vento ( $u$ ) não apresentou variações sazonais (p-valor  $>0,05$ ) e foi em média  $1,65 \pm 0,95 \text{ ms}^{-1}$  durante o período 2014-2016 (Tabela 3). Variações diárias relativamente grandes foram evidentes, o que é típico da natureza esporádica da velocidade do vento nesta região (RODRIGUES et al., 2014).

A evapotranspiração ( $ET$ ) apresentou tendências sazonais (p-valor de 0,002), com os valores mais altos durante a período chuvoso e os mais baixos durante o período seco (Tabela 3 e Figura 18D). As taxas médias diárias de  $ET$  foram mais baixas em 2015, ano do El Niño, variando de  $3,1 \pm 0,6 \text{ mm d}^{-1}$  no período seco á  $4,3 \pm 0,7 \text{ mm d}^{-1}$  no período chuvoso (Tabela 3). A  $ET$  máxima coincide com a maior oferta radiativa e maiores temperaturas registradas no local de estudo, entre os meses de outubro e novembro (Figura 21 e Tabela 3).

As variações sazonais de *ET* coincidiram com as variações sazonais da precipitação (Figura 18B), com forte correlação (0,735,  $p < 0,01$ ) (Tabela 4). Para 2016, *ET* representou cerca de 90% do  $Ppt_{total}$ , enquanto em 2015, *ET* ultrapassou o *Ppt* em cerca de 11%. *ET* média diária e *Ppt* foram semelhantes às relatadas para outras partes do Pantanal (SANCHES et al., 2011; BIUDES et al., 2015; MACHADO et al., 2016). A *ET* apresentou maior correlação com o conteúdo de água no solo (*SWC*) medido a 10 cm do que a 30 cm, com valores respectivos de 0,163 e -0,058, o que difere do estudo de Machado et al., (2016), cuja correlação apresentada foi maior com *SWC* medido da camada mais interna (20 cm) do que a camada mais superficial (10 cm).

**TABELA 4:** Tabela de correlação de Spearman ( $\rho$ ) entre a Evapotranspiração(*ET*), e precipitação (*Ppt*) temperatura do ar (*Ta*), umidade relativa do ar (*UR*), déficit de pressão de vapor (*DPV*), temperatura do solo a 10 cm e 30 cm ( $T_{solo_{10cm}}, T_{solo_{30cm}}$ ) e conteúdo volumétrico de água no solo a 10 cm e 30 cm de profundidade ( $SWC_{10cm}, SWC_{30cm}$ ) para área arbustiva inundável no Pantanal Norte Mato-Grossense.

Variável	<i>ET</i>	<i>Ta</i>	<i>UR</i>	<i>DPV</i>	$T_{solo_{10cm}}$	$T_{solo_{30cm}}$	$SWC_{10cm}$	$SWC_{30cm}$
<i>ET</i>	1,000							
<i>Ta</i>	0,736**	1,000						
<i>UR</i>	0,253	0,099	1,000					
<i>DPV</i>	-	0,038	0,119	0,943**	1,000			
$T_{solo_{10cm}}$	0,651**	0,944**	0,089	0,142	1,000			
$T_{solo_{30cm}}$	0,688**	0,944**	0,167	0,058	0,978**	1,000		
$SWC_{10cm}$	0,163	0,047	0,504*	0,603**	0,020	0,049	1,000	
$SWC_{30cm}$	-	0,058	0,292	0,575*	0,599**	0,436	0,382	0,550*
<i>Ppt</i>	0,735**	0,463**	0,491**	0,324	0,442*	0,485**	-0,010	0,007

Valor de Significância: \*  $p < 0,05$ ; \*\*  $p < 0,01$ ; \*\*\*  $p < 0,001$ .

Curiosamente, as taxas de *ET* no período seco foram substancialmente mais altas para esta floresta em comparação com outras florestas do Pantanal (SANCHES et al., 2011) e florestas da Amazônia (VOURLITIS et al., 2008; 2014) composta por árvores maiores e cobertura de dossel semelhante. Sem dúvida, as altas taxas de *ET*

são decorrentes em parte aos altos valores de *SWC* durante o período seco; no entanto, um fator adicional pode ser que o local estudado aqui era dominado por espécies arbóreas pioneiras (*Combretum lanceolatum*, *Vochysia divergens*) que apresentam altas taxas de fotossíntese e condutância estomática ( $g_s$ ) no período seco (DALMAGRO et al., 2013; 2016).

A variação sazonal no Índice de Vegetação melhorado (*EVI*) de Landsat-8-OLI foi grande (Figura 18D) e coincidiu com a variação de *Ppt* e *SWC* (Figura 18C). O *EVI* foi maior entre outubro e dezembro, início do período chuvoso, período anterior as cheias e inundações (Figura 18D). *SWC* e *Ppt* apresentaram diferentes correlações com *EVI*. Enquanto *Ppt* correlacionou-se positivamente com *EVI* ( $R^2 = 0,48, p - \text{valor} < 0,05$ ), *SWC* não apresentou boa correlação com *EVI* ( $R^2 = 0,09, \text{valor de } p > 0,05$ ). Com o término do período de cheia entre os meses de maio-junho, ocorre um aumento abrupto da *DPV* causando abscisão foliar (DALMOLIN et al., 2015), o que provoca uma rápida diminuição nos valores de *EVI* (DALMAGRO et al., 2013). O *EVI* declinou consistentemente durante o período seco, atingindo valores mínimos entre os meses de julho a agosto. Essas tendências sazonais no *EVI* são semelhantes a outras florestas e matas de cerrado (RATANA et al., 2005; GIAMBELLUCA et al., 2009; RODRIGUES et al., 2014) e florestas semidecíduas<sup>3</sup> na Bacia Amazônica (VOURLITIS et al., 2011) que sofrem limitações de disponibilidade de água no período seco. Em contraste, esse padrão fenológico é oposto às florestas sempre verdes úmidas da Amazônia, que são limitadas mais por variações sazonais na radiação solar pela da cobertura de nuvens do que pela disponibilidade de água (MACHADO et al., 2004; SALESKA et al., 2009).

## 4.2 Fechamento do balanço de energia

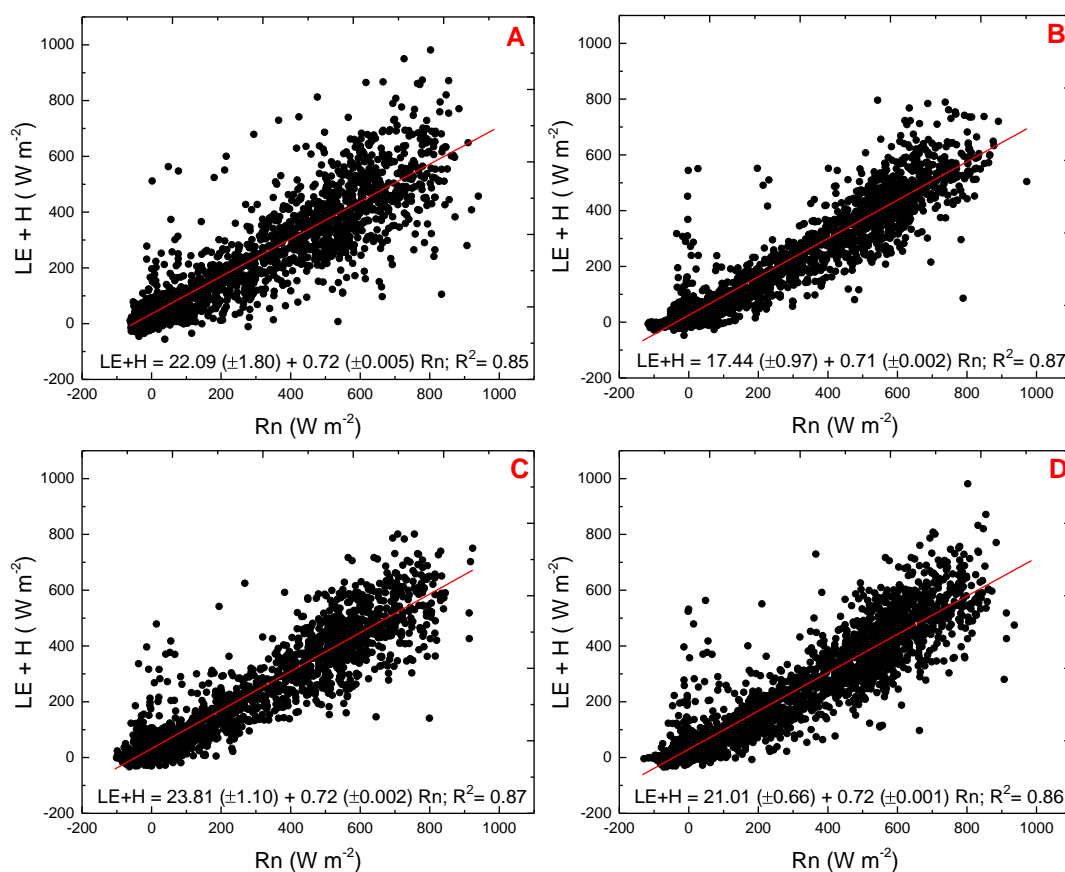
O fechamento do Balanço de Energia (*BE*) foi avaliado pela regressão ortogonal, sendo a soma do fluxo de calor sensível e latente ( $LE + H$ ) medido pelo sistema de Eddy Covariance. A soma dos fluxos ( $LE + H$ ) é a variável dependente e

---

<sup>3</sup> Floresta semidecidual, ou estacional semidecidual, constitui uma vegetação pertencente aos biomas da Mata Atlântica, ocasionalmente também no Cerrado e no Pantanal, conhecida como floresta estacional semidecidual aluvional, sendo uma floresta típica do Brasil central e condicionada a dupla estacionalidade climática: uma estação com chuvas intensas de verão, seguidas por um período de seca (VELOSO et al., 1992; IBGE, 2012).

a radiação líquida ( $Rn$ ), medida pelos sensores meteorológicos, é a variável independente (MCMILLEN, 1988).

Os valores instantâneos (30 min média) obtidos para  $H + LE$  representaram apenas cerca de 72% de  $Rn$  [ $LE + H = 21,01 (\pm 0,66) + 0,72 (\pm 0,001) Rn$ ;  $R^2 = 0,86$ ;  $n = 20\ 910$  observações] e houve uma interceptação y significativa pela regressão ortogonal (Figura 19). Assim, os dados de Eddy Covariance tenderam a subestimar a perda líquida de energia à noite e o ganho líquido de energia durante o dia.



**FIGURA 19:** Regressão ortogonal entre dados de 30 min de  $LE + H$  e  $Rn$  em (A) 2014 ( $N = 8688$ ), (B) 2015 ( $N = 17520$ ), (C) 2016 ( $N = 17568$ ) e (D) 2014-2016 ( $N = 43776$ ). Os resultados da regressão incluindo a equação de melhor ajuste e o coeficiente de determinação ( $R^2$ ) também são mostrados.  $N$  é o número de amostras incluídas na regressão.

Negligenciar a possibilidade de advecção, especialmente durante períodos noturnos de baixa turbulência, tende a diminuir a qualidade dos fluxos estimados, e as perdas de fluxo de alta ou baixa frequência tendem a subestimar os fluxos  $H$  e  $LE$

(ARRUDA et al., 2016). Ainda assim, o grau de fechamento do balanço de energia (*FBE*) é comparável ao relatado para outros sistemas Eddy Covariance em florestas tropicais e temperadas (MALHI et al., 2002; VOURLITIS et al., 2008; GIAMBELLUCA et al., 2009; RODRIGUES et al., 2014; BIUDES et al., 2015) e consistentes com outros estudos em regiões úmidas, que relataram aproximadamente 70% (MACKAY et al., 2007; LI et al., 2009; SCHEDLBAUER et al., 2010). Malone et al. (2014), observaram fechamento do *EB* entre 60 e 80% e percentuais menores para regiões alagadas (60 a 70%). A subestimação no balanço de energia pode ser explicada pela negligência da energia armazenada no dossel e no solo, e a energia da fotossíntese (VOURLITIS et al., 2008; BURBA, 2013; VARMAGHANI et al., 2016; ESHONKULOV et al., 2019).

No ano de 2014 o fechamento do balanço energético foi levemente menor quando comparado aos anos seguintes estudados (Figura 19). A explicação mais provável para o melhor fechamento nesses dois anos consecutivos é baseada na ausência dos dados correspondentes aos meses de julho a dezembro no ano de 2014 e nos aspectos da turbulência atmosférica que foram mais intensas estes dois anos, conforme mostrado pela variação diária da velocidade de atrito ( $u^*$ ) e *EBR* que apresentam o mesmo comportamento, porém com valores sempre maiores no ano de 2014.

A energia armazenada pela água é outra possível componente que não é contabilizada no fechamento do *EB*, principalmente devido às trocas de energia entre água e atmosfera em áreas de inundação, que diferem das trocas de energia com superfícies vegetadas (ROUSE et al., 2008; YUAN et al., 2014). Quando qualquer área é inundada, a superfície com água tende a um albedo menor que os ecossistemas terrestres e absorvem uma fração maior da radiação solar (BEYRICH et al., 2006), pois o próprio dossel da vegetação atenua a entrada da radiação global solar e, por esse motivo no período de inundação a absorção de energia térmica pela água geralmente é superior à atmosfera. Além disso, a maior quantidade de vapor de água no ar durante o período chuvoso contribuiu no aumento da capacidade térmica do ar (NOVAIS et al., 2012).

Por outro lado, a alta capacidade calorífica da água indica maior armazenamento de calor do que o armazenamento do solo (NORDBO et al., 2011). Além disso, o armazenamento de energia hidráulica é geralmente maior durante o período chuvoso do que no período seco (MALONE et al., 2014). Em alguns estudos realizados em áreas alagadas foram considerados que as mudanças no armazenamento de calor da água foram maiores que as mudanças no armazenamento de energia na biomassa e no ar dentro do dossel (BIDLAKÉ et al., 1996; GERMAN, 2000). Isso porque a capacidade térmica da água é quase o dobro da capacidade térmica da vegetação, solo e matéria orgânica.

Considerando as mudanças sazonais nos fluxos superficiais e no nível da água ( $L_{\text{água}}$ ) em resposta aos padrões de chuva, a energia armazenada nas colunas d'água é possivelmente um componente sazonal importante para o balanço hídrico e energético na região do Pantanal; no entanto, este assunto requer maiores investigações em pesquisas futuras.

Os valores de interceptação encontrados neste estudo foram todos inferiores a  $22 \text{ Wm}^{-2}$  (Tabela 5). Entretanto, como relatado por Campos et al (2019), não há um padrão bem definido para a interceptação encontrada em outros estudos (WILSON et al., 2002; MICHILES e GIELOW, 2008; KIDSTON et al., 2010; MAJOZI et al., 2017), mostrando relativa consistência entre os dados apresentados neste estudo e em estudos anteriores. Mesmo assim, os dados analisados neste estudo obtiveram coeficientes comparáveis aos relatados anteriormente em florestas tropicais e temperadas (GERKEN et al., 2018; CAMPOS et al., 2019), incluindo o estudo de Wilson et al. (2002), que analisaram 22 conjuntos de dados de diferentes locais (biomas agrícolas e nativos) da rede FLUXNET.

**TABELA 5:** Valores médios dos coeficientes da regressão (angular e linear) ( $\pm SD$ ) e coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de  $LE + H$  contra  $Rn$ . separados pelos períodos e anos estudados. Os valores da razão do balanço energético  $\pm SD$  ( $EBR$ ) também estão incluídos.

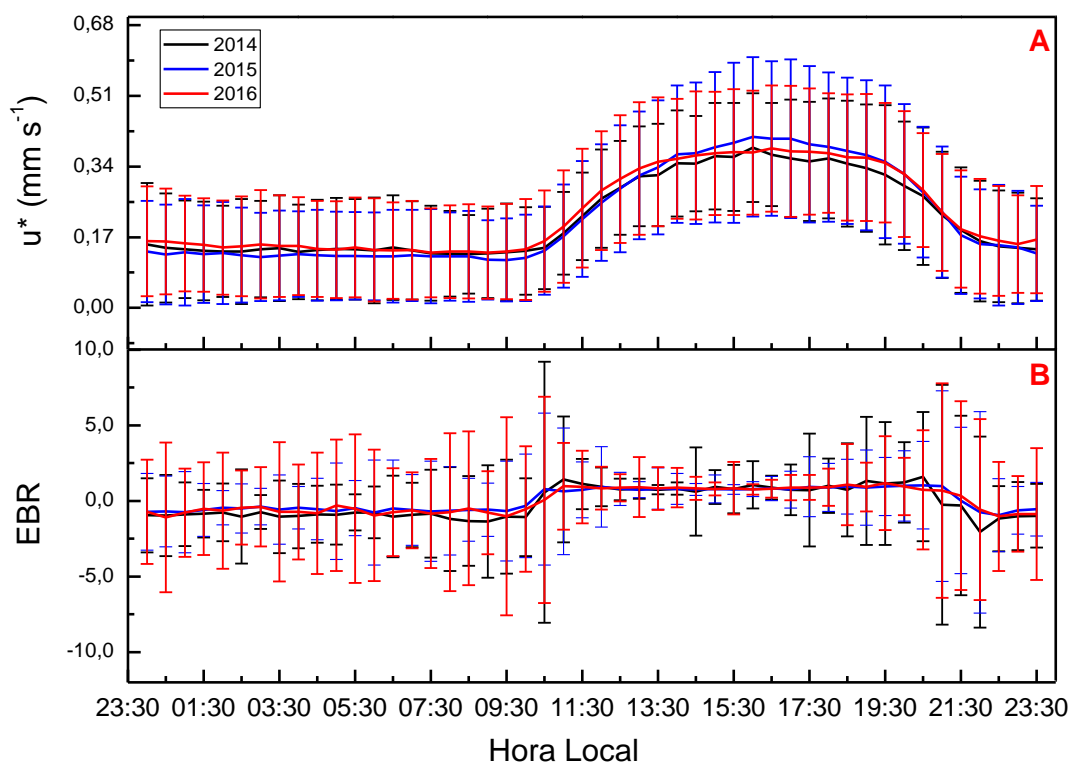
	2014			2015			2016		
	Período Seco	Período Chuvoso	Anual	Período Seco	Período Chuvoso	Anual	Período Seco	Período Chuvoso	Anual
<b>Coefficiente angular (Slope)</b>	0,67 $\pm$ 0,005	0,66 $\pm$ 0,007	0,72 $\pm$ 0,005	0,66 $\pm$ 0,003	0,69 $\pm$ 0,003	0,71 $\pm$ 0,002	0,66 $\pm$ 0,003	0,71 $\pm$ 0,004	0,72 $\pm$ 0,002

<b>Coefficiente linear (Intercep)</b>	29,39	41,66	22,09	22,12	29,91	17,44	34,63	29,96	23,81
	± 1,85	± 2,95	± 1,08	± 1,22	± 1,44	± 0,97	± 1,19	± 1,56	± 1,10
<b>R<sup>2</sup></b>	0,85	0,77	0,85	0,87	0,89	0,87	0,87	0,87	0,87
<b>EBR</b>	0,95	0,97	0,96	0,89	0,90	0,89	0,91	0,92	0,92
	± 0,16	± 0,22	± 0,19	± 0,15	± 0,14	± 0,14	± 0,15	± 0,13	± 0,14

A melhor explicação para os fortes valores de interceptação negativa encontrados é a energia armazenada no dossel, energia da fotossíntese, armazenamento de calor no solo, entre outros componentes do balanço energético negligenciados no presente estudo. Eshonkulov et al. (2019) e Kutikoff et al. (2019), mostraram que a incorporação desses termos leva a um aumento nos valores de inclinação e a uma aproximação do intercepto a zero (que é o valor ideal).

Em relação aos valores médios de  $u^*$  do período estudo variaram de 0,25 (2014 e 2015) a 0,26 em 2016, com valores máximos de 0,31 (2015 e 2016) e valor mínimo de 0,13 para o ano de 2015. A variação média horário de  $u^*$  e *EBR* podem ser observadas na Figura 20. Os altos valores no desvio padrão (SD), principalmente entre as 10:00-12:00h e as 20:00-22:00h, provavelmente estão associados ao considerar os dados totais nos cálculos do ciclo horário de  $u^*$  e *EBR*, e não apenas os dados diurnos, conforme McGloin et al. (2018) e Campos et al. (2019).

Em 2014 os valores de *EBR* variaram de  $0,19 \pm 0,23$  a  $1,07 \pm 0,16$  (janeiro-março) com média anual de  $0,96 \pm 0,19$ . Em 2015, a variação de *EBR* foi de  $0,82 \pm 0,08$  a  $1,01 \pm 0,15$  (agosto-setembro), com média de  $0,89 \pm 0,14$ . Já em 2016, *EBR* obteve valor mínimo de  $0,84 \pm 0,17$  em setembro a  $1,00 \pm 0,15$  em janeiro, com  $0,92 \pm 0,14$  de média anual. Para o período total de estudo, a média interanual foi de  $0,91 \pm 0,297$ . Esses valores de *EBR* corroboram com o fechamento do balanço de energia (*FBE*) visto pela regressão ortogonal, sendo o ano de 2016 o que obteve o melhor fechamento, tomado os valores de  $R^2$  e  $r$ .



**FIGURA 20:** Variação horária anual da velocidade do vento ( $u$ ,  $mm s^{-1}$ ) e do EBR.

Os valores de *EBR* sazonais e mensais (Tabela 5 e Figura 21C) foram semelhantes aos relatados por Michiles e Gielow (2008) (0,90) para Amazônia Central. As declividades ficaram em torno de 0,90, enquanto na área florestal chegaram a 0,98 (ZERI e SÁ, 2010). As variações sazonais da *EBR* e a inclinação da regressão ortogonal são consistentes, pois no período chuvoso tanto a vegetação arbórea quanto a herbácea atingem maior índice de área foliar (indicador de maior *EVI*); portanto, esse alto índice proporciona maior homogeneidade de cobertura do solo, cobrindo o solo geralmente nu e contribuindo para um melhor desempenho do sistema de Eddy Covariance (CAMPOS et al., 2019). Durante o período chuvoso, foram observados os maiores valores de declividade e *EBR*.

Há uma associação entre a intensidade de turbulência e o fechamento do balanço energético, devido às limitações durante períodos de baixa turbulência, incluindo subestimações sistemáticas de fluxo (MASSMAN e LEE, 2002; PAPALE et al., 2006; MOFFAT et al., 2007). Portanto, espera-se um melhor fechamento do balanço energético durante períodos de alta turbulência (SÁNCHEZ et al., 2010; STOY et al., 2013; CAMPOS et al., 2019). Assim, o melhor ajuste para o balanço

energético foi alcançado com maiores valores de  $u^*$  (Figura 14), corroborando com estudos anteriores para diferentes biomas (WILSON et al., 2002; SÁNCHEZ et al., 2010; STOY et al., 2013; MCGLOIN et al., 2018). Além disso, valores de  $EBR$  negativos durante o período seco indicaram fluxos reversos em condições de menor turbulência, conforme observado na literatura (STOY et al., 2013; MCGLOIN et al., 2018).

### 4.3 Componentes de energia e partição de energia

A radiação líquida anual média ( $Rn$ ) foi consistentemente maior durante o período chuvoso em comparação ao período seco, e o intervalo de tempo entre  $LE$  e  $H$  indica um potencial relação de retroalimentação (Tabela 6; Figura 21C).  $Rn$  foi 18% maior durante o período chuvoso em relação ao período seco. Houve diferença nas médias dos períodos sazonais de 2015 e 2016, pelo teste de Kruskal-Wallis ( $p$ -valor $<0,05$ ).

Os fluxos médios de  $LE$  variaram de  $88,4 \pm 15,9 W m^{-2}$  (período seco de 2015) a  $130,6 \pm 17,6 W m^{-2}$  (período chuvoso de 2014), enquanto os valores de  $H$  variaram de  $17,0 \pm 4,3 W m^{-2}$  (período seco de 2014) a  $28,8 \pm 11,8 W m^{-2}$  (período chuvoso de 2015) (Tabela 6).

**TABELA 6:** Médias sazonais e anuais ( $\pm SD$ ) usando Bootstrap e seus intervalos de confiança da radiação líquida ( $Rn$ ,  $W m^{-2}$ ), fluxo de calor sensível ( $H$ ,  $W m^{-2}$ ), fluxo de calor latente ( $LE$ ,  $W m^{-2}$ ) e partição da energia disponível em  $LE$  e  $H$  (%) entre 2014 e 2016. Os componentes médios de energia e as razões de partição foram calculados usando dados de fluxo de meia hora.

Ano	Período	$Rn^*$	$H$	$LE$	$H/Rn$	$LE/Rn$
2014	Seco	117,50 $\pm$ 18,10	17,00 $\pm$ 4,30	96,60 $\pm$ 18,30	14,0	79,9
	Chuvoso	159,90 $\pm$ 48,50	23,40 $\pm$ 6,00	130,60 $\pm$ 17,60	14,70	80,80
	Anual	138,20 $\pm$ 43,80	20,20 $\pm$ 6,20	113,50 $\pm$ 24,90	14,30	80,40
2015	Seco	123,16 $\pm$ 9,99 b	20,56 $\pm$ 4,24 a	88,23 $\pm$ 8,14 a	16,60	71,70
	Chuvoso	170,87 $\pm$ 15,16 a	28,46 $\pm$ 7,27 a	123,10 $\pm$ 20,00 a	17,00	71,00
	Anual	145,10 $\pm$ 35,60	24,70 $\pm$ 11,20	105,70 $\pm$ 24,90	16,80	71,40
2016	Seco	124,08 $\pm$ 13,93 b	21,36 $\pm$ 4,28 a	88,60 $\pm$ 18,80 a	17,30	72,10

<b>Chuvoso</b>	160,08±11,33 ab	17,95±3,02 a	128,20±16,70 a	11,20	79,40
<b>Anual</b>	140,00±30,40	19,7±7,90	108,4±26,50	14,20	75,70

\*Nas variáveis que possuem asterisco houveram diferenças significativas entre as médias de cada subperíodo conforme o teste de Kruskal-Wallis com nível de significância de 0,05. Letras diferentes indicam as diferenças entre as médias.

O fluxo de calor latente ( $LE$ ) foi maior que o fluxo de calor sensível ( $H$ ) e os dois se diferenciaram significativamente entre os períodos (Figura 21; Tabela 6). Para todo período de estudo,  $LE$  foi em média de 16% maior durante o período chuvoso.

Assim como ocorreu com  $LE$ , o declínio de  $ET$  durante o período seco foi também devido à diminuição da energia disponível ( $R_n$ ) e da disponibilidade hídrica no solo ( $SWC$ ) (Tabela 4 e 7). Além da diminuição da evaporação da água do solo durante o período seco, devido à baixa disponibilidade de água no solo, a  $ET$  também diminuiu pela diminuição da atividade fotossintética líquida. Finger (2012) observou uma redução acentuada de 56,6% da fotossíntese líquida e 58,6% da condutância estomática da espécie dominante da área de estudo, o que indica redução na transpiração.

**TABELA 7:** Tabela de correlação de Spearman ( $\rho$ ) entre a Evapotranspiração ( $ET$ ), precipitação ( $Ppt$ ), déficit de pressão de vapor ( $DPV$ ), saldo de radiação ( $R_n$ ), fluxo de calor latente ( $H$ ), fluxo de calor sensível ( $LE$ ), conteúdo volumétrico de água no solo a 10 cm e 30 cm de profundidade ( $SWC_{10cm}$ ,  $SWC_{30cm}$ ) para área arbustiva inundável no Pantanal Norte Mato-Grossense.

Variável	$ET$	$Ppt$	$DPV$	$R_n$	$H$	$LE$	$SWC_{10cm}$
$ET$	1,000						
$Ppt$	0,736**	1,000					
$DPV$	-0,040	-0,330	1,000				
$R_n$	0,868**	0,616**	0,240	1,000			
$H$	0,070	-0,090	0,763**	0,310	1,000		
$LE$	0,988**	0,756**	-0,060	0,862**	0,110	1,000	
$SWC_{10cm}$	0,170	0,000	-0,598**	-0,210	-0,462*	0,120	1,000
$SWC_{30cm}$	-0,060	-0,010	-0,596**	-0,270	-0,674**	-0,070	0,574*

Valor de Significância: \*  $p < 0,05$ ; \*\*  $p < 0,01$ .

Ao contrário de  $LE$ ,  $H$  também não obteve fortemente correlacionado com  $R_n$  (0,31) e com  $ET$  (0,07).  $H$  seguiu o padrão inverso da disponibilidade de água no

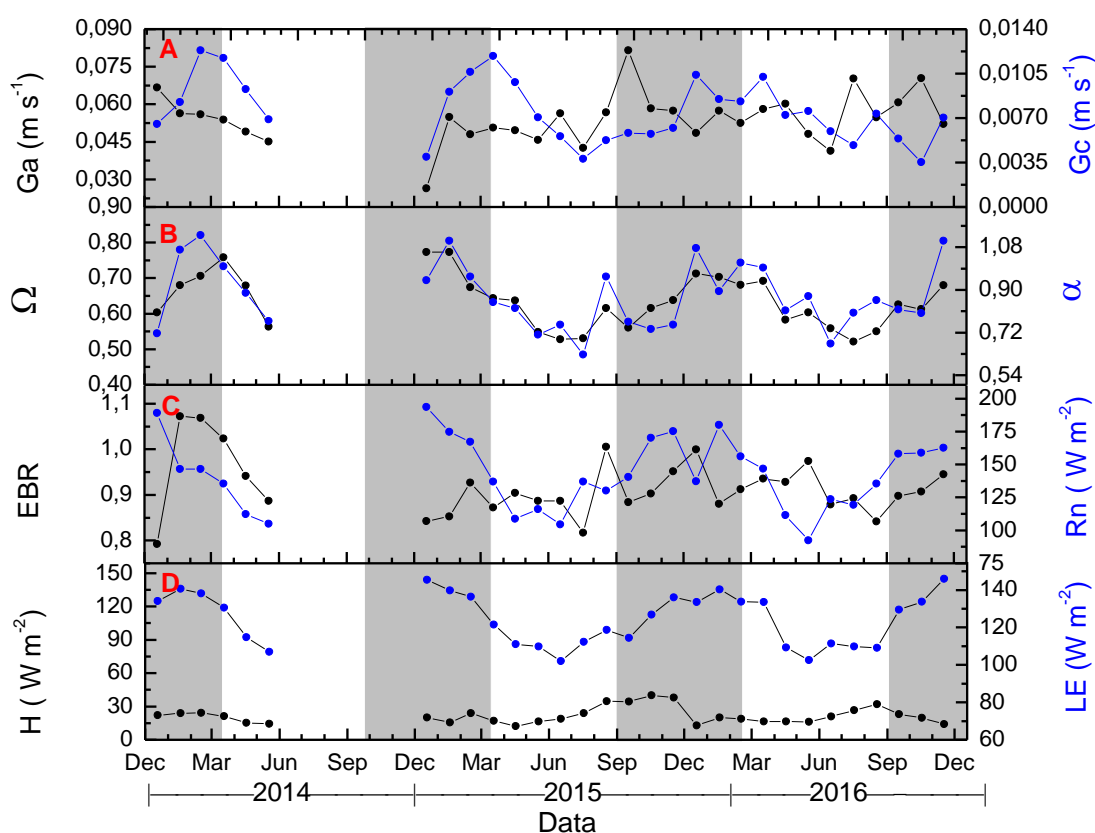
ambiente, com correlação negativa com a  $Ppt$  (-0,09). No entanto, houve forte correlação positiva com o  $DPV$  (0,736,  $p < 0,01$ ) (Tabela 7). Machado et al. (2016), explica que em ambientes com predominância de vegetação arbustiva, como na área de estudo, a vegetação mantém altas taxas de evapotranspiração ( $ET$ ), com menores valores de temperatura do ar ( $Ta$ ) e demanda de vapor d'água atmosférico ( $DPV$ ), o que ocasiona diminuição de  $LE$  e aumento de  $H$  (RODRIGUES et al., 2014; BIUDES et al., 2015). O  $H$  foi em média de 8% maior durante o período chuvoso, para todo período de estudo.

Ambos,  $H$  e  $LE$ , foram maiores no período chuvoso, o que é consistente com estudos anteriores no Pantanal (SANCHES et al., 2011; BIUDES et al., 2015; MACHADO et al., 2016), mas não no cerrado (GIAMBELLUCA et al. al., 2009; RODRIGUES et al. 2013). Estes valores também são comparáveis aos feitos na Floresta Amazônica sazonalmente inundada (BORMA et al., 2009) e em uma floresta tropical (BIUDES et al., 2015; VOURLITIS et al., 2011; 2015). No entanto, as séries temporais  $LE$  e  $H$  não foram perfeitamente correlacionadas, com  $H$  atingindo o pico mais cedo no período chuvoso e  $LE$  atingindo o pico semanas mais tarde (Figura 21D), indicando que as altas taxas de  $ET$  reduziram  $Ta$  e  $DPV$ , causando uma redução no  $H$  durante a última parte do período chuvoso (RODRIGUES et al., 2014; BIUDES et al., 2015).

A partição de  $Rn$  em  $LE$  e  $H$  afeta o desenvolvimento da camada limite e o transporte vertical de calor e vapor de água na atmosfera, o que acaba por influenciar a formação de nuvens e precipitação regional e global (PIELKE, 2001; BIUDES et al., 2015).

A radiação líquida ( $Rn$ ) dissipada como  $LE$  ( $LE / Rn$ ) e  $H$  ( $H / Rn$ ) apresentou pequena variação sazonal durante o período de estudo (Tabela 6). Entre 14% e 16% de  $Rn$  foi particionado em  $H$  e 74% a 77% em  $LE$ , porcentagens semelhantes aos resultados encontrados em outras florestas alagáveis do Pantanal (BIUDES et al., 2009; SANCHES et al., 2011) e em florestas da Bacia Amazônica (SHUTTLEWORTH, 1988; ROBERTS et al., 1993; VOURLITIS et al., 2002; PRIANTE-FILHO et al., 2004).

Os maiores valores de  $LE$  durante o período chuvoso estiveram relacionados com a maior disponibilidade de energia ( $Rn$ ), observados pelos altos valores da relação  $LE/Rn$  (Tabela 6) e com a maior disponibilidade de água no ambiente, observado pelos valores de  $Ppt$  (Tabela 3 e Figura 18B). Durante o período de estudo,  $LE$  foi fortemente correlacionado com a disponibilidade de energia ( $0,862, p < 0,01$ ), com  $ET$  ( $0,756, p < 0,01$ ) e com as condições hídricas,  $Ppt$ , ( $0,988, p < 0,01$ ) na área de estudo (Tabela 7).



**FIGURA 21:** Variações sazonais dos componentes de energia, condutância aerodinâmica ( $G_a$ ), condutância do dossel ( $G_c$ ), coeficiente de desacoplamento ( $\Omega$ ), coeficiente Priestley-Taylor ( $\alpha$ ) e  $EBR$  entre 2014 e 2016. (A) Média mensal  $G_a$  e  $G_c$ ; (B)  $\Omega$  e  $\alpha$  médios mensais; (C)  $EBR$  médio mensal e radiação líquida ( $R_n$ ); (D) fluxo médio mensal do calor sensível ( $H$ ) e fluxo de calor latente ( $LE$ ). A área sombreada em cada gráfico representa o período chuvoso, ou os meses consecutivos em que  $Ppt > 100 \text{ mm}$  e  $SWC > 0,30 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ . Médias  $G_a$ ,  $G_c$ ,  $\Omega$ ,  $\alpha$  e  $EBR$  foram calculadas para o período de 08:00–16:00 horas da hora local.

Essa relação representa que em área arbustiva do Pantanal Mato-grossense,  $LE$  possui relativamente grande limitação quanto à disponibilidade de energia e água no ecossistema (MACHADO et al., 2016). Além disso, mesmo que a água não seja

limitante, a radiação tende a limitar a quantidade de  $LE$  (BIUDES et al., 2009; DA ROCHA et al., 2009; RODRIGUES et al., 2014).

Mesmo não mensurado aqui, o fluxo de calor no solo ( $G$ ) possui grande importância no particionamento de energia (HEITMAN et al., 2010; PENG et al., 2015; LU et al., 2018), no entanto, é difícil de medir porque inclui processos de transferência de calor por condução e convecção (HEITMAN et al., 2010). Como um componente do  $FBE$ , o fluxo de calor na superfície do solo ( $G$ ) pode ter magnitude considerável sob certas condições (por exemplo, condições de solo nu, durante a noite ou logo após o nascer do sol até que os processos turbulentos comecem a dominar), e, portanto, precisa ser determinado com precisão (LIEBETHAL et al., 2005; PENG et al., 2015).

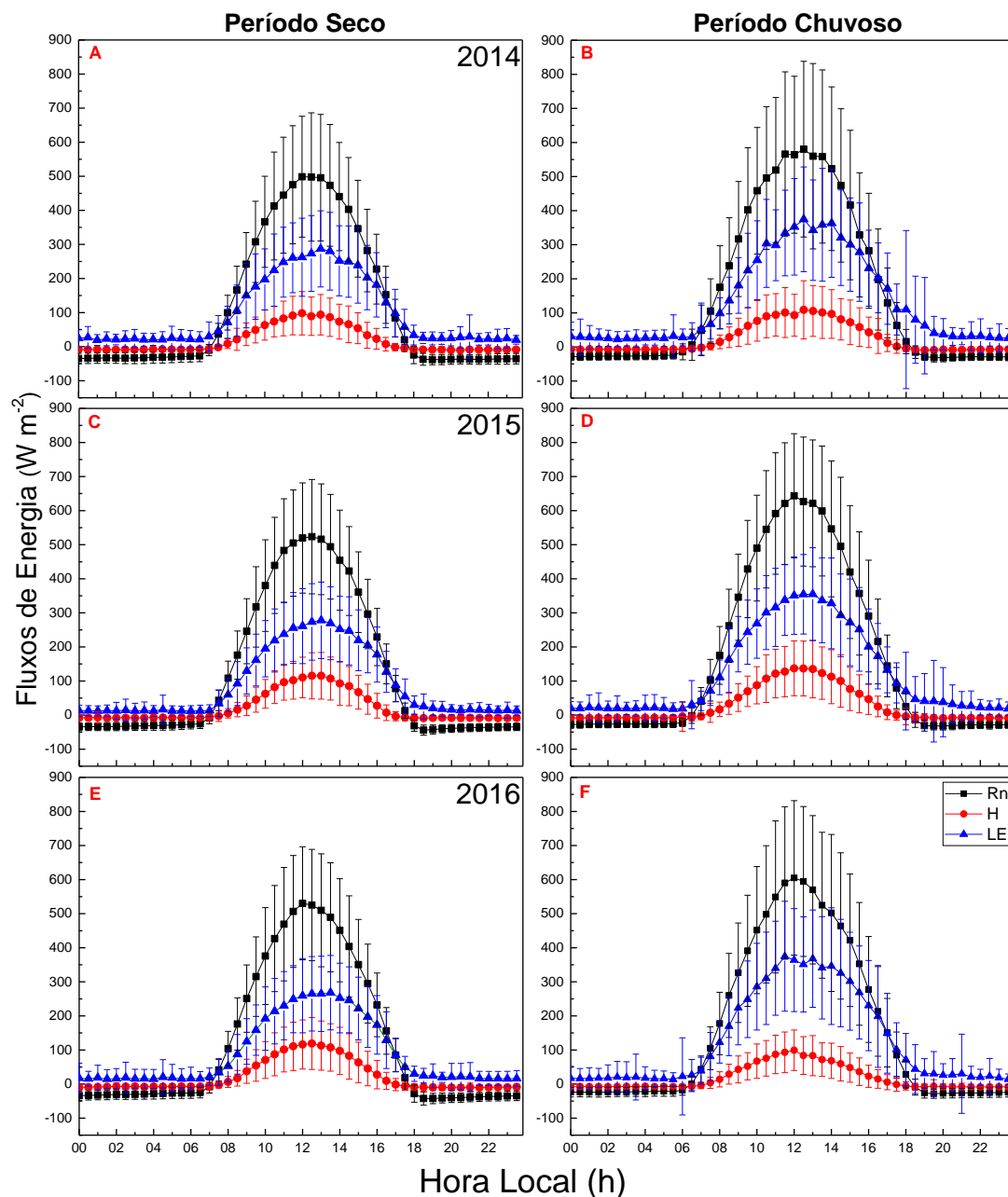
Resultados de vários estudos indicam que a umidade do solo, potencial hídrico foliar e índice de área foliar em floresta, cerrado, pastagem e no Pantanal diminuem durante o período seco (MCWILLIAM et al., 1996; MEINZER et al., 1999; BIUDES et al., 2009; SANCHES et al., 2011; RODRIGUES et al., 2014; RODRIGUES et al., 2016). A queda na quantidade de água disponível e do índice de área foliar pode reforçar o aquecimento da superfície, provocar aumento no fluxo de calor sensível e conseqüentemente diminuição no fluxo de calor latente (BASTABLE et al., 1993).

As médias horárias de  $Rn$ ,  $H$  e  $LE$  foram calculadas para cada mês, apresentando grandes variações ao longo do período de estudo (Figura 22). Independentemente do mês,  $Rn$  atingiu um pico às 12:00 h, hora local, sendo esta mesma tendência foi também seguida por  $LE$  e  $H$ , seguido por um decréscimo até o final da tarde.

A maior parte de  $Rn$  durante o ciclo diário é dissipada como  $LE$ , mesmo no período seco quando o teor de água do solo diminui. No entanto, durante a período chuvoso, a porção de  $LE$  aumentou consideravelmente em relação ao  $H$ , correspondendo a mais de 80% do  $Rn$ .

Os picos relativos nos fluxos de energia variaram substancialmente ao longo do período de estudo com base nas precipitações ( $Ppt$ ) e na disponibilidade de água (Tabela 3,4 e 7). Durante o período chuvoso  $LE$  era da ordem de 5,4 vezes maior do

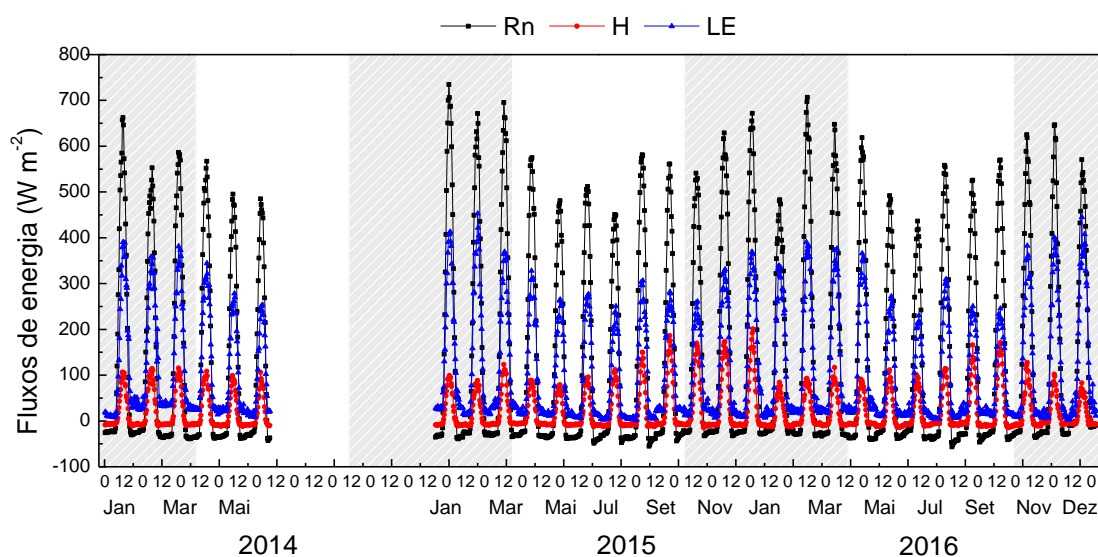
que o de  $H$  (Figura 22B, D, F e Figura 23), sendo  $LE$  responsável por até 79% da energia disponível ( $Rn$ ).



**FIGURA 22:** Ciclo médio diário dos fluxos de energia no período seco (painel esquerdo) e período chuvoso (painel direito) para o ano de 2014 (A, B), 2015 (C, D) e 2016 (E, F). As barras verticais indicam o desvio padrão ( $\pm SD$ ).

No pico deste período, mês de fevereiro,  $LE$  foi responsável por até 82% de  $Rn$  e foi 6,8% maior que  $H$ . No entanto, durante o período seco,  $LE$  foi 4,4 vezes maior

que  $H$  (Figura 22A, C, E e Figura 23), representando 75% de  $Rn$  durante este período. No mês de setembro, pico deste período,  $LE$  foi responsável por até 68% de  $Rn$  e foi 2,7% maior que  $H$ . Para os 3 anos de estudo, em média  $LE$  foi da ordem de 5,0 vezes maior do que  $H$ , com  $LE$  responsável por 77% de  $Rn$ .



**FIGURA 23:** Variação da média horária mês-a-mês para radiação líquida ( $Rn$ ), fluxo de calor sensível ( $H$ ) e fluxo de calor latente ( $LE$ ) para o Pantanal Mato-grossense durante o período de estudo.

A diferença dos máximos no período chuvoso está relacionada à maior disponibilidade hídrica no Pantanal devido à formação de lâmina d'água, que permaneceu entre janeiro e maio, cuja presença pode modificar o comportamento dos componentes do balanço de energia, por modificar as características físicas da superfície (OLIVEIRA et al., 2006).

Assim, as variações sazonais no fluxo de energia ocorreram abruptamente durante os períodos de transições (seco-chuvoso e chuvoso-seco) refletindo a importância da disponibilidade de água de superfície no controle de fluxos de energia em ecossistemas tropicais sazonais (VOURLITIS e DA ROCHA, 2011; RODRIGUES et al., 2014).

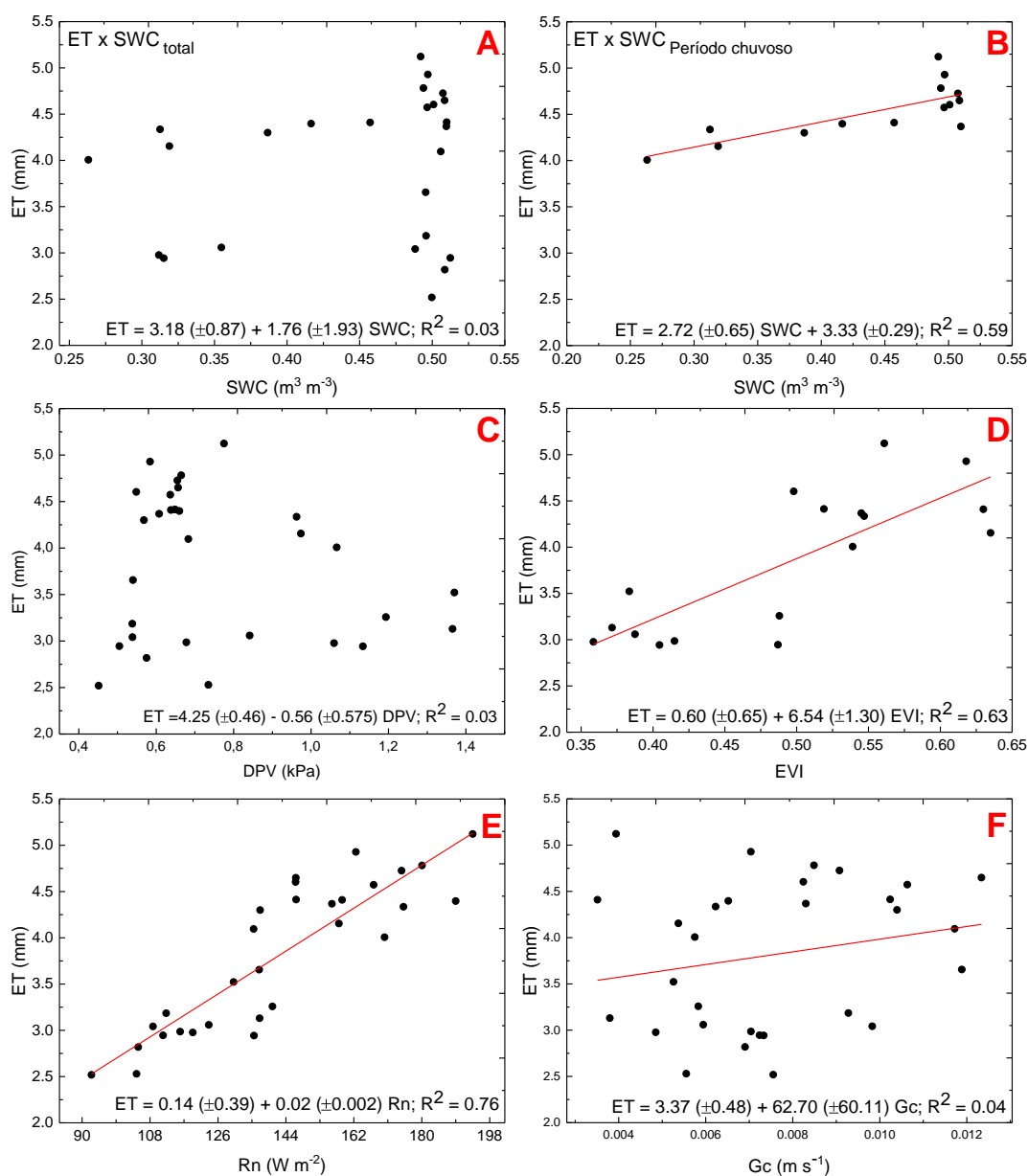
Sobre a influência da lâmina d'água ( $L_{\text{água}}$ ) sobre o Pantanal, Zhao and Liu (2017) relatam que durante o período de cobertura de água para o Lago Poyang, a partição de energia foi significativamente afetada pela lâmina d'água. Liu, Zhang e Dowler (2012) e Lenters et al. (2013) discutem que mais energia pode ser armazenada

em corpos d'água profundos do que em águas rasas devido à profundidade da lâmina d'água, resultando em um aumento da proporção de energia armazenada com  $R_n$ , afetando assim o balanço de energia do ecossistema. Além disso, o armazenamento de energia hídrica é geralmente maior durante a período chuvoso do que durante a período seco (MALONE et al., 2014). Considerando as mudanças sazonais no fluxo superficial e na lâmina d'água em resposta aos padrões de precipitação, a energia armazenada nas colunas de água pode ser um fator sazonal importante no balanço hídrico e energético em áreas sazonalmente alagadas, que precisa ser investigado em estudos posteriores.

O Pantanal vem sofrerem desmatamento significativo nas últimas décadas (CARVALHO et al., 2009). Já o bioma cerrado, estima-se que, até a última década, aproximadamente 50% foi convertido em lavouras e pastagens (MMA, 2011). 22% do Pantanal foi queimado, entre os meses de janeiro-setembro de 2020, incluindo partes de algumas terras indígenas e áreas onde vivem espécies raras (MEGA, 2020). Essa mudança pode provocar diversos efeitos climáticos em escala regional, devido à mudança na dinâmica de troca de energia e massa no sistema solo-planta-atmosfera (ANGELINI et al., 2017), alterando o padrão de partição entre  $LE$  e  $H$ , que realimenta o clima regional e global ao afetar a umidade atmosférica, a estabilidade térmica da camada limite e a precipitação regional (HASLER e AVISSAR, 2007; COSTA e PIRES, 2010). Ivo et al. (2020), relatam que a substituição da cobertura nativa da região de transição Cerrado e Pantanal por vegetação exótica modificou os parâmetros biofísicos estudados com potencial para modificar os balanços de radiação, energia ( $BE$ ) e carbono da superfície. Já Sabino et al. (2020), descrevem que pela mudança no uso e ocupação do solo houve gradual redução nas áreas ocupadas por florestas nativas e aumento das áreas agricultáveis, ocasionando mudanças nos parâmetros biofísicos, como aumento do albedo e redução do  $R_n$ , inversão das parcelas de  $LE$  e  $H$  e tendência no aumento das temperaturas. As mudanças no balanço de energia de superfície podem influenciar a circulação e a hidrologia regional e potencialmente global, dependendo da escala do desmatamento (SNYDER, 2010; BAGLEY et al., 2014).

#### 4.4 Relação entre a Evapotranspiração ( $ET$ ) e fatores ambientais

Enquanto  $LE$  (e  $ET$ ) exibiram tendências sazonais consistentes, variações sazonais em  $SWC$  e  $DPV$  foram preditores ruins de  $ET$  (Figura 24A), e  $SWC$  foi estatisticamente significativo ( $p - valor < 0,05$ ) preditor de  $ET$  durante apenas o período chuvoso ( $SWC_{Período\ Chuvoso}$ ) quando as inundações causaram altos valores de  $SWC$  (Figura 24B). As correlações foram fracas, como mostrado na Tabela 7.



**FIGURA 24:** Relação entre evapotranspiração média ( $ET$ ) e os principais controles ambientais de  $ET$  na BR-NPW: (A) Médias mensais de conteúdo volumétrico de água no

solo (*SWC*), (B) médias mensais *SWC* do período chuvoso, (C) médias mensais índice de vegetação aprimorado (*EVI*), (D) médias mensais de déficit de pressão de vapor (*DPV*), (E) médias mensais de radiação líquida (*Rn*) e (F) médias mensais de condutância do dossel (*Gc*).

Isso pode ser explicado pela observação do comportamento da condutância estomática para as espécies arbóreas dominantes no local de estudo, *Combretum lanceolatum* Pohl e *Vochysia Divergens* Pohl, que apresentam altas taxas de fotossíntese líquida e condutância estomática mesmo durante a estação seca, quando o *DPV* aumenta e o *SWC* diminui (FINGER, 2012; DALMAGRO et al., 2014; DALMOLIN et al., 2015).

A baixa correlação entre *ET* e *DPV* foi possivelmente devido à sua complexa relação ( $R^2 = 0,03$ ;  $p - \text{valor} > 0,05$ ,  $\rho = -0,04$ ). A condutância estomática geralmente diminui com *DPV* mais alto para otimizar o uso da água no entanto, uma demanda evaporativa mais alta causará um aumento na evaporação enquanto a água estiver disponível, ou seja, a resposta do *ET* ao *DPV* pode variar de fortemente conservadora de água (*ET* diminuindo em resposta ao *DPV* crescente) à fortemente consumidora de água (*ET* aumentando em resposta ao *DPV*), o que é um indicador da diversidade de possíveis estratégias de conservação da água das plantas (ADMIRAL e LAFLEUR, 2007; MASSMANN, GENTINE e LIN, 2019).

Este feedback e controle feedforward de *ET* para mudanças sobre *DPV* podem fazer com que *ET* atinja uma assíntota à medida que o *DPV* muda (DUURSMA et al., 2014; JIA et al., 2016; RODRIGUES et al., 2016; GWATE et al., 2018). Além disso, *DPV* regula a sazonalidade do controle estomático (*gs*) no nível foliar; no entanto, a fenologia da folha regula a condutância do nível do dossel (*Gs*) e o fluxo de massa (CHRISTOFFERSEN et al., 2014). Além das limitações de *DPV* sobre *ET*, espera-se que *ET* de ecossistemas dominados por plantas vasculares seja ainda mais reduzida pela diminuição da condutância estomática (*gs*) com o aumento das concentrações atmosféricas de  $CO_2$  (HELBIG et al., 2020). A melhor análise dessa relação caberia a trabalhos isolados, considerando que as respostas a essa interação são desafiadoras, pois avaliam um ambiente onde muitos processos coevoluem juntos (MASSMANN, GENTINE e LIN, 2019). Contrariando às expectativas, *Gc* (Figura 24F) não afetou significativamente e positivamente *ET* ( $R^2 = 0,05$ ;  $p - \text{valor} > 0,05$ ;  $\rho = 0,220$ ). Isso provavelmente se deve à disponibilidade de água superficial na área de estudo.

Rodrigues et al. (2014), apontaram que as variações na disponibilidade hídrica superficial controlaram as variações temporais de *EVI*, *LE* e *Gc*, devido à sua correlação positiva com o teor de umidade do solo ( $SH_2O$ ). Tan et al. (2019), argumentaram que a variação sazonal de *Gc* é pequena em áreas úmidas, mas notável em locais com período seco marcada devido principalmente a ser controlada por *DPV* e radiação (*Rn*). Variações na área foliar do dossel (*EVI*; p-valor <0,001; Figura 24D) e *Rn* (p – valor < 0,001; Figura 24E) foram os preditores mais fortes dos valores médios mensais de *ET*. A importância da área foliar na *ET* foi demonstrada em uma variedade de ecossistemas, como florestas tropicais sazonais (VOURLITIS et al., 2011), estepe da Mongólia (LI et al., 2007), arbustos lenhosos semidecíduas e arbustos anões no Sul da África (GWATE et al., 2018) e Caatinga e Cerrado (CAMPOS et al., 2019; RODRIGUES et al., 2014).

Uma questão importante a destacar é que a água proveniente da precipitação (*Ppt*) que alcançou o ambiente, retornou a atmosfera por meio da evapotranspiração na floresta, mesmo durante um forte El Niño. Esse retorno eficiente é controlado pelo dossel e pela energia disponível, ambos passíveis de serem alterados por mudanças climáticas e do uso da terra (JUNK et al., 2013; 2014). Embora a maior parte do Pantanal esteja sob proteção federal, a expansão agrícola, a conversão de florestas em pastagens e o fogo associado a mudanças na cobertura da terra que ocorrem fora dos limites protegidos, impactaram negativamente o Pantanal (MEGA, 2020). Essas mudanças causaram degradação florestal e reduziram a energia disponível devido à fumaça e poeira associadas à queima de biomassa e ao desmatamento (SANTANNA et al., 2018). O desmatamento pode causar diminuição sobre *ET* devido a um aumento no albedo, diminuição na rugosidade da superfície e declínio no índice de área foliar (VON RANDOW et al., 2004; SHEIL e MURDIYARSO, 2009). Por sua vez, uma diminuição de *ET* está tipicamente ligada a um aumento na temperatura da superfície, que atua para aumentar o *H* (BIUDES et al., 2012; 2015; DUBREUIL et al., 2012). Além disso, as mudanças climáticas alterarão a cobertura de nuvens e os tipos de nuvens, o que afetará os núcleos de condensação e a energia disponível (*Rn*). Dada a importância da energia disponível e da cobertura do dossel sobre *ET*, essas mudanças podem reduzir a *ET* e o feedback negativo sobre as chuvas locais e regionais.

## 4.5 Controles biofísicos sobre a Evapotranspiração (ET)

Utilizando-se o fluxo de calor latente ( $LE$ ) medido pelo sistema de Eddy Covariance acima do dossel, a condutância do dossel ( $Gc$ ) foi determinada através da inversão da equação de Penman-Monteith, conforme proposta na metodologia. Já a Condutância aerodinâmica ( $Ga$ ) foi calculada usando dados da velocidade de fricção ( $u^*$ ) e velocidade do vento ( $u$ ). O comportamento mensal é mostrado na Figura 21.

$Ga$  e  $Gc$  variaram sazonalmente durante o período em estudo. Porém, enquanto  $Ga$  aumentava no início do período chuvoso,  $Gc$  aumentava no final deste mesmo período. Em média, as taxas de  $Ga$  (Figura 21A) entre o dossel e a atmosfera e  $Gc$  foram maiores durante o período chuvoso sugerindo transferência de energia mais eficiente. Muitos autores relataram uma associação positiva entre turbulência e o fechamento do balanço energético (MASSMAN e LEE, 2002; PAPALE et al., 2006; MOFFAT et al., 2007; SÁNCHEZ et al., 2010; STOY et al., 2013; MCGLOIN et al. al., 2018; CAMPOS et al., 2019).

$Gc$  variou entre  $0,03 \text{ ms}^{-1}$  a  $1,07 \text{ ms}^{-1}$  durante o ano de 2014, com valor médio anual de  $0,23 \text{ ms}^{-1}$  (Tabela 8). No ano 2015,  $Gc$  variou de  $0,01 \text{ ms}^{-1}$  a  $0,29 \text{ ms}^{-1}$ , com  $0,09 \text{ ms}^{-1}$  de média anual. Já no ano 2016,  $Gc$  variou de  $0,01 \text{ ms}^{-1}$  a  $0,68 \text{ ms}^{-1}$  com média anual de  $0,11 \text{ ms}^{-1}$ .

**TABELA 8:** Variações sazonais da condutância do dossel ( $Gc, m s^{-1}$ ), condutância aerodinâmica ( $Ga, m s^{-1}$ ), coeficiente de desacoplamento ( $\Omega$ ) e Priestley-Taylor ( $\alpha$ ) entre 2014 e 2016. Médias foram calculadas entre 08:00–16:00 h hora local.

Ano	Período	$Gc$	$Ga$	$\Omega$	$\alpha$
2014	Seco	$0,082 \pm 0,002$	$0,049 \pm 0,008$	$0,66 \pm 0,07$	$0,88 \pm 0,17$
	Chuvoso	$0,384 \pm 0,004$	$0,060 \pm 0,012$	$0,65 \pm 0,07$	$0,96 \pm 0,22$
	Anual	$0,233 \pm 0,003$	$0,054 \pm 0,010$	$0,66 \pm 0,07$	$0,92 \pm 0,20$
2015	Seco	$0,097 \pm 0,003$ a	$0,050 \pm 0,002$ a	$0,52 \pm 0,08$ a	$0,75 \pm 0,07$ a
	Chuvoso	$0,101 \pm 0,002$ a	$0,054 \pm 0,003$ a	$0,63 \pm 0,08$ a	$0,81 \pm 0,08$ a
	Anual	$0,099 \pm 0,002$	$0,052 \pm 0,010$	$0,62 \pm 0,09$	$0,82 \pm 0,20$
2016	Seco	$0,055 \pm 0,001$ a	$0,055 \pm 0,002$ a	$0,54 \pm 0,07$ a	$0,77 \pm 0,07$ a
	Chuvoso	$0,177 \pm 0,002$ a	$0,057 \pm 0,002$ a	$0,56 \pm 0,08$ a	$0,89 \pm 0,08$ a

<b>Anual</b>	0,116±0,001	0,056±0,011	0,62±0,08	0,90±0,22
--------------	-------------	-------------	-----------	-----------

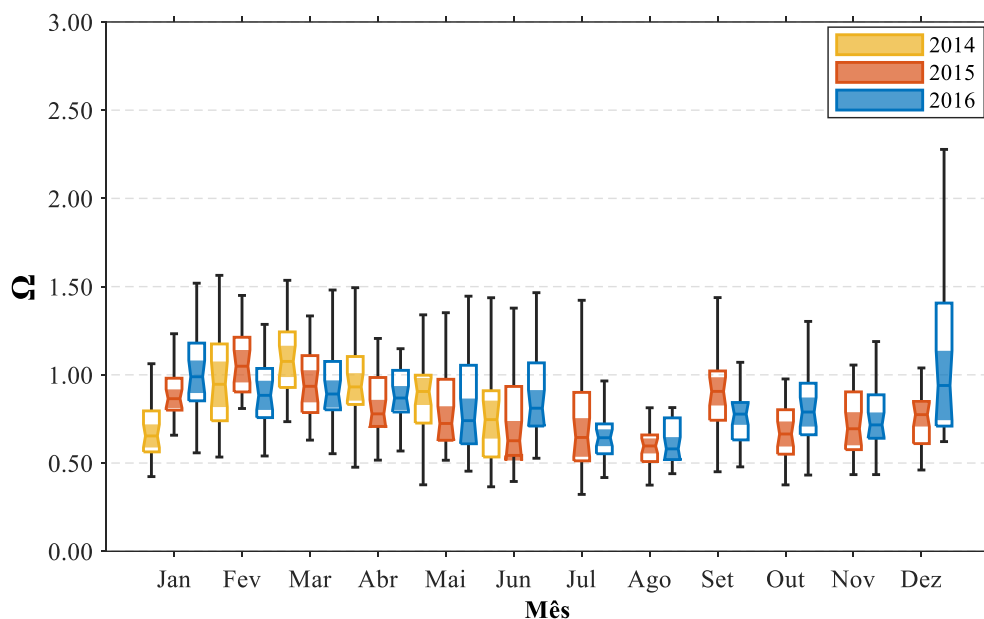
Letras diferentes indicam as diferenças entre as médias.

Há aumentos transitórios de  $G_a$  ocorreram durante o período seco, em resposta a frentes frias (MACHADO et al., 2004) que trouxeram chuva, vento e temperaturas mais baixas na região (Figura 21). Os valores de  $G_c$  e  $G_a$  no período chuvoso são semelhantes aos relatados para floresta tropical de transição (VOURLITIS et al., 2008) e para o cerrado mato-grossense (RODRIGUES et al., 2014; RODRIGUES et al., 2016), mas inferiores aos relatados para floresta tropical úmida (ROCHA et al., 2004). No entanto, os valores de  $G_c$  para o período seco são comparáveis a outras áreas de Cerrado dominado por graminóides (GIAMBELLUCA et al., 2009) e Cerrado *Campo sujo* (RODRIGUES et al., 2014; RODRIGUES et al., 2016), que refletem menor atividade fisiológica das árvores e gramíneas do Cerrado durante a estação (SANTOS et al., 2004; VOURLITIS e da ROCHA, 2011; DALMAGRO et al., 2013).

Outro fato observado, são os maiores valores da evapotranspiração ( $ET$ ) nos períodos chuvosos (Figura 18D e Sessão 3.5), que ocorreram devido a condutância da superfície ser maior neste período, indicando que este processo teve um maior controle exercido pelas maiores disponibilidade de energia e maiores valores de  $G_a$ . Para Souza Filho et al. (2005), maiores valores de  $u$  são favoráveis ao aumento de  $ET$ , pois o processo de transferência de vapor d'água é facilitado em função do aumento da  $G_a$ . Neste estudo,  $G_c$  segue o padrão inverso de  $DPV$ , assim como no Cerrado *Campo Sujo* (RODRIGUES et al., 2014), diferente do padrão em florestas tropicais úmidas, onde o  $DPV$  não apresenta grandes variações e a disponibilidade de água no solo não é limitante (HARRIS et al., 2004).

O coeficiente de desacoplamento ( $\Omega$ ) (MCNAUGHTON e JARVIS, 1983; JARVIS e MCNAUGHTON, 1986) foi estimado para distinguir a sensibilidade do  $ET$  a variáveis físicas e fatores fisiológicos. A média mensal de  $\Omega$  foi notavelmente consistente de ano para ano e variou entre  $0,66 \pm 0,04$  (2014),  $0,63 \pm 0,05$  (2015) e  $0,63 \pm 0,04$  (2016) (Tabela 8), com média interanual de  $0,63 \pm 0,04$ . Houve pequenas variações sazonais e, em geral, os valores do período seco foram inferiores aos valores do período chuvoso.

A maior média mensal ( $0,77 \pm 0,05$ ) foi observada em janeiro e fevereiro/2015, e a menor ( $0,52 \pm 0,03$ ) foi observada em agosto de 2016 (Figura 21B). Em relação ao comportamento sazonal as médias do período de estudo foi  $0,61 \pm 0,04$  para período seco e  $0,67 \pm 0,04$  para o período chuvoso.  $\Omega$  apresentou tendência sazonal, sendo 8,95% maior durante o período chuvoso.



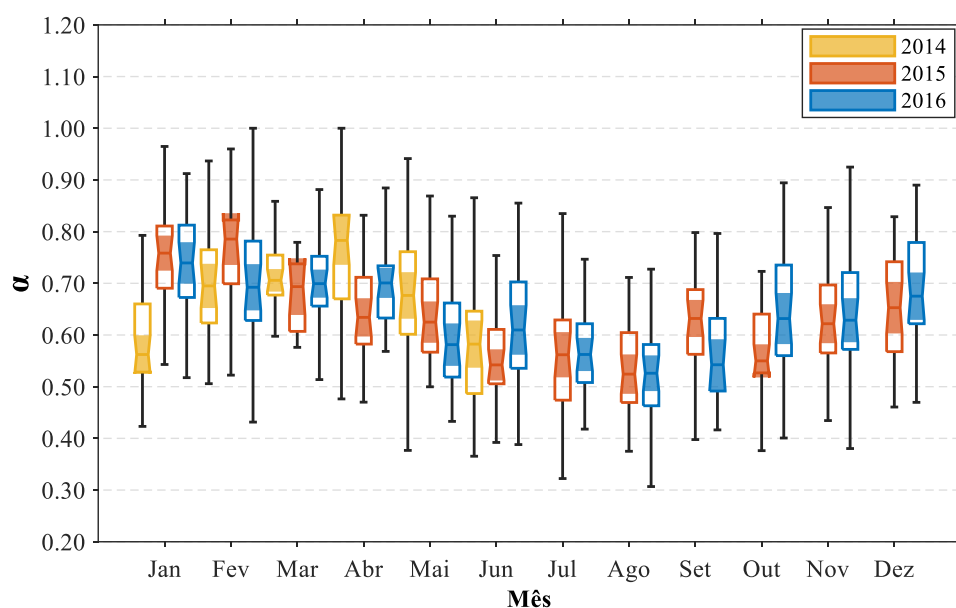
**FIGURA 25:** Boxplot da média mensal do coeficiente de desacoplamento ( $\Omega$ ) durante 2014 a 2016.

Assim, os valores de  $\Omega$  observados indicam que há menor acoplamento entre vegetação e atmosfera, e baixo controle estomático de  $ET$  (JARVIS e MCNAUGHTON, 1986; JONES, 1992), afirmando que  $ET$  foi mais dependente de  $Rn$  do que o controle estomático. Este resultado é bastante consistente com os valores de  $Gc$ . Alto  $\Omega$  significa uma condição de desacoplamento em grande parte, sugerindo que há um processo de transferência de vapor menor sobre o dossel, pois para um dossel fechado a rugosidade da superfície pode ser diminuída, reduzindo assim a eficiência de transferência de vapor e energia (JIAO et al., 2018).

Estudos anteriores observaram comportamentos semelhantes em florestas tropicais com alto índice de área foliar (PINTO-JÚNIOR et al., 2011; SOUZA FILHO, 2002; FRAGA et al., 2015) e florestas alagadas. No entanto, nossos resultados foram diferentes de vários sistemas sazonalmente limitados pela água que tiveram variações

zonais significativas na condutância estomática, como a Floresta Amazônica e o Cerrado (VOURLITIS et al., 2008; RODRIGUES et al., 2014).

O coeficiente de Priestley-Taylor ( $\alpha$ ) não foi constante para todos os tempos, mas varia de acordo com os períodos do ano. Os valores médios anuais variaram entre  $0,83 \pm 0,20$  em 2015 e  $0,93 \pm 0,20$  em 2014, sendo os menores valores observados no período seco (Tabela 8), com média interanual de  $0,86 \pm 0,21$ . A média de  $\alpha$  foi menor no inverno (período seco) e maior no verão (período chuvoso) (Figura 21B e Tabela 8), apresentando uma tendência sazonal (10,86% maior durante o período chuvoso). Essa variação sazonal sugere que a água não foi um fator limitante para o local, mesmo durante o período seco devido às altas taxas de *SWC* e *Ppt* (Tabela 3). Em geral,  $\alpha$  e *Rn* correlacionam-se positivamente, diminuindo à medida que a resistência da superfície à evapotranspiração aumenta.



**FIGURA 26:** Boxplot da média mensal do coeficiente de Priestley-Taylor ( $\alpha$ ) durante 2014 a 2016 na Torre de Fluxo BR-NPW.

O coeficiente de Priestley e Taylor (1972) determinaram valores  $\alpha$  variando de 1,08 (evaporação do solo nu) a 1,32 (evapotranspiração do solo nos vegetais), com valor médio de 1,26, sendo este aplicado principalmente em climas úmidos. Os valores de  $\alpha$  relatados nestes estudos foram inferiores ao valor saturado de 1,26 sugerido por Priestley e Taylor (1972) e comparáveis aos relatados por Sanches et al. (2011) para uma Floresta Pantanal diferente ( $\alpha = 0,65$ ). No entanto, são semelhantes aos

relatados por Vourlitis et al. (2015), para uma floresta sazonal amazônica de terra firme ( $\alpha = 0,75 \pm 0,05$ ), Viswanadham et al. (1991), para a floresta amazônica ( $\alpha = 1,03$ ) e Pereira (2004) para o clima tropical de Piracicaba, Brasil, ( $\alpha = 1,20 \pm 0,01$ ). Numerosos estudos estimaram variados valores de  $\alpha$  que pode ser afetado por diversos fatores como umidade do dossel, estrutura ou resistência e/ou advecção de fluxo de calor sensível (SHUTTLEWORTH e CALDER, 1979; DIAZ-ESPEJO et al., 2005; BALDOCCHI e XU 2007; LI e YU, 2007; AGAM et al., 2010; CHO et al., 2012; GUO et al., 2015).

#### 4.6 Eficiência do Uso da Água (*WUE*)

A influência da seca sobre a alocação de carbono ( $CO_2$ ) (estudada aqui pela troca líquida de carbono do ecossistema, *NEE*) foi estudada analisando os valores da eficiência e uso d'água (*WUE*), que estima a compensação entre ganho de carbono e perda de água (*ET*) durante a fotossíntese e é um elo importante dos ciclos de carbono e água. Compreender os padrões espaço-temporais e os impulsionadores da *WUE* é útil para projetar as respostas dos ecossistemas às mudanças climáticas.

Os valores de *NEE* ( $gC\ m^{-2}\ dia^{-1}$ ) variam de  $-4,82 \pm 0,51$  ( $gC\ m^{-2}\ dia^{-1}$ ) em março à  $-1,70 \pm 0,60$  ( $gC\ m^{-2}\ dia^{-1}$ ) em junho de 2014. Já em 2015 os valores de *NEE* variam entre  $-3,99 \pm 0,70$  ( $gC\ m^{-2}\ dia^{-1}$ ) em fevereiro à  $0,17 \pm 0,34$  ( $gC\ m^{-2}\ dia^{-1}$ ) em outubro. No ano de 2016, a mínima foi de  $-0,37 \pm 0,61$  ( $gC\ m^{-2}\ dia^{-1}$ ) em março e a máxima foi de  $0,43 \pm 0,20$  ( $gC\ m^{-2}\ dia^{-1}$ ) em setembro (Figura 27). As médias anuais foram de  $-3,38 \pm 1,07$ ,  $-1,76 \pm 1,50$  e  $-2,03 \pm 1,16$  ( $gC\ m^{-2}\ dia^{-1}$ ), para os anos de 2014-2016, respectivamente.

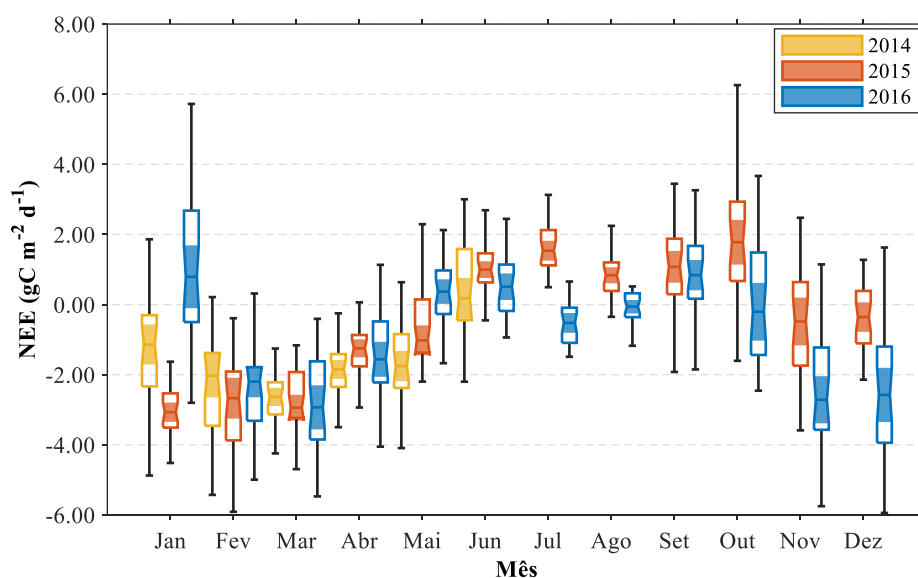
**TABELA 9:** Médias ( $\pm$  SD) sazonais e anuais da Troca Líquida de Carbono do Ecossistema (*NEE*,  $gC\ m^{-2}\ dia^{-1}$ ), Evapotranspiração (*ET*,  $mm\ dia^{-1}$ ) e Uso e Eficiência da Água (*WUE*,  $gC\ kg^{-1}\ H_2O^{-1}$ ) durante 2014 a 2016 na Torre de Fluxo BR-NPW nos horário das 08:00-16:00h.

Data	Período	<i>NEE</i> $\pm$ SD	<i>ET</i> $\pm$ SD	<i>WUE</i> $\pm$ SD
2014	Seco	$-2,77 \pm 1,01$	$3,03 \pm 0,62$	$0,94 \pm 0,24$
	Chuvoso	$-3,98 \pm 0,76$	$4,09 \pm 0,51$	$0,99 \pm 0,21$
	Anual	$-3,38 \pm 1,07$	$3,56 \pm 0,80$	$0,96 \pm 0,22$
2015	Seco	$-1,04 \pm 1,02$	$2,89 \pm 0,49$	$0,42 \pm 0,30$
	Chuvoso	$-2,48 \pm 1,58$	$3,96 \pm 0,68$	$0,67 \pm 0,26$
	Anual	$-1,76 \pm 1,50$	$3,43 \pm 0,79$	$0,55 \pm 0,30$
2016	Seco	$-1,23 \pm 0,84$	$2,84 \pm 0,63$	$0,49 \pm 0,15$

	<b>Chuvoso</b>	-2,84±1,27	4,20±0,90	0,70±0,21
	<b>Anual</b>	-2,03±1,16	3,52±0,56	0,59±0,22
	<b>Seco</b>	-1,46±1,16	2,90±0,57	0,55±0,31
<b>Total*</b>	<b>Chuvoso</b>	-2,92±1,45	4,08±0,83	0,75±0,30
	<b>Anual</b>	-1,89±1,33	3,47±0,61	0,57±0,26

\*Os valores totais (médias interanuais) foram calculados para os anos completos de 2015 e 2016 (o ano de 2014 não apresenta os valores dos meses chuvosos).

*NEE* médio interanual apresentou tendência sazonal nos períodos chuvoso e seco, variando de  $-1,47 \pm 1,16$  e  $-2,93 \pm 1,45$   $\text{gC m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ . A média interanual para o período de estudo foi de  $-1,90 \pm 1,33$  ( $\text{gC m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ ) (Tabela 9). Os meses chuvoso apresentaram maior variabilidade em seus valores (Figura 27).



**FIGURA 27:** Boxplot da média mensal dos dados de fluxo de  $\text{CO}_2$  (*NEE*) ( $\text{gC m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ ) na Torre de Fluxo BR-NPW.

Em geral, os valores de *NEE* tornaram-se mais elevados imediatamente após os períodos de inundação e diminuiu ao longo do tempo durante o período chuvoso, ou seja, existe um pulso de produtividade diretamente ligado ao aumento da oferta hídrica (*Ppt*) ( $\rho = -0,644$ ,  $p < 0,01$ ), principalmente a partir do mês de outubro, onde há retomada da ocorrência das chuvas na Torre de Fluxo BR-NPW após um mínimo observado no mês de setembro. A correlação entre *NEE* e variáveis-chaves para análises dos controles biofísicos sobre *ET*, são fortemente negativos (Tabela 10). A correlação entre *NEE* e *WUE* é fortemente negativa, com valor de  $-0,934$  ( $p < 0,01$ ).

**TABELA 10:** Tabela de correlação de Spearman ( $\rho$ ) entre a Eficiência do Uso da Água (*WUE*), Fluxo de CO<sub>2</sub> (*NEE*), evapotranspiração (*ET*), precipitação (*Ppt*) e saldo de radiação (*Rn*) para área arbustiva inundável no Pantanal Norte Mato-Grossense.

Variável	<i>WUE</i>	<i>NEE</i>	<i>ET</i>	<i>Ppt</i>	<i>Rn</i>
<b><i>WUE</i></b>	1,000				
<b><i>NEE</i></b>	-0,934**	1,000			
<b><i>ET</i></b>	0,589**	-0,777**	1,000		
<b><i>Ppt</i></b>	0,620**	-0,644**	0,736**	1,000	
<b><i>Rn</i></b>	0,354	-0,569**	0,868**	0,616**	1,000
<b><i>G<sub>c</sub></i></b>	-0,121	0,035	0,067	0,079	0,084

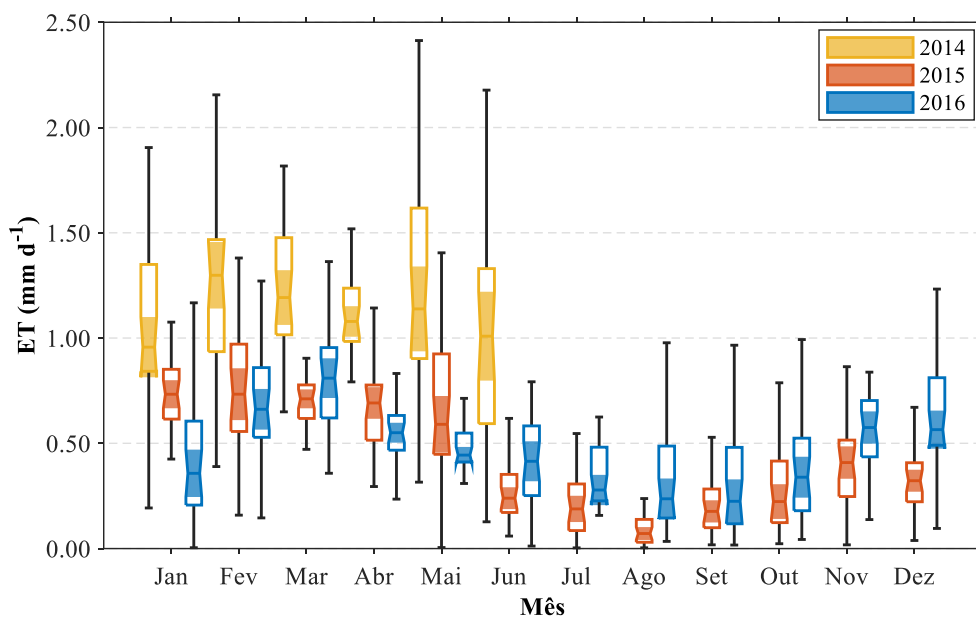
Valor de Significância: \*  $p < 0,05$ ; \*\*  $p < 0,01$ .

A baixa fixação de carbono de junho a outubro está associada a redução da frequência de chuvas e a disponibilidade de água do solo para as plantas. A maior liberação de carbono pela vegetação ao longo de todo o período experimental foi observada em outubro de 2015, relacionada ao longo período de baixos valores de *SWC* no período seco. Este resultado é reafirmado pelo baixo valor médio de *EVI*, que indicou cobertura vegetal reduzida (Figura 18C, D e Tabela 3). Logo, é possível observar dependência da vegetação pantaneira com a disponibilidade hídrica do solo, mesmo tendo valores *SWC* altos e distribuição de energia (*Rn*) quando comparado a outros biomas, e rápidos aumentos de *NEE* devido a eventos de chuva (FENG e LIU, 2016; SHARMA et al., 2019). A correlação entre *NEE* e a distribuição de energia (*Rn*) foi negativa (-0,569,  $p < 0,01$ ).

O acúmulo de CO<sub>2</sub> em áreas úmidas tropicais é devido à dinâmica de equilíbrio dos processos fotossintéticos e respiratórios que regulam o acúmulo líquido de Carbono na biomassa e no solo (PETRESCU et al., 2015), que depende das condições ambientais (REDDY e DELAUNE, 2008). Estudos prévios de trocas gasosas de espécies florestais do Pantanal relataram altas taxas de fotossíntese durante duas fases distintas, aeróbica (período seco para este estudo) e anaeróbica (período chuvoso para este estudo) (DALMAGRO et al., 2013; PRADO, 2015; DALMAGRO et al., 2019), podendo ter alto desempenho fisiológico as comunidades de plantas do Pantanal (DALMAGRO et al., 2016), que são espécies de árvores resilientes tanto à seca quanto às inundações (DALMAGRO et al., 2016), ajudando a contribuir para ser um grande sumidouro Carbono (DALMAGRO et al., 2019).

Prevê-se que as mudanças climáticas nas zonas úmidas tropicais do Pantanal causem um aumento na temperatura e uma mudança nos padrões de precipitação, aumentando a duração da estação seca, mas também aumentando a intensidade dos eventos de chuva (BERGIER et al., 2018; JUNK, 2013). Nesse cenário, a estação de crescimento pode ser reduzida significativamente, com condições de limitação de água levando ao menor acúmulo de Carbono pela vegetação (DA SILVA SALLO et al., 2017). Dadas essas previsões, o balanço de Carbono atual e futuro das áreas tropicais inundadas sazonalmente é incerto, uma vez que um aumento na fase aeróbia reduziria a absorção líquida de  $CO_2$  e também as emissões de  $CH_4$  (DALMAGRO et al., 2019). Dado o efluxo de  $CH_4$  relativamente pequeno em relação à absorção líquida de  $CO_2$ , presumivelmente um aumento na intensidade e/ou duração do período seco faria com que as florestas sazonalmente inundadas se tornassem fontes líquidas de Carbono para a atmosfera (DALMAGRO et al., 2019).

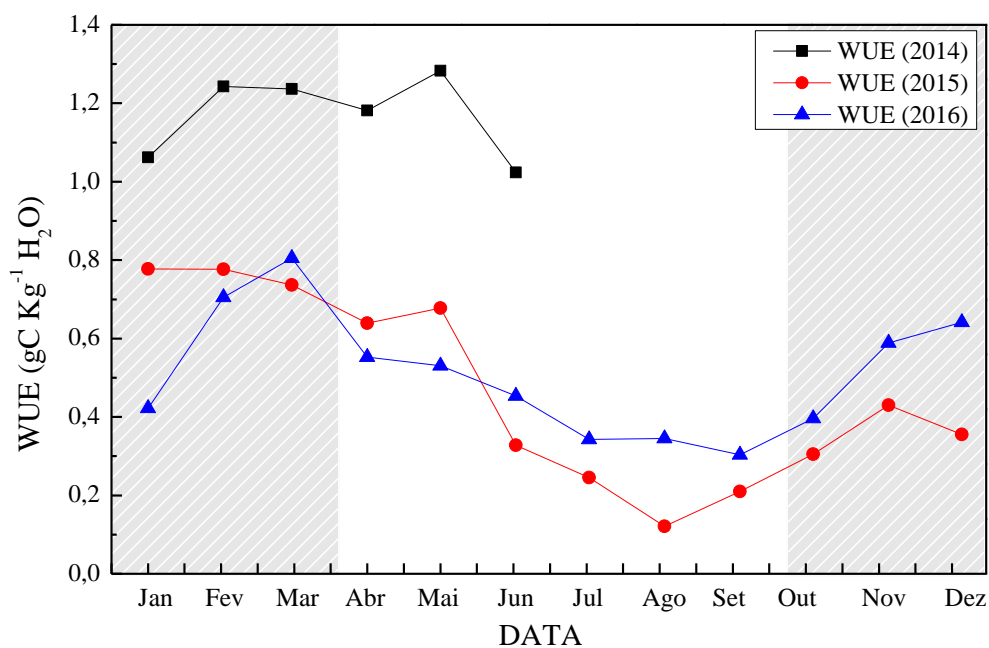
Como os valores para cálculo de  $WUE$  não foram os valores diários totais, apenas das 08:00 as 16:00 horas, os valores de  $ET$  foram menores com o mesmo comportamento. O comportamento médio sazonal de  $ET$  foi apresentado através do Boxplot a seguir (Figura 28).



**FIGURA 28:** Boxplot da média mensal dos dados de evapotranspiração ( $mm\ dia^{-1}$ ) para o período de estudo, das 08:00-16:00 horas.

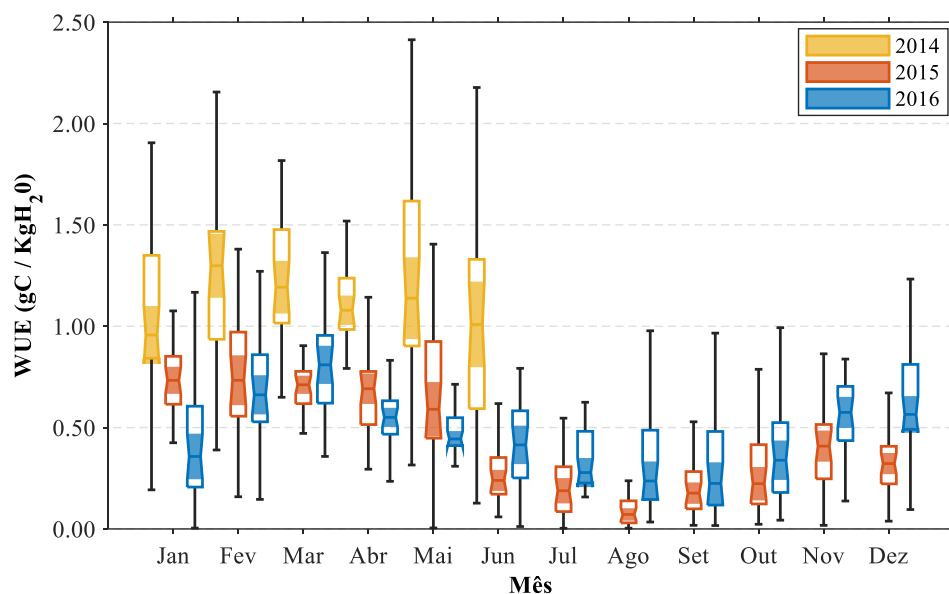
A média interanual para  $WUE$  ( $\text{gC kg}^{-1} \text{H}_2\text{O}$ ) durante o período de estudo foi de  $0,57 \pm 0,26$  ( $\text{gC kg}^{-1} \text{H}_2\text{O}$ ) (Tabela 9). Os valores médios de  $WUE$  variam do mínimo de  $0,74 \pm 0,21$  ( $\text{gC kg}^{-1} \text{H}_2\text{O}$ ) em junho ao máximo de  $1,08 \pm 0,20$  ( $\text{gC kg}^{-1} \text{H}_2\text{O}$ ) em março de 2014. Já em 2015 os valores de  $WUE$  variam entre  $0,15 \pm 0,10$  ( $\text{gC kg}^{-1} \text{H}_2\text{O}$ ) para o mês de agosto à  $0,92 \pm 0,20$  ( $\text{gC kg}^{-1} \text{H}_2\text{O}$ ) para o mês de fevereiro. No ano de 2016, a mínima foi para os meses de agosto e setembro,  $0,38 \pm 0,04$  e  $0,38 \pm 0,20$  ( $\text{gC kg}^{-1} \text{H}_2\text{O}$ ) respectivamente. e a máxima foi de  $0,95 \pm 0,11$  ( $\text{gC kg}^{-1} \text{H}_2\text{O}$ ) para o mês de março (Figura 29).

$WUE$  médio mensal interanual nos períodos seco e chuvoso foi de  $0,55 \pm 0,31$  e  $0,75 \pm 0,30$   $\text{gC kg}^{-1} \text{H}_2\text{O}$ , respectivamente, mostrando que a  $WUE$  diminuiu  $\sim 26,66\%$  no período seco. As médias anuais foram de  $0,96 \pm 0,22$ ,  $0,55 \pm 0,30$  e  $0,59 \pm 0,22$  ( $\text{gC kg}^{-1} \text{H}_2\text{O}$ ) para os anos de 2014-2016, respectivamente, correspondendo a um aumento de  $7,27\%$  de 2015 para 2016.



**FIGURA 29:** Variação média anual de  $WUE$  para os anos de 2014, 2015 e 2016 para Torre de Fluxo BR-NPW.

Os meses do segundo semestre dos anos, em especial os meses secos (junho-setembro), apresentaram as menores variabilidades em seus valores (Figura 30). A sazonalidade e magnitude dos valores de  $WUE$  foram altos durante o período chuvosos, quando comparado aos meses do período seco.



**FIGURA 30:** Boxplot mensal de  $WUE$  ( $\text{gC kg}^{-1} \text{H}_2\text{O dia}^{-1}$ ) para o período de estudo.

Os valores  $WUE$  foram maiores de janeiro a junho em comparação com o período de julho a dezembro, ou seja, há uma tendência em diminuir a eficiência no uso da água durante o período seco.

Dado que a assimilação de carbono é proporcional ao  $GPP$  (BEER et al. 2009), neste estudo os valores de  $NEE$ , o padrão de redução de  $WUE$  durante os períodos secos dos anos ocorreram conforme o esperado. A correlação entre  $NEE$  e  $WUE$  foi fortemente negativa, com  $\rho = -0,934$  ( $p < 0,01$ ).

O aquecimento e o prolongamento dos períodos secos, especialmente durante eventos extremos como o El Niño, como no caso de 2015 para região de estudo, causam diminuição no armazenamento de Carbono em florestas tropicais, devido ao declínio no crescimento das plantas e aumento da mortalidade das mesmas (FELDPAUSCH et al., 2016; VOURLITIS et al., 2019). Esses declínios impactam diretamente os valores de  $NEE$  e  $ET$ , e por consequência nos valores de  $WUE$ .

Os meses do período chuvoso apresentaram maiores valores de  $NEE$  e concordantemente de  $WUE$  em comparação com os meses do período de pouca precipitação (Figura 27 e 30), cuja a correlação entre  $Ppt$  e  $WUE$  foi moderada positiva para todo período de estudo ( $0,620$ ,  $p < 0,01$ ). Esse período também obtém a

maior disponibilidade de radiação, o que causou uma correlação positiva entre *WUE* e *Rn* (0,354) (Tabela 10).

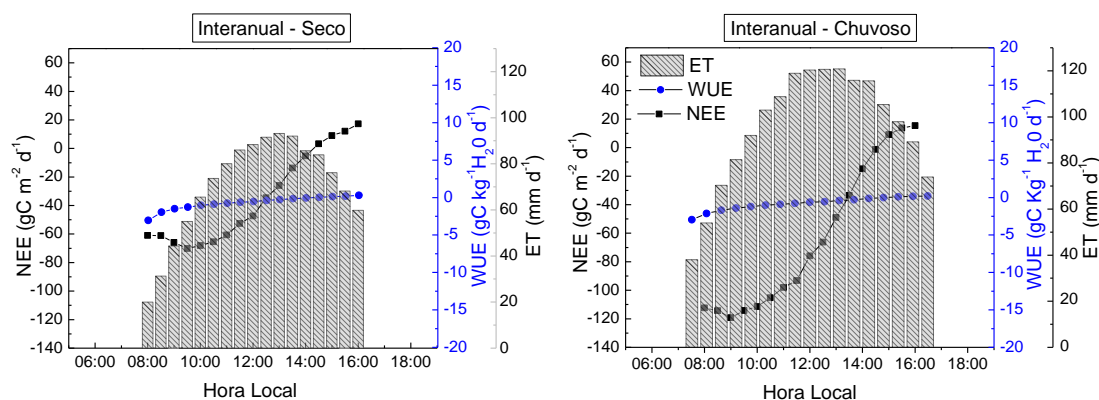
De acordo com Restrepo-Coupe et al. (2013), o grau de limitação de água prediz os padrões sazonais de fotossíntese no sul da Amazônia. A baixa disponibilidade hídrica e o aumento do déficit de pressão de vapor (*DPV*) durante o período seco induzem o fechamento estomático, o que leva a um declínio na taxa de fotossíntese.

Observa-se que em condições de maior *ET* e menor assimilação, encontramos um maior *WUE* (período chuvoso), e em condições opostas, com maior taxa de assimilação, e diminuição de *ET*, encontramos uma menor eficiência (correlação moderada positiva, 0,589,  $p < 0,01$ ) (Tabela 10).

O início do período seco muitas vezes representa um importante gatilho para a expansão foliar para muitas espécies de árvores adaptadas à seco sazonal, que é uma adaptação para maximizar o ganho de Carbono aumentando as taxas de fotossíntese foliar quando a chuva ocorre no final do período seco. Para as espécies de *Combretum lanceolatum* Pohl e *Vochysia divergens* Pohl, que são adaptadas às inundações, o menor valor de *WUE* no período seco e o aumento no chuvoso provavelmente indica uma ampla capacidade para estas espécies para regular o uso da água, evitar o estresse hídrico e maximizar a produtividade em ambientes de terra firme mais secos, geralmente associado a valores baixos de *gs* (condutância estomática). Muitas espécies invasoras têm a capacidade de ajuste osmótico rápido às variações na hidrologia, o que aumenta o potencial hídrico da planta, assimilação de Carbono e crescimento sob condições estressantes.

Na literatura existem evidências de que as gramíneas conseguem ser bem mais eficientes quanto ao uso da água, do que as árvores tropicais. Isto acontece devido à suas características fisiológicas, as quais permitem que elas se desenvolvam a altas intensidades luminosas e em altas temperaturas. Essas plantas também possuem maior eficiência em captar e armazenar o carbono oriundo do  $CO_2$ , através da via de *carboxilação C4*, permitindo gerenciar melhor a abertura estomática (BUCKERIDGE, 2008).

A análise horária de *WUE* também foi feita, considerando sua variação interanual e sazonal. Como *WUE* foi calculado como a razão de *NEE* e *ET*, pequenas variações horárias de *NEE* ou *ET* poderia levar a perturbações significativas da razão. O padrão diurno de *WUE* não foi tão claro quanto o esperado quando comparado com outros estudos. Para os dois períodos, a variação horário interanual geralmente foi a mesma. Encontramos valores de *WUE* foram menores pela manhã, um leve aumento durante o decorrer do dia com platô entre as 10:00-16:00 horas e um leve pico após das 17 horas. *WUE* variou fortemente durante o dia (Figura 31). Para o período seco, *WUE* variou de -3,50 a -0,54  $\text{gC kg}^{-1} \text{H}_2\text{O}$  pela manhã e de -0,68 a 0,29  $\text{gC kg}^{-1} \text{H}_2\text{O}$  no final da tarde, variação das 08-16h de 98%. Para o período chuvoso, *WUE* variou de -2,96 a -0,63  $\text{gC kg}^{-1} \text{H}_2\text{O}$  pela manhã e de -0,55 a 0,21  $\text{gC kg}^{-1} \text{H}_2\text{O}$  no final da tarde, variação das 08-16h de 92%.

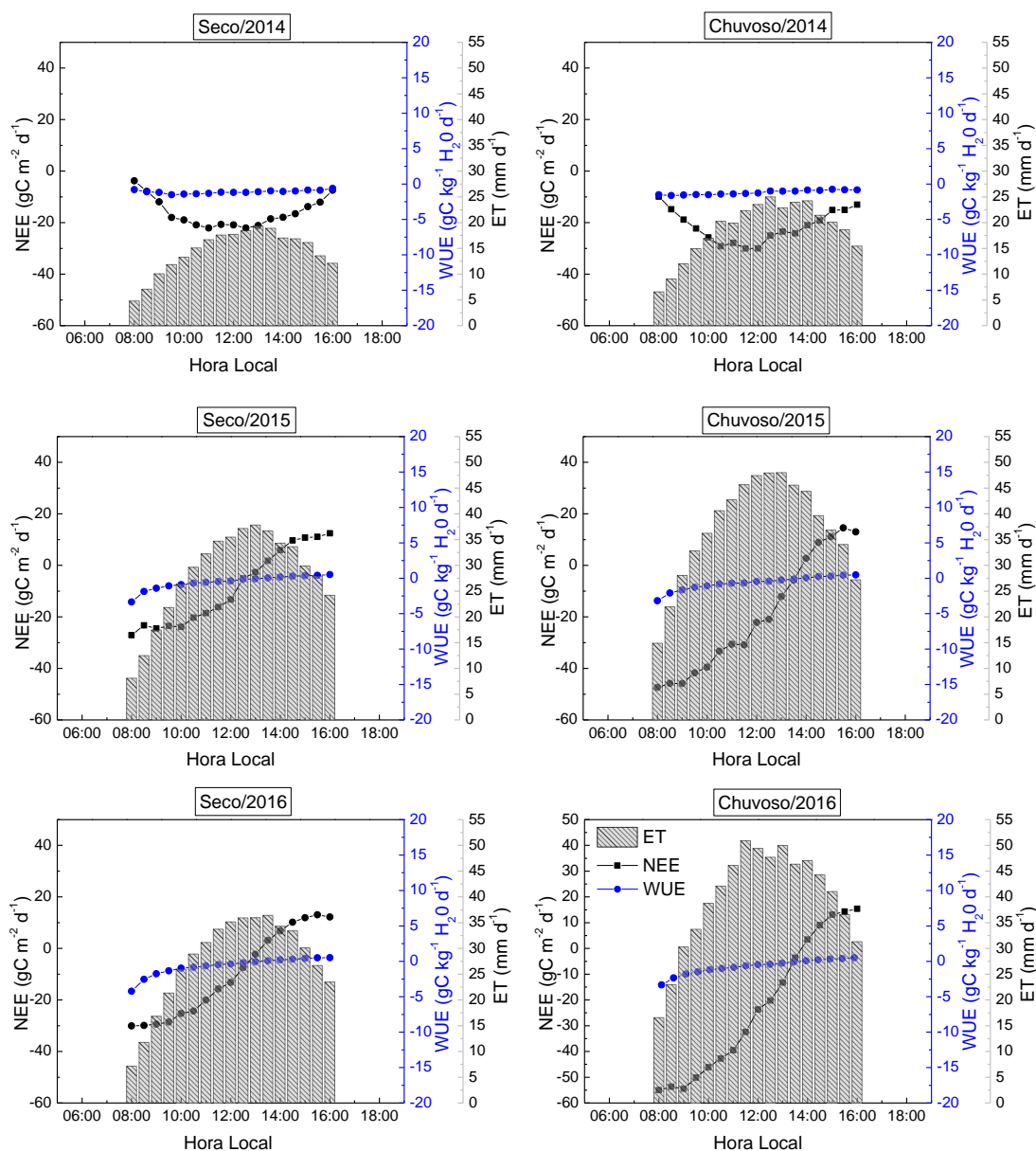


**FIGURA 31:** Variação horária intersazonal, período seco e chuvoso, de *NEE*, *ET* e *WUE* para os horários das 08:00 as 16:00 horas para o local de estudo.

Houve uma redução nos valores médios e horários de *WUE* ao longo dos anos para área de estudo. Esse comportamento pode ser explicado pela ocorrência de secas mais intensas que vem acontecendo pela região de todo Pantanal Mato-grossense nos últimos anos. Apesar de relatos na literatura de que períodos de seca aumentam a eficiência do uso da água pelas plantas, secas mais longas e altas temperaturas induzem o fechamento estomático e uma diminuição na atividade fotossintética e na produtividade da biomassa, o que resulta em valores mais baixos de *NEE* (GANG et al., 2014; LU e ZHUANG, 2010; PONCE-CAMPOS et al., 2013).

Os valores horários de *WUE* para os períodos secos sempre foram menores quando comparados aos do período chuvoso (Figura 31), tendo o mesmo

comportamento de  $NEE$  e  $ET$ . Aumento dos valores ao longo do dia, com o pico as 14 horas para  $NEE$  e as 16 horas para  $WUE$ . Durante o período chuvoso, o pico dos valores de  $NEE$  atrasam em torno de 2 horas, coincidindo com o pico de  $WUE$ . Para o ano de 2004, o comportamento das variáveis não se assemelha aos dos anos sequência, devido a falha nos dados de julho-dezembro, o que ocasionou perda dos dados/análise de três meses de cada período. Os valores das variações horárias sazonais de  $NEE$ ,  $ET$  e  $WUE$  para o local de estudo são mostradas na Figura 32.



**FIGURA 32:** Variação horária sazonal de  $NEE$ ,  $ET$  e  $WUE$  para os horários das 08:00 as 16:00 horas para o local de estudo, dos anos de 2014, 2015 e 2016.

Como ao nível do ecossistema, *WUE* se refere à razão entre o ganho de carbono e a perda de água na forma de *ET* (PONTON et al., 2006), à medida que as plantas gerenciam o estresse hídrico reduzindo a condutância estomática (*gs*), *WUE* do ecossistema deve aumentar dos anos úmidos para os secos, indicando a resistência da vegetação ao déficit hídrico (PONCE-CAMPOS et al., 2013). No entanto, as relações entre *WUE* e a seca permanecem controversas entre os ecossistemas. Uma investigação recente em biomas terrestres indica que *WUE* aumenta com a seca em ecossistemas áridos, enquanto diminui com a seca em ecossistemas semi-áridos (YANG et al., 2016). Por outro lado, mais de 65% das pastagens temperadas da Eurásia apresentam aumento da *WUE* durante a seca, que é causada principalmente por ligeiras diminuições de *GPP*, mas reduções significativas de *ET* (CHEN et al., 2017).

Yu et al. (2008) encontraram variações de *WUE* para três sítios. A média anual de *WUE* encontrada foi de 9,43 gC kg<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O para floresta mista de pinheiro coreano de folhas largas temperadas da região de Changbaishan, 9,27 gC kg<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O para plantação de coníferas subtropical de Qianyanzhou e 6,90 gC kg<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O para floresta de folhas largas subtropicais de Dinghushan.

Lu e Zhuang (2010), encontraram que as relações *WUE* e a seca representam um padrão de dois estágios, com *WUE* aumentado quando a magnitude da seca é moderada, mas diminuiu *WUE* durante a seca extrema). Em contraste, a seca moderada e extrema diminuiu o *WUE* no sul da China, mas a seca severa aumenta ligeiramente o *WUE* (LIU et al., 2015). *WUE* aumenta em todos os biomas terrestres na Califórnia durante a seca severa em geral (MALONE et al., 2016).

Xiao et al. (2013), observaram para pastagens e áreas agrícolas na China valores de ~ 0,5-1,0 gC kg<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O, que estão próximos aos apresentados neste estudo. Tang et al. (2014), observaram para locais de floresta de folha larga perene no Hemisfério Norte valor médio de 2,58 gC kg<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O.

De Oliveira et al. (2017), encontraram para as bacias hidrográficas do Alto Tapajós e Curua-Una, localizadas na região amazônica, valores de *WUE* médio de 1,71 gC kg<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O, com variação de 1,74 gC kg<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O e 1,69 gC kg<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O para os períodos chuvoso e seco. decréscimo de ~3%. Os autores relataram que a variação

espacial de *WUE* esteve relacionada principalmente à maior presença de áreas florestais na bacia do Alto Tapajós em comparação com a bacia do rio Curuá-Una, que está situada dentro do chamado arco do desmatamento. *WUE* sob diferentes tipos de cobertura da terra mostraram que as áreas florestadas (sucessão primária e secundária) têm ~ 67% mais *WUE* do que as áreas não florestadas (agricultura e pastagem). *WUE* na floresta secundária foi ~ 3% maior do que na floresta primária, situação esperada devido ao fato de que nos estágios iniciais da floresta a produtividade aumenta acentuadamente, mas à medida que a floresta se aproxima da maturidade, a produtividade diminui (DE OLIVEIRA et al., 2017).

Fernandes et al. (2018) estudaram o cerrado brasileiro, especificamente 4,6 milhões de hectares de cerrado do estado do Estado de Minas Gerais, utilizando dados do MODIS de 2003 a 2014. Os valores médios anuais de *WUE* nas estações fenológicas variaram de 0,07 a 0,10 com média anual ponderada de 0,075 no intervalo de tempo do estudo.

De Oliveira et al. (2018) analisaram o fluxo de vapor d'água em grama de trigo nos Estados Unidos de 2012 a 2016 e encontraram *WUE* médio anual próximo a 2,0 gC kg<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O. Sharma et al. (2019), encontraram valores sazonais de *WUE* entre 2,7 e 3,0 gC kg<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O em capim azul (bluestem grass) no Texas, EUA, de 2013 a 2015.

Alves et al. (2021), encontram valores de *WUE* variando de 1,5 a 9,7 gC kg<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O com média de 4,0 gC kg<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O para áreas no Cerrado (*Brachiaria sp.* in), em Três Lagoas – MS, Brasil. Em ambos os anos deste estudo, os menores valores de *WUE* ocorreram no período chuvoso onde a média foi de 3,5 gC kg<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O, e os maiores valores de *WUE* ocorreram no período seco, com média de 4,5 gC kg<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O, representando um aumento de 29% de *WUE*.

As grandes variações de *WUE* entre os diferentes tipos de ecossistemas florestais relatados na literatura são principalmente atribuíveis às diferenças nas condições climáticas, aos fatores metabólicos, de vegetação e de florística, além de espécies dominantes (HU et al., 2008; BEER et al., 2009; TANG et al., 2014; ZHU et al., 2014; GUERRIERI et al., 2016; KNAUER et al., 2018).

Não foram encontrados valores de *WUE* para o Pantanal, sendo este estudo pioneiro em mensurar essa variável. Com isto, as médias anuais de *WUE* encontradas neste estudo denotam novos limiares desta variável em relação à literatura (Tabela 11), com valor médio para o Pantanal abaixo de  $1,0 \text{ gC kg H}_2\text{O ano}^{-1}$ , mostrando, assim, valores bem mais baixos que outros tipos de florestas registradas. Assim, *WUE* responde diferentemente em cada bioma às variações sazonais de disponibilidade hídrica do meio e geralmente, biomas com alta produtividade têm grandes valores de *WUE* (XUE et al., 2015). Em áreas com vegetação esparsa, como no cerrado (savanas) e no próprio Pantanal, há grande variação interanual de *WUE*, no entanto os valores de *WUE* foram os mais baixos. As grandes variações de *WUE* entre os diferentes tipos de ecossistemas florestais relatados na literatura são principalmente atribuíveis às diferenças nas condições climáticas e espécies dominantes (YU et al., 2008).

**TABELA 11:** Médias anuais de *WUE* ( $\text{gC Kg}^{-1}\text{H}_2\text{O}$ ) em diferentes tipos de vegetação.

<b>Tipo de Vegetação</b>	<b><i>WUE</i> (<math>\text{gC Kg}^{-1}\text{H}_2\text{O}</math>)</b>	<b>Referência</b>
Deserto	0,20±0,80	Xu et al., (2019)
<b>Pantanal Norte Mato-grossense (<i>Combretum lanceolatum</i> Pohl)</b>	<b>0,57±0,26</b>	<b>Este estudo</b>
Deserto	0,70±0,20	Wang, Xiao e Ma (2021)
Pradaria	0,90±0,60	Xu et al., (2019)
Pântano	0,90±0,10	Wang, Xiao e Ma (2021)
Floresta	1,10±0,30	Wang, Xiao e Ma (2021)
Pastagem semiárida do planalto chinês de Loess	1,29	Yue et al., (2020)
Pastagem	1,40 ± 0,40	Wang, Xiao e Ma (2021)
Terra cultivada	1,60±0,60	Wang, Xiao e Ma (2021)
Pinheiro	1,69	Berbigier et al., (2001)
Florestas tropicais em estágios primários e secundários	1,71	De Oliveira (2017)
Colheita	1,77±0,21	Tang et al., (2014)
Floresta preservada	1,81±0,02	Cristiano et al., (2020)
Plantação de pinheiros	1,81±0,03	Cristiano et al., (2020)
Floresta antiga	1,83	Liu et al (2017)
Floresta degradada	1,86±0,01	Cristiano et al., (2020)
Floresta mista	2,24±0,18	Tang et al., (2014)

Floresta secundária	2,25	Von Randow et al., (2020)
Pradaria	2,34±0,20	Tang et al., (2014)
Floresta de folhas largas perenes	2,35	Tang et al., (2014)
Floresta	2,40±0,40	Xu et al., (2019)
Terras de cultivo	2,40±0,70	Xu et al., (2019)
Floresta subtropical primária de folhas largas	2,48±0,17	Song et al., (2017)
Floresta primária	2,50	Von Randow et al., (2020)
Floresta de coníferas	2,53	Yu et al., (2008)
Floresta de folhas largas decíduas	2,57	Yu et al., (2008)
Floresta perene de folhas largas	2,58±0,18	Tang et al., (2014)
Florestas de folhas perenes	2,58±0,22	Tang et al., (2014)
Milho de verão	2,60±0,17	Jiang et al., (2020)
Floresta decídua de folhas largas	2,66±0,15	Tang et al., (2014)
Milho safrinha (milho de sequeiro)	2,80	Wang et al., (2018)
Floresta Amazônica, Brasil	2,82	Beer et al., (2009)
Plantação de eucalipto	2,87	Rodrigues et al., (2011)
Pinheiro Ponderosa	2,97	Law et al., (2000)
Trigo	3,10	Hu e Lei (2021)
Floresta de folhas largas perenes	3,13	Tang et al., (2014)
Floresta tropical de Xishuangbanna, China	3,16 ± 0,33	Tan et al., (2015)
Floresta Tropical, Espírito Santo, Vanuatu	3,17	Roupsard et al., (2006)
Milho	3,40	Hu e Lei (2021)
Boral aspen	3,70	Krishnan et al., (2006)
Soja	3,79±0,20	Jiang et al., (2020)
Arroz em casca	4,47±0,87	Jiang et al., (2020)
Floresta Douglas-fir	5,40	Ponton et al., (2006)
Trigo	5,69±0,29	Jiang et al., (2020)

Na escala global, os valores médios de *WUE* variam de estudos. Tang et al. (2014) encontraram valor médio de 1,70 gC kg<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O. Xue et al. (2015), encontraram valor de 1,71 gC kg<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O e Sun et al. (2016), valor médio anual 1,90 gC kg<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O. Em geral, as florestas têm a maior *WUE* entre todos os biomas, os matagais fechados também têm valores de *WUE* relativamente grandes.

Nossos resultados têm implicações importantes para a compreensão dos efeitos das mudanças climáticas nos processos de troca de carbono e água em biomas tropicais, pois com a diminuição prevista da oferta hídrica nestes locais, devido o número crescente de dias anuais sem *Ppt*, espera-se que *WUE* deste ambiente diminuirá no nível do ecossistema. Nossos resultados têm implicações importantes para a compreensão dos efeitos das mudanças climáticas na produtividade primária e sequestro de carbono para o ecossistema do Pantanal Mato-grossense e como isso pode influenciar a dinâmica deste ecossistema no futuro. No entanto, a temperatura elevada pode aumentar ou diminuir o *WUE* do ecossistema na escala mensal em paralelo com outros controles atmosféricos. Como consequência, as mudanças na *WUE* a nível de ecossistema devido à mudança climática dependerão do impacto relativo de mudanças simultâneas na precipitação e temperatura nestes ambientes. Certamente, as contribuições de diferentes fatores ambientais sobre *NEE*, *ET* e *WUE* precisam ser melhor identificadas em estudos futuros.

## 5. CONCLUSÕES

Este trabalho investigou as trocas de carbono e água entre um ecossistema terrestre e a atmosfera por meio de dados de sistema Eddy Covariance (*EC*). Avaliamos a variabilidade interanual e sazonal da evapotranspiração (*ET*), a partição de energia e os controles biofísicos sobre *ET* e a eficiência do uso d'água (*WUE*) para uma floresta inundada sazonalmente de 2014 a 2016. Como conclusões tem-se:

- 72% da radiação líquida (*Rn*) foi consumida por *LE* + *H*, mesmo durante o período seco, com o fechamento do balanço energético (*BE*) de  $0,91 \pm 0,29$  pela fração *EBR*, indicando que as árvores podem acessar águas profundas quando as águas superficiais são limitantes.
- Durante os períodos seco e chuvoso as taxas de *ET* foram altas, embora as taxas no período seco fossem menores do que as taxas do período chuvoso, com mais energia disponível (*Rn*) dividida em *LE* do que *H*. Assim, mesmo durante o período seco, os dados de *ET* indicaram que não houve limitação pela água. Em vez disso, a *ET* foi fortemente correlacionada com a energia disponível (*Rn*) e a refletância do dossel (*EVI*), indicando que as variações estruturais do dossel influenciam fortemente *ET*. *Rn* e *LE* foram maiores durante o período chuvoso, 18% e 16% respectivamente.
- O fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) interanual ( $0,63 \pm 0,04$ ) e o coeficiente de Priestley-Taylor ( $\alpha$ ) interanual ( $0,86 \pm 0,21$ ), sugerem que o dossel está desacoplado da atmosfera e *ET* é essencialmente sensível a *Rn*. A redução do coeficiente de Priestley-Taylor ( $\alpha$ ) durante o período chuvoso foi possivelmente devido ao aumento do teor de água do solo (*SWC*) como resultado da água das enchentes e/ou diminuição da demanda evaporativa, enquanto a radiação líquida e a evapotranspiração diminuíram no período seco.
- A eficiência do uso d'água (*WUE*) durante o período de estudo apresentou alta sazonalidade, com menores valores durante o período seco, maior taxa de assimilação de carbono e diminuição de *ET*, e maiores valores durante o período chuvoso. A média interanual de *WUE* foi de  $0,57 \pm 0,26$  ( $\text{gC kg}^{-1} \text{H}_2\text{O}$ ), com forte correlação negativa com a troca líquida de  $\text{CO}_2$  pelo ecossistema (*NEE*) ( $\rho = -0,934, p < 0,01$ ).

- A sazonalidade e magnitude dos valores de *WUE* foram altos durante o período chuvosos, quando comparado aos meses do período seco. Houve uma redução nos valores médios e horários de *WUE* ao longo dos anos para área de estudo, comportamento este que pode ser explicado pela ocorrência de secas mais intensas que vem acontecendo pela região de todo Pantanal Mato-grossense nos últimos anos.
- Não foram encontrados valores de *WUE* no Pantanal, sendo este estudo pioneiro em mensurar essa variável, denotando novos limiares desta variável em relação à literatura.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADMIRAL, Stuart W.; LAFLEUR, Peter M. Modelling of latent heat partitioning at a bog peatland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 144, n. 3-4, p. 213-229, 2007.
- AGAM, Nurit et al. Application of the Priestley–Taylor approach in a two-source surface energy balance model. **Journal of Hydrometeorology**, v. 11, n. 1, p. 185-198, 2010. <https://doi.org/10.1175/2009JHM1124.1>
- AHMED, Kamal et al. Divergence of potential evapotranspiration trends over Pakistan during 1967–2016. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 141, n. 1, p. 215-227, 2020.
- AI, Zhipin et al. Variation of gross primary production, evapotranspiration and water use efficiency for global croplands. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 287, p. 107935, 2020.
- ALHO, C. J. R.; SABINO, J. A conservation agenda for the Pantanal's biodiversity. **Brazilian Journal of Biology**, v. 71, p. 327-335, 2011.
- ALHO, C. J. R. Biodiversity of the Pantanal: response to seasonal flooding regime and to environmental degradation. **Brazilian Journal of Biology**, v. 68, p. 957-966, 2008.
- ALHO, C. J.R et al. Ameaças à biodiversidade do Pantanal Brasileiro pelo uso e ocupação da terra. **Ambiente & Sociedade**, v. 22, 2019.
- ALHO, C. J. R; SILVA, J. S. V. Effects of severe floods and droughts on wildlife of the Pantanal wetland (Brazil)—a review. **Animals**, v. 2, n. 4, p. 591-610, 2012.
- ALLEN, R. G. et al. FAO Irrigation and drainage paper No. 56. **Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations**, v. 56, n. 97, p. e156, 1998.
- ALVARENGA, S. M. **Estudo geomorfológico aplicado à Bacia do Alto Paraguai e Pantanais Mato-grossense**. BRASIL. Ministerio das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL. Salvador, 1984.
- ALVARES, Clayton Alcarde et al. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013.

ALVES, José Darlon Nascimento et al. Carbon uptake and water vapor exchange in a pasture site in the Brazilian Cerrado. **Journal of Hydrology**, v. 594, p. 125943, 2021.

ALVES, Jose Darlon Nascimento et al. Energy balance and surface decoupling factor of a pasture in the Brazilian Cerrado. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 319, p. 108912, 2022.

ALVES, José Darlon Nascimento et al. Energy balance and surface decoupling factor of a pasture in the Brazilian Cerrado. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 319, p. 108912, 2022.

AMADOR, Gisaine de Andrade. Composição florística e caracterização estrutural de duas áreas de carandazais nas sub-regiões do Miranda e Nabileque, Pantanal Sul Mato-Grossense, Brasil. 2006.

ANGELINI, Lucas Peres et al. Balanço de energia nas condições de mudanças de uso do solo na Região Sul do Estado de Mato Grosso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, p. 353-363, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1590/0102-7786323000>

ARAÚJO, A. C. et al. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 58-1-LBA 58-20, 2002.

ARAUJO, A. P, C, de. **Pantanal: um espaço em transformação**. 2006. Tese de Doutorado. Tese (Doutorado em Geografia), 2006. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

ARRUA, B.A.; CARVALHO, L.S.; TELES, T.S.; OLIVEIRA, M.D.R.; RIBEIRO, D.B. Fire Has a Positive Effect on the Abundance of Sun Spiders (Arachnida: Solifugae) in the Cerrado-Pantanal Ecotone. **Fire** 2023, 6, 69. <https://doi.org/10.3390/fire6020069>.

ARRUDA, J. C. Estudos do fechamento do balanço de energia pelo método de covariância de vórtices turbulentos em uma floresta de transição em Mato Grosso.

Tese (Doutorado em Física Ambiental). Universidade Federal do Mato Grosso, 135f. 2014.

AUBINET, Marc et al. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. In: **Advances in ecological research**. Academic Press, 1999. p. 113-175.

AUBINET, Marc; VESALA, Timo; PAPAIE, Dario (Ed.). **Eddy covariance: a practical guide to measurement and data analysis**. Springer Science & Business Media, 2012.

AZEEM, Muhammad et al. Biochar improves soil quality and N<sub>2</sub>-fixation and reduces net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange in a dryland legume-cereal cropping system. **Soil and Tillage Research**, v. 186, p. 172-182, 2019.

BAGLEY, Justin E. et al. Drought and deforestation: has land cover change influenced recent precipitation extremes in the Amazon?. **Journal of Climate**, v. 27, n. 1, p. 345-361, 2014.

BALCH, Jennifer K. et al. Human-started wildfires expand the fire niche across the United States. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 114, n. 11, p. 2946-2951, 2017.

BALCH, Jennifer K. with Bowman et al. Fire in the Earth System. **Science**, v. 324, n. 5926, p. 481-484, 2009.

BALDOCCHI, Dennis D. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. **Global change biology**, v. 9, n. 4, p. 479-492, 2003.

BALDOCCHI, Dennis D.; HINCKS, Bruce B.; MEYERS, Tilden P. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. **Ecology**, v. 69, n. 5, p. 1331-1340, 1988.

BALDOCCHI, Dennis D.; LUXMOORE, Robert J.; HATFIELD, Jerry L. Discerning the forest from the trees: an essay on scaling canopy stomatal conductance. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 54, n. 2-4, p. 197-226, 1991. <http://dx.doi.org/10.1016/0168-1923>.

BALDOCCHI, Dennis D.; LUXMOORE, Robert J.; HATFIELD, Jerry L. Discerning the forest from the trees: an essay on scaling canopy stomatal conductance. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 54, n. 2-4, p. 197-226, 1991.

BALDOCCHI, Dennis D.; VOGEL, Christoph A.; HALL, Brad. Seasonal variation of energy and water vapor exchange rates above and below a boreal jack pine forest canopy. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 102, n. D24, p. 28939-28951, 1997.

BALDOCCHI, Dennis D.; XU, Liukang. What limits evaporation from Mediterranean oak woodlands—The supply of moisture in the soil, physiological control by plants or the demand by the atmosphere?. **Advances in Water Resources**, v. 30, n. 10, p. 2113-2122, 2007.

BALDOCCHI, Dennis et al. FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 11, p. 2415-2434, 2001.

BALDOCCHI, Dennis. A comparative study of mass and energy exchange over a closed C3 (wheat) and an open C4 (corn) canopy: I. The partitioning of available energy into latent and sensible heat exchange. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 67, n. 3-4, p. 191-220, 1994.

BALDOCCHI, Dennis; CHU, Housen; REICHSTEIN, Markus. Inter-annual variability of net and gross ecosystem carbon fluxes: A review. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 249, p. 520-533, 2018.

BARR, A. G. et al. Surface energy balance closure by the eddy-covariance method above three boreal forest stands and implications for the measurement of the CO<sub>2</sub> flux. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 140, n. 1-4, p. 322-337, 2006.

BARR, Jordan G. et al. Controls on mangrove forest-atmosphere carbon dioxide exchanges in western Everglades National Park. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 115, n. G2, 2010.

BASSO, Gustavo. Queimadas já consumiram 12% do Pantanal – e tendência é piorar. National Geographic Brasil. 2020. Disponível em: <<https://www.nationalgeographicbrasil.com/meio-ambiente/2020/09/queimadas-ja-consumiram-12-do-pantanal-e-tendencia-e-piorar>>. Acessado em 09 de março de 2023.

BASTABLE, H. G. et al. Observations of climate, albedo, and surface radiation over cleared and undisturbed Amazonian forest. **International Journal of Climatology**, v. 13, n. 7, p. 783-796, 1993.

BEER, C. et al. Temporal and among-site variability of inherent water use efficiency at the ecosystem level. **Global biogeochemical cycles**, v. 23, n. 2, 2009.

BEIRIGO, R.M; VIDAL-TORRADO, P; COUTO, G. E. Feições pedológicas atuais e pretéritas em uma sequencia solonetz plinthosol no Pantanal matogrossense (BRASIL), In: CONGRESSO IBÉRICO DA CIÊNCIA DO SOLO “SOLO: FUNÇÕES E UTILIZAÇÃO”,4., 2010. Granada. Anais... de 21 a 24 de set. de Granada, 2010

BERBIGIER, Paul; BONNEFOND, Jean-Marc; MELLMANN, Patricia. CO<sub>2</sub> and water vapour fluxes for 2 years above Euroflux forest site. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 108, n. 3, p. 183-197, 2001.

BERGIER, Ivan et al. Amazon rainforest modulation of water security in the Pantanal wetland. **Science of the Total Environment**, v. 619, p. 1116-1125, 2018.

BERGIER, Ivan. Effects of highland land-use over lowlands of the Brazilian Pantanal. **Science of the Total Environment**, v. 463, p. 1060-1066, 2013.

BERLINCK, Christian N.; BATISTA, Eugênia KL. Good fire, bad fire: It depends on who burns. **Flora**, v. 268, p. 151610, 2020.

BEYRICH, Frank et al. Area-averaged surface fluxes over the LITFASS region based on eddy-covariance measurements. **Boundary-layer meteorology**, v. 121, n. 1, p. 33-65, 2006.

BIDLAKE, W. R. et al. **Evapotranspiration from areas of native vegetation in west-central Florida**. US Government Printing Office, 1996.

BIUDES, Marcelo Sacardi et al. Estimativa do balanço de energia em cambarazal e pastagem no norte do Pantanal pelo método da razão de Bowen. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, p. 56-64, 2009.

BIUDES, Marcelo Sacardi et al. Ground and remote sensing-based measurements of leaf area index in a transitional forest and seasonal flooded forest in Brazil. **International journal of biometeorology**, v. 58, n. 6, p. 1181-1193, 2014.

BIUDES, MARCELO SACARDI et al. Mudança no microclima provocada pela conversão de uma floresta de cambará em pastagem no norte do Pantanal. **Revista de Ciências Agro-Ambientais**, v. 10, n. 1, p. 61-68, 2012.

BIUDES, Marcelo Sacardi et al. Patterns of energy exchange for tropical ecosystems across a climate gradient in Mato Grosso, Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 202, p. 112-124, 2015.

BLANKEN, Peter D. et al. A comparison of water and carbon dioxide exchange at a windy alpine tundra and subalpine forest site near Niwot Ridge, Colorado. **Biogeochemistry**, v. 95, p. 61-76, 2009.

BORMA, L. d S. et al. Atmosphere and hydrological controls of the evapotranspiration over a floodplain forest in the Bananal Island region, Amazonia. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 114, n. G1, 2009. DOI 10.1029/2007JG000641

BORMA, L.; GITIRANA JR, G.; LUIZ, G. Interação solo-planta-atmosfera e o papel dos solos não saturados. **IJ Carvalho, G. d. Junior, SL Machado, MM Mascarenha, & FC (Org.), Solos não saturados no contexto geotécnico**, p. 327-360, 2015.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. Cadastro Nacional de Unidades de Conservação - CNUC (2010). 2018. Disponível em: <<http://www.mma.gov.br/areasprotegidas/cadastro-nacional-de-ucs>>. Acessado em 01 de fevereiro de 2023.

BRIGGS, Lyman James; SHANTZ, Homer LeRoy. **The water requirement of plants**. US Government Printing Office, 1913.

BRUNSELL, N. A.; NIPPERT, J. B.; BUCK, T. L. Impacts of seasonality and surface heterogeneity on water-use efficiency in mesic grasslands. **Ecohydrology**, v. 7, n. 4, p. 1223-1233, 2014.

BUCKERIDGE, M. S.; AIDAR, M. P. M.; MARTINEZ, C. A.; SILVA, E. A. Respostas de plantas às mudanças climáticas globais. **Biologia e Mudanças Climáticas no Brasil**, v. 1, p. 77-91, 2008.

BURBA, George G.; VERMA, Shashi B. Seasonal and interannual variability in evapotranspiration of native tallgrass prairie and cultivated wheat ecosystems. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 135, n. 1-4, p. 190-201, 2005.

BURBA, George. **Eddy covariance method for scientific, industrial, agricultural and regulatory applications: A field book on measuring ecosystem gas exchange and areal emission rates**. LI-Cor Biosciences, 2013.

CADAVID GARCIA, E. A. Análise técnico-econômica da pecuária bovina do Pantanal; sub-regiões da Nhecolândia e dos Paiaguás. **Embrapa Pantanal-Circular Técnica (INFOTECA-E)**, 1986.

CALDER, Ian R. Water use by forests, limits and controls. **Tree physiology**, v. 18, n. 8-9, p. 625-631, 1998.

CAMPOS, Suany et al. Closure and partitioning of the energy balance in a preserved area of a Brazilian seasonally dry tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 271, p. 398-412, 2019.

CAO, Bing; DANG, Qing-Lai; ZHANG, Shouren. Relationship between photosynthesis and leaf nitrogen concentration in ambient and elevated [CO<sub>2</sub>] in white birch seedlings. **Tree physiology**, v. 27, n. 6, p. 891-899, 2007.

CAO, Ruochen et al. Shifts in ecosystem water use efficiency on China's loess plateau caused by the interaction of climatic and biotic factors over 1985–2015. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 291, p. 108100, 2020.

CARVALHO, Fábio MV; JÚNIOR, Paulo De Marco; FERREIRA, Laerte G. The Cerrado into-pieces: Habitat fragmentation as a function of landscape use in the savannas of central Brazil. **Biological conservation**, v. 142, n. 7, p. 1392-1403, 2009.

CARVALHO, P. V. **Estudo do fluxo de CO<sub>2</sub> e do estoque de carbono do solo em área de interflúvio no Pantanal, município de Poconé, Mato Grosso**. 2013. Tese de Doutorado. Dissertation, Universidade Federal de Mato Grosso.

CAVIGELLI, Michel A.; PARKIN, Timothy B. Cropland Management Contributions to Greenhouse Gas Flux in Managing Agricultural Greenhouse Gases. 2012.

CAVIGELLI, Michel A.; PARKIN, Timothy B. Cropland management contributions to greenhouse gas flux: Central and Eastern US. In: **Managing agricultural greenhouse gases**. Academic Press, 2012. p. 129-165.

CHAPIN, F. SIII et al. Reconciling carbon-cycle concepts, terminology, and methods. **Ecosystems**, v. 9, p. 1041-1050, 2006.

CHEN, Yizhao et al. Quantitative assessments of water-use efficiency in Temperate Eurasian Steppe along an aridity gradient. **PloS one**, v. 12, n. 7, p. e0179875, 2017.

CHO, Jaeil et al. On the relationship between the Bowen ratio and the near-surface air temperature. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 108, n. 1, p. 135-145, 2012.

CHRISTOFFERSEN, Bradley O. et al. Mechanisms of water supply and vegetation demand govern the seasonality and magnitude of evapotranspiration in Amazonia and Cerrado. **Agricultural and Forest meteorology**, v. 191, p. 33-50, 2014.

CHURCHILL, Amber C. et al. Response of plant community structure and primary productivity to experimental drought and flooding in an Alaskan fen. **Canadian Journal of Forest Research**, v. 45, n. 2, p. 185-193, 2015.

CIAIS, Philippe et al. Carbon and other biogeochemical cycles. In: **Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge University Press, 2014. p. 465-570.

COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M.; CLARKE, R. T. Further evidence of changes in the hydrological regime of the River Paraguay: part of a wider phenomenon of climate change?. **Journal of Hydrology**, v. 245, n. 1-4, p. 218-238, 2001.

COMASTRI F., JOSÉ A., POTT, A. Introdução e avaliação de forrageiras em “cordilheira” semidesmatada na sub-região da Nhecolândia, Pantanal matogrossense. **Área de Informação da Sede-Artigo em periódico indexado (ALICE)**, 1998.

CONDIT, Richard et al. Beta-diversity in tropical forest trees. **Science**, v. 295, n. 5555, p. 666-669, 2002.

CORDER, Gregory W.; FOREMAN, Dale I. Nonparametric statistics for non-statisticians. 2011.

CORINGA, Elaine de Arruda Oliveira et al. Atributos de solos hidromórficos no Pantanal Norte Matogrossense. **Acta Amazonica**, v. 42, p. 19-28, 2012.

COSTA, Cândida Pereira da; CUNHA, Cátia Nunes da; COSTA, Silmara Cardoso. Caracterização da flora e estrutura do estrato arbustivo-arbóreo de um cerrado no Pantanal de Poconé, MT. **Biota Neotropica**, v. 10, p. 61-73, 2010.

COSTA, Marcos H. et al. Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different?. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 115, n. G4, 2010.

COSTA, Marcos Heil; PIRES, Gabrielle Ferreira. Effects of Amazon and Central Brazil deforestation scenarios on the duration of the dry season in the arc of deforestation. **International Journal of Climatology**, v. 30, n. 13, p. 1970-1979,

COSTANZA, Robert et al. The value of the world's ecosystem services and natural capital. **Ecological economics**, v. 25, n. 1, p. 3-15, 1998.

COUTO, E. G. et al. Guia da excursão técnica da XIV RBMCSA. **Editora UFMT, Cuiaba-MT, Brazil**, 2002.

COX, Peter M. et al. Sensitivity of tropical carbon to climate change constrained by carbon dioxide variability. **Nature**, v. 494, n. 7437, p. 341-344, 2013.

CRAMER, Wolfgang et al. Twenty-first century atmospheric change and deforestation: potential impacts on tropical forests. **Tropical forests and global atmospheric change. Oxford University Press, Oxford**, p. 17-29, 2005.

CRISTIANO, P. M. et al. Carbon assimilation, water consumption and water use efficiency under different land use types in subtropical ecosystems: From native forests to pine plantations. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 291, p. 108094, 2020.

CUNHA, NUNES, C.; JUNK, Wolfgang J. Year-to-year changes in water level drive the invasion of *Vochysia divergens* in Pantanal grasslands. **Applied Vegetation Science**, v. 7, n. 1, p. 103-110, 2004.

CURADO, Leone Francisco Amorim et al. Estimativa sazonal da emissividade atmosférica através da Equação de Brutsaert no norte do Pantanal Mato-grossense. **Ciência e Natura**, p. 167-180, 2011.

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

DA CUNHA, C. Nunes; JUNK, W. J. Distribution of woody plants communities along the flood gradient in the Pantanal of Poconé, Mato Grosso, Brazil. **Int. J. Ecol. Environ. Sci**, v. 27, p. 63-70, 2001.

DA ROCHA, Humberto R. et al. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 114, n. G1, 2009.

DA ROCHA, Humberto R. et al. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. **Ecological applications**, v. 14, n. sp4, p. 22-32, 2004.

DA SILVA SALLO, Fernando et al. Stem water storage dynamics of *Vochysia divergens* in a seasonally flooded environment. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 232, p. 566-575, 2017.

DA SILVA, C. J.; ALBERNAZ-SILVEIRA, Ruth; NOGUEIRA, Pedro S. Perceptions on climate change of the traditional community Cuiaba Mirim, Pantanal wetland, Mato Grosso, Brazil. **Climatic change**, v. 127, n. 1, p. 83-92, 2014.

DALMAGRO, H. J. et al. Photosynthetic parameters of two invasive tree species of the Brazilian Pantanal in response to seasonal flooding. **Photosynthetica**, v. 51, n. 2, p. 281-294, 2013.

DALMAGRO, H. J. et al. The physiological light response of two tree species across a hydrologic gradient in Brazilian savanna (Cerrado). **Photosynthetica**, v. 52, n. 1, p. 22-35, 2014.

DALMAGRO, Higo J. et al. Carbon biogeochemistry of a flooded Pantanal forest over three annual flood cycles. **Biogeochemistry**, v. 139, n. 1, p. 1-18, 2018.

DALMAGRO, Higo J. et al. Physiological responses to extreme hydrological events in the Pantanal wetland: heterogeneity of a plant community containing super-dominant species. **Journal of Vegetation Science**, v. 27, n. 3, p. 568-577, 2016.

DALMAGRO, Higo J. et al. Radiative forcing of methane fluxes offsets net carbon dioxide uptake for a tropical flooded forest. **Global Change Biology**, v. 25, n. 6, p. 1967-1981, 2019.

DALMOLIN, Ândrea Carla et al. Is the dry season an important driver of phenology and growth for two Brazilian savanna tree species with contrasting leaf habits?. **Plant Ecology**, v. 216, n. 3, p. 407-417, 2015.

DAMASCENO-JUNIOR, Geraldo Alves et al. Structure, distribution of species and inundation in a riparian forest of Rio Paraguai, Pantanal, Brazil. **Flora-Morphology, Distribution, Functional Ecology of Plants**, v. 200, n. 2, p. 119-135, 2005.

DAUDET, F. A. et al. Wind speed and leaf boundary layer conductance variation within tree crown: consequences on leaf-to-atmosphere coupling and tree functions. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 97, n. 3, p. 171-185, 1999.

DAVIDSON, Eric A. et al. The Amazon basin in transition. **Nature**, v. 481, n. 7381, p. 321-328, 2012.

DAVIDSON, Nick C. How much wetland has the world lost? Long-term and recent trends in global wetland area. **Marine and Freshwater Research**, v. 65, n. 10, p. 934-941, 2014.

DE ALMEIDA, Irajá Loureiro et al. **Introdução de tecnologias na criação de bovino de corte no Pantanal: sub-região dos Paiaguás**. EMBRAPA-CPAP, 1996.

DE OLIVEIRA, Gabriel et al. Energy, water and carbon exchange over a perennial Kernza wheatgrass crop. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 249, p. 120-137, 2018.

DE OLIVEIRA, Gabriel et al. Evaluation of MODIS-based estimates of water-use efficiency in Amazonia. **International Journal of Remote Sensing**, v. 38, n. 19, p. 5291-5309, 2017.

DE SOUSA LIMA, José Romualdo et al. Seasonal and interannual variations of evapotranspiration, energy exchange, yield and water use efficiency of castor grown under rainfed conditions in northeastern Brazil. **Industrial Crops and Products**, v. 50, p. 203-211, 2013.

DE VICENTE, Inmaculada. Biogeochemistry of Mediterranean wetlands: A review about the effects of water-level fluctuations on phosphorus cycling and greenhouse gas emissions. **Water**, v. 13, n. 11, p. 1510, 2021.

DETTO, M.; KATUL, G. G. Simplified expressions for adjusting higher-order turbulent statistics obtained from open path gas analyzers. **Boundary-layer meteorology**, v. 122, n. 1, p. 205-216, 2007.

DEUTSCHER, Nicholas M. et al. Train-borne measurements of tropical methane enhancements from ephemeral wetlands in Australia. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D15, 2010.

DIAZ-ESPEJO, Antonio; VERHOEF, Anne; KNIGHT, Roger. Illustration of micro-scale advection using grid-pattern mini-lysimeters. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 129, n. 1-2, p. 39-52, 2005.

DING, Risheng et al. Evapotranspiration measurement and estimation using modified Priestley–Taylor model in an irrigated maize field with mulching. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 168, p. 140-148, 2013.

DOLMAN, A. Johannes et al. Stomatal and surface conductance of tropical rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 54, n. 2-4, p. 303-318, 1991.

DOS SANTOS MICHILES, Alessandro Augusto; GIELOW, Ralf. Above-ground thermal energy storage rates, trunk heat fluxes and surface energy balance in a central Amazonian rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 6-7, p. 917-930, 2008.

DREWRY, D. T. et al. Ecohydrological responses of dense canopies to environmental variability: 1. Interplay between vertical structure and photosynthetic pathway. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 115, n. G4, 2010.

DUBREUIL, Vincent et al. Impact of land-cover change in the Southern Amazonia climate: a case study for the region of Alta Floresta, Mato Grosso, Brazil. **Environmental monitoring and assessment**, v. 184, n. 2, p. 877-891, 2012.

DUPONT, Bernard. Pombeiro Branco (*Combretum lanceolatum*) (29056589866).jpg. 2016. Disponível em: <  
[https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Pombeiro\\_Branco\\_%28Combretum\\_lanceolatum%29\\_%2829056589866%29.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Pombeiro_Branco_%28Combretum_lanceolatum%29_%2829056589866%29.jpg)>. Acessado em 02 de fevereiro de 2023.

DUPONT, Bernard. Pombeiro Branco (*Combretum lanceolatum*) fruits (28815688310).jpg. 2016. Disponível em: <  
[https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Pombeiro\\_Branco\\_\(Combretum\\_lanceolatum\)\\_fruits\\_\(28815688310\).jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Pombeiro_Branco_(Combretum_lanceolatum)_fruits_(28815688310).jpg)>. Acessado em 02 de fevereiro de 2023.

DUURSMA, Remko A. et al. The peaked response of transpiration rate to vapour pressure deficit in field conditions can be explained by the temperature optimum of photosynthesis. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 189, p. 2-10, 2014.

EDER, Fabian et al. Secondary circulations at a solitary forest surrounded by semi-arid shrubland and their impact on eddy-covariance measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 211, p. 115-127, 2015.

EFRON, Bradley; TIBSHIRANI, Robert J. **An introduction to the bootstrap**. CRC press, 1994.

EITEN, G. Brazilian "Savannas". In Ecology of Tropical Savannas: Ecological Studies (Huntley, B.J. & Walker, B.H., eds.). Springer Verlag, Berlin, p. 25-47. 1982

ERWIN, Kevin L. Wetlands and global climate change: the role of wetland restoration in a changing world. **Wetlands Ecology and management**, v. 17, n. 1, p. 71-84, 2009.

ESHONKULOV, Ravshan et al. Improving the energy balance closure over a winter wheat field by accounting for minor storage terms. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 264, p. 283-296, 2019.

FALGE, Eva et al. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. **Agricultural and forest meteorology**, v. 107, n. 1, p. 43-69, 2001.

FANOURAKIS, Dimitrios; HEUVELINK, Ep; CARVALHO, Susana MP. A comprehensive analysis of the physiological and anatomical components involved in higher water loss rates after leaf development at high humidity. **Journal of Plant Physiology**, v. 170, n. 10, p. 890-898, 2013.

FANTIN-CRUZ, Ibraim et al. Historical reconstruction of floodplain inundation in the Pantanal (Brazil) using neural networks. **Journal of Hydrology**, v. 399, n. 3-4, p. 376-384, 2011.

FANTIN-CRUZ, Ibraim et al. Meso-scale phytophysiological units in the Northern Pantanal and their relations with geomorphology. **Biota Neotropica**, v. 10, p. 31-38, 2010.

FANTIN-CRUZ, Ibraim et al. Unidades fitofisionômicas em mesoescala no Pantanal Norte e suas relações com a geomorfologia. **Biota Neotropica**, v. 10, p. 31-38, 2010.

FARES, Silvano; CONTE, Adriano; CHABBI, Abad. Ozone flux in plant ecosystems: new opportunities for long-term monitoring networks to deliver ozone-risk assessments. **Environmental Science and Pollution Research**, v. 25, n. 9, p. 8240-8248, 2018.

FARQUHAR, Graham D.; SHARKEY, Thomas D. Stomatal conductance and photosynthesis. **Annual review of plant physiology**, v. 33, n. 1, p. 317-345, 1982.

FAUSTO, Marcos Alves et al. Net radiation estimated by remote sensing in Cerrado areas in the Upper Paraguay River Basin. **Journal of Applied Remote Sensing**, v. 8, n. 1, p. 083541, 2014.

FELDPAUSCH, T. R. et al. Amazon forest response to repeated droughts. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 30, n. 7, p. 964-982, 2016.

FENG, Jianwu; LIU, Huizhi. Response of evapotranspiration and CO<sub>2</sub> fluxes to discrete precipitation pulses over degraded grassland and cultivated corn surfaces in a semiarid area of Northeastern China. **Journal of Arid Environments**, v. 127, p. 137-147, 2016.

FERNANDES, Fernando Hiago Souza et al. Degradation trends based on MODIS-derived estimates of productivity and water use efficiency: A case study for the cultivated pastures in the Brazilian Cerrado. **Remote Sensing Applications: Society and Environment**, v. 11, p. 30-40, 2018.

FERNANDES, Julio Francisco Alves; DE ARAÚJO, Ana Paula Correia; RIBEIRO, Mara Aline. O Pantanal por elas: o trabalho da mulher pantaneira no turismo. **Caderno Virtual de Turismo**, v. 21, n. 1, p. 33-45, 2021.

FERRATI, Rosana; CANZIANI, Graciela Ana; MORENO, Diego Ruiz. Esteros del Ibera: hydrometeorological and hydrological characterization. **Ecological modelling**, v. 186, n. 1, p. 3-15, 2005.

FERREIRA, Adriany Barros de Britto. Pantanal Mato-Grossense: considerações sobre a proteção constitucional para um desenvolvimento econômico sustentável. **Interações (Campo Grande)**, v. 14, p. 11-20, 2013.

FINGER, A. Variação sazonal do potencial fotossintético em *Combretum lanceolatum* Pohl. Dissertação de mestrado (p 65 pp.). Universidade Federal de Mato Grosso. Instituto de Física. Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental. Cuiabá. Mato Grosso. Brasil.2012

FISCH, G. et al. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1, p. 47-59, 2004.

FISCHER, Erich et al. Bats in the dry and wet Pantanal. **Hystrix**, v. 29, n. 1, p. 11, 2018.

FISHER, Rosie A. et al. Evaluating climatic and soil water controls on evapotranspiration at two Amazonian rainforest sites. **agricultural and forest meteorology**, v. 148, n. 6-7, p. 850-861, 2008.

FLEISCHMANN, A. S. et al. Avaliação da seca de 2016 do Rio Javaés (bacia do Rio Araguaia) com uso de dados de múltiplos satélites. **Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, p. 5033-5040, 2017.

FOKEN, Thomas (Ed.). **Energy and matter fluxes of a spruce forest ecosystem**. Springer, 2017.

FOKEN, Thomas et al. Energy balance closure for the LITFASS-2003 experiment. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 101, n. 1, p. 149-160, 2010.

FOKEN, Thomas et al. Post-field data quality control. In: **Handbook of micrometeorology**. Springer, Dordrecht, 2004. p. 181-208.

FOKEN, Thomas et al. Some aspects of the energy balance closure problem. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, n. 12, p. 4395-4402, 2006.

FOKEN, Thomas. The energy balance closure problem: An overview. **Ecological Applications**, v. 18, n. 6, p. 1351-1367, 2008.

FOLEY, Jonathan A. et al. Green surprise? How terrestrial ecosystems could affect earth's climate. **Frontiers in Ecology and the Environment**, v. 1, n. 1, p. 38-44, 2003.

FORSYTHE, Jeremy D.; O'HALLORAN, Thomas L.; KLINE, Michael A. An eddy covariance mesonet for measuring greenhouse gas fluxes in coastal South Carolina. **Data**, v. 5, n. 4, p. 97, 2020.

FRAGA, CAMILA ISABEL DE MENEZES et al. Condutância do dossel, condutância aerodinâmica e fator de desacoplamento em floresta de *Vochysia divergens* Pohl (vochysiaceae) no pantanal brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, p. 275-284, 2015.

FRANSSEN, HJ Hendricks et al. Energy balance closure of eddy-covariance data: A multisite analysis for European FLUXNET stations. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 150, n. 12, p. 1553-1567, 2010.

FUNDAÇÃO OSWALDO CRUZ - FIOCRUZ. INCÊNDIOS FLORESTAIS NO PANTANAL 2020. NOTA TÉCNICA 01. Ministério da saúde, UNEMAT, UFMT e FASE-MT. 2020. Disponível em: <  
[https://agencia.fiocruz.br/sites/agencia.fiocruz.br/files/u34/nt\\_01\\_pantanal\\_final1.pdf](https://agencia.fiocruz.br/sites/agencia.fiocruz.br/files/u34/nt_01_pantanal_final1.pdf)  
>. Acessado em 09 de março de 2023.

GANG, Chengcheng et al. Quantitative assessment of the contributions of climate change and human activities on global grassland degradation. **Environmental Earth Sciences**, v. 72, n. 11, p. 4273-4282, 2014.

GAO, Yang et al. Water use efficiency threshold for terrestrial ecosystem carbon sequestration in China under afforestation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 195, p. 32-37, 2014.

GAO, Zhongming et al. Non-closure of the surface energy balance explained by phase difference between vertical velocity and scalars of large atmospheric eddies. **Environmental Research Letters**, v. 12, n. 3, p. 034025, 2017.

GASH, J. H. C.; VALENTE, F.; DAVID, J. S. Estimates and measurements of evaporation from wet, sparse pine forest in Portugal. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 94, n. 2, p. 149-158, 1999.

GATTI, L. V. et al. Drought sensitivity of Amazonian carbon balance revealed by atmospheric measurements. **Nature**, v. 506, n. 7486, p. 76-80, 2014.

GEORG, Wohlfahrt et al. On the energy balance closure and net radiation in complex terrain. **Agricultural and forest meteorology**, v. 226, p. 37-49, 2016.

GERKEN, Tobias et al. Investigating the mechanisms responsible for the lack of surface energy balance closure in a central Amazonian tropical rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 255, p. 92-103, 2018.

GERMAN, Edward R. **Regional evaluation of evapotranspiration in the Everglades**. US Department of the Interior, US Geological Survey, 2000.

GIAMBELLUCA, Thomas W. et al. Evapotranspiration and energy balance of Brazilian savannas with contrasting tree density. **Agricultural and forest meteorology**, v. 149, n. 8, p. 1365-1376, 2009. DOI **10.1016/j.agrformet.2009.03.006**.

GIRARD, Pierre et al. Small-scale spatial variation of inundation dynamics in a floodplain of the Pantanal (Brazil). **Hydrobiologia**, v. 638, n. 1, p. 223-233, 2010.

GONÇALVES, H. C.; MERCANTE, M. A.; SANTOS, E. T. Ciclo hidrológico. **Brazilian Journal of Biology**, v. 71, n. 1, p. 241-253, 2011.

GONG, Xuewen et al. Energy budget for tomato plants grown in a greenhouse in northern China. **Agricultural Water Management**, v. 255, p. 107039, 2021.

GONZAGA, Claudio Angelo Correa et al. Ações governamentais para a mitigação e prevenção de danos ambientais no Pantanal Mato-grossense após o grande incêndio de 2020. **Research, Society and Development**, v. 11, n. 7, p. e48111730413-e48111730413, 2022.

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

GRACE, John et al. The use of eddy covariance to infer the net carbon dioxide uptake of Brazilian rain forest. **Global change biology**, v. 2, n. 3, p. 209-217, 1996.

GREEN, J. K. et al. Amazon rainforest photosynthesis increases in response to atmospheric dryness. **Science advances**, v. 6, n. 47, p. eabb7232, 2020.

GRELLE, A.; LINDROTH, A.; MÖLDER, M. Seasonal variation of boreal forest surface conductance and evaporation. **Agricultural and forest meteorology**, v. 98, p. 563-578, 1999.

GU, Chunjie et al. Discrepant responses between evapotranspiration-and transpiration-based ecosystem water use efficiency to interannual precipitation fluctuations. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 303, p. 108385, 2021.

GUENTHER, Alex et al. Integrated land ecosystem-atmosphere processes study (iLEAPS) assessment of global observational networks. **Boreal environment research**, v. 16, n. 4, p. 321-336, 2011.

GUERRIERI, Rossella et al. Evapotranspiration and water use efficiency in relation to climate and canopy nitrogen in US forests. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 121, n. 10, p. 2610-2629, 2016.

GUO, S. et al. Observation and estimation of the evapotranspiration of alpine meadow in the upper reaches of the Aksu River, Xinjiang. **Journal of Glaciology and Geocryology**, v. 37, n. 1, p. 241-248, 2015.

GWATE, Onalenna et al. Biophysical controls of water vapour and energy fluxes: Towards the development of biome scale predictive models of evapotranspiration in the Albany Thicket, South Africa. **Ecohydrology**, v. 11, n. 8, p. e2031, 2018.

HAIJUN, Liu et al. Sap flow, canopy conductance and microclimate in a banana greenhouse. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 201, p. 165-175, 2015.

HAMILTON, Stephen K.; SIPPEL, Suzanne J.; MELACK, John M. Comparison of inundation patterns among major South American floodplains. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 5-1-LBA 5-14, 2002.

HAMILTON, Stephen K.; SIPPEL, Suzanne J.; MELACK, John M. Oxygen depletion and carbon dioxide and methane production in waters of the Pantanal wetland of Brazil. **Biogeochemistry**, v. 30, n. 2, p. 115-141, 1995.

HAMILTON, Stephen Kimber. **Aquatic biogeochemistry of the Orinoco River floodplain (Venezuela) and the Pantanal wetland (Brazil)**. University of California, Santa Barbara, 1994.

HANTSON, Stijn et al. Human-ignited fires result in more extreme fire behavior and ecosystem impacts. **Nature communications**, v. 13, n. 1, p. 2717, 2022.

HARMAN, Ian N.; FINNIGAN, John J. A simple unified theory for flow in the canopy and roughness sublayer. **Boundary-layer meteorology**, v. 123, p. 339-363, 2007.

HARRIS, Monica B. et al. Safeguarding the Pantanal wetlands: threats and conservation initiatives. **Conservation Biology**, v. 19, n. 3, p. 714-720, 2005.

HARRIS, Monica B. et al. Safeguarding the Pantanal wetlands: threats and conservation initiatives. **Conservation Biology**, v. 19, n. 3, p. 714-720, 2005.

HARRIS, Philip P. et al. Effect of soil moisture on canopy conductance of Amazonian rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 122, n. 3-4, p. 215-227, 2004.

HASLER, Natalia; AVISSAR, Roni. What controls evapotranspiration in the Amazon basin?. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 3, p. 380-395, 2007.

HATFIELD, Jerry L.; DOLD, Christian. Water-use efficiency: advances and challenges in a changing climate. **Frontiers in plant science**, v. 10, p. 103, 2019.

HEILMAN, J. L. et al. Soil and canopy energy balances in a west Texas vineyard. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 71, n. 1-2, p. 99-114, 1994.

HEITMAN, J. L. et al. Latent heat in soil heat flux measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 150, n. 7-8, p. 1147-1153, 2010.

HELBIG, Manuel et al. Increasing contribution of peatlands to boreal evapotranspiration in a warming climate. **Nature Climate Change**, v. 10, n. 6, p. 555-560, 2020.

HIRABAYASHI, Yukiko et al. Global flood risk under climate change. **Nature climate change**, v. 3, n. 9, p. 816-821, 2013.

HOFMANN, Gabriel Selbach et al. O clima na reserva particular de patrimônio natural SESC Pantanal. **Rio de Janeiro: SESC, Departamento Nacional**, 2010.

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

HOULAHAN, Jeff E. et al. The effects of adjacent land use on wetland species richness and community composition. **Wetlands**, v. 26, n. 1, p. 79-96, 2006.

HU, Xingyu; LEI, Huimin. Fifteen-year Variations of Water Use Efficiency over a Wheat-Maize Rotation Cropland in the North China Plain. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 306, p. 108430, 2021.

HU, Xingyu; LEI, Huimin. Fifteen-year Variations of Water Use Efficiency over a Wheat-Maize Rotation Cropland in the North China Plain. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 306, p. 108430, 2021.

HU, Zhongmin et al. Effects of vegetation control on ecosystem water use efficiency within and among four grassland ecosystems in China. **Global Change Biology**, v. 14, n. 7, p. 1609-1619, 2008.

HUANG, Ling et al. A global examination of the response of ecosystem water-use efficiency to drought based on MODIS data. **Science of the Total Environment**, v. 601, p. 1097-1107, 2017.

HUANG, Mengtian et al. Change in terrestrial ecosystem water-use efficiency over the last three decades. **Global Change Biology**, v. 21, n. 6, p. 2366-2378, 2015.

HUANG, Mengtian et al. Seasonal responses of terrestrial ecosystem water-use efficiency to climate change. **Global Change Biology**, v. 22, n. 6, p. 2165-2177, 2016.

HUANG, Xiaotao et al. Effects of grazing on net primary productivity, evapotranspiration and water use efficiency in the grasslands of Xinjiang, China. **Journal of Arid Land**, v. 10, n. 4, p. 588-600, 2018.

HUTYRA, Lucy R. et al. Climatic variability and vegetation vulnerability in Amazonia. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 24, 2005.

HUTYRA, Lucy R. et al. Seasonal controls on the exchange of carbon and water in an Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 112, n. G3, 2007.

HUU NGUYEN, Hoang et al. A review of the drivers of 200 years of wetland degradation in the Mekong Delta of Vietnam. **Regional Environmental Change**, v. 16, n. 8, p. 2303-2315, 2016.

IBGE, R. Manual técnico da vegetação brasileira. 2012

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Censo Agropecuário, 2017. Banco de dados agregados. Disponível em: < <https://sidra.ibge.gov.br/pesquisa/censo-agropecuario/censo-agropecuario-2017>> Acessado em 05 de abril de 2022.

INSTITUTO CENTRO DE VIDA - ICV. Balanço dos incêndios em Mato Grosso em 2020. 2020. Disponível em: < <https://www.icv.org.br/website/wp-content/uploads/2021/01/balancodosincendiosemmatogrossoem2020.pdf>>. Acessado em 09 de março de 2023.

IORIS, Antonio Augusto Rossotto; IRIGARAY, Carlos Teodoro; GIRARD, Pierre. Institutional responses to climate change: opportunities and barriers for adaptation in the Pantanal and the Upper Paraguay River Basin. *Climatic change*, v. 127, n. 1, p. 139-151, 2014.

IPCC Climate et al. Mitigation of climate change. **Contribution of working group III to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change**, v. 1454, p. 147, 2014.

ITO, Akihiko; INATOMI, Motoko. Water-use efficiency of the terrestrial biosphere: a model analysis focusing on interactions between the global carbon and water cycles. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, n. 2, p. 681-694, 2012.

IVO, Israel Oliveira et al. Effect of fires on biophysical parameters, energy balance and evapotranspiration in a protected area in the Brazilian Cerrado. **Remote Sensing Applications: Society and Environment**, v. 19, p. 100342, 2020.

IWANAGA, Fumiko; YAMAMOTO, Fukuju. Effects of flooding depth on growth, morphology and photosynthesis in *Alnus japonica* species. **New Forests**, v. 35, n. 1, p. 1-14, 2008.

JARVIS, Paul Gordon; MCNAUGHTON, K. G. Stomatal control of transpiration: scaling up from leaf to region. In: **Advances in ecological research**. Academic Press, 1986. p. 1-49.

JIA, X. et al. Energy partitioning over a semi-arid shrubland in northern China. **Hydrological Processes**, v. 30, n. 6, p. 972-985, 2016.

JIANG, Shouzheng et al. Impacts of climatic variables on reference evapotranspiration during growing season in Southwest China. **Agricultural water management**, v. 216, p. 365-378, 2019.

JIANG, Shouzheng et al. Water use efficiency and its drivers in four typical agroecosystems based on flux tower measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 295, p. 108200, 2020.

JIANG, Zhangyan et al. Development of a two-band enhanced vegetation index without a blue band. **Remote sensing of Environment**, v. 112, n. 10, p. 3833-3845, 2008.

JIAO, Linjie et al. A comparison of energy partitioning and evapotranspiration over closed maize and sparse grapevine canopies in northwest China. **Agricultural Water Management**, v. 203, p. 251-260, 2018.

JOHNSON, Mark S. et al. Soil CO<sub>2</sub> dynamics in a tree island soil of the Pantanal: the role of soil water potential. **PLoS One**, v. 8, n. 6, p. e64874, 2013.

Jones, H. G. *Plants and Microclimate*, 2nd ed., 428 pp., **Cambridge Univ. Press**, Cambridge.1992.

JONES, H. G. **Plants and Microclimate**, 2nd ed., 428 pp., Cambridge Univ. Press, Cambridge. 1992.

JUNIOR, CA Silva; LIMA, Mendelson. Soy Moratorium in Mato Grosso: deforestation undermines the agreement. **Land use policy**, v. 71, p. 540-542, 2018.

JUNK, Wolfgang J. Current state of knowledge regarding South America wetlands and their future under global climate change. **Aquatic Sciences**, v. 75, n. 1, p. 113-131, 2013.

JUNK, Wolfgang J. Current state of knowledge regarding South America wetlands and their future under global climate change. **Aquatic Sciences**, v. 75, n. 1, p. 113-131, 2013.

JUNK, Wolfgang J. et al. Biodiversity and its conservation in the Pantanal of Mato Grosso, Brazil. **Aquatic Sciences**, v. 68, n. 3, p. 278-309, 2006.

JUNK, Wolfgang J. et al. Brazilian wetlands: their definition, delineation, and classification for research, sustainable management, and protection. **Aquatic Conservation: marine and freshwater ecosystems**, v. 24, n. 1, p. 5-22, 2014.

JUNK, Wolfgang J. et al. The flood pulse concept in river-floodplain systems. **Canadian special publication of fisheries and aquatic sciences**, v. 106, n. 1, p. 110-127, 1989.

JUNK, Wolfgang J.; DE CUNHA, Catia Nunes. Pantanal: a large South American wetland at a crossroads. **Ecological Engineering**, v. 24, n. 4, p. 391-401, 2005.

JUNK, Wolfgang J.; WANTZEN, Karl M. The flood pulse concept: new aspects, approaches and applications-an update. In: **Second international symposium on the management of large rivers for fisheries**. Food and Agriculture Organization and Mekong River Commission, FAO Regional Office for Asia and the Pacific, 2004. p. 117-149.

KANDA, Manabu et al. LES study of the energy imbalance problem with eddy covariance fluxes. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 110, n. 3, p. 381-404, 2004.

KIDSTON, Joe et al. Energy balance closure using eddy covariance above two different land surfaces and implications for CO<sub>2</sub> flux measurements. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 136, n. 2, p. 193-218, 2010.

KIM, Dong-Kyun et al. Eutrophication management in a Great Lakes wetland: examination of the existence of alternative ecological states. **Ecosphere**, v. 12, n. 2, p. e03339, 2021.

KIRSCHKE, Stefanie et al. Three decades of global methane sources and sinks. **Nature geoscience**, v. 6, n. 10, p. 813-823, 2013.

KNAUER, Jürgen et al. The response of ecosystem water-use efficiency to rising atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations: Sensitivity and large-scale biogeochemical implications. **New Phytologist**, v. 213, n. 4, p. 1654-1666, 2017.

KNAUER, Jürgen et al. Towards physiologically meaningful water-use efficiency estimates from eddy covariance data. **Global Change Biology**, v. 24, n. 2, p. 694-710, 2018.

KONAPALA, Goutam et al. Climate change will affect global water availability through compounding changes in seasonal precipitation and evaporation. **Nature communications**, v. 11, n. 1, p. 1-10, 2020.

KÖRNER, Ch. Leaf diffusive conductances in the major vegetation types of the globe. **Ecophysiology of photosynthesis**, p. 463-490, 1995.

KOUKOULI, Panagiota et al. Evaluation of climate change impacts on reference evapotranspiration under RCPs scenarios in Northern Greece. **Global Nest Journal**, v. 21, n. 4, p. 519-529, 2019.

KRAMER, Koen; VREUGDENHIL, Stefan J.; VAN DER WERF, D. C. Effects of flooding on the recruitment, damage and mortality of riparian tree species: A field and simulation study on the Rhine floodplain. **Forest Ecology and Management**, v. 255, n. 11, p. 3893-3903, 2008.

KRISHNA, SVS Sai; MANAVALAN, P.; RAO, P. V. N. Estimation of net radiation using satellite based data inputs. **The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences**, v. 40, n. 8, p. 307, 2014.

KRISHNAN, Praveena et al. Impact of changing soil moisture distribution on net ecosystem productivity of a boreal aspen forest during and following drought. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 139, n. 3-4, p. 208-223, 2006.

KRUSKAL, William H.; WALLIS, W. Allen. Use of ranks in one-criterion variance analysis. **Journal of the American statistical Association**, v. 47, n. 260, p. 583-621, 1952.

KUEHN, Kevin A.; STEINER, Daniel; GESSNER, Mark O. Diel mineralization patterns of standing-dead plant litter: Implications for CO<sub>2</sub> flux from wetlands. **Ecology**, v. 85, n. 9, p. 2504-2518, 2004.

KUGLITSCH, F. G. et al. Characterisation of ecosystem water-use efficiency of European forests from eddy covariance measurements. **Biogeosciences Discussions**, v. 5, n. 6, p. 4481-4519, 2008.

KUMAGAI, Tomo'omi et al. Transpiration, canopy conductance and the decoupling coefficient of a lowland mixed dipterocarp forest in Sarawak, Borneo: dry spell effects. **Journal of Hydrology**, v. 287, n. 1-4, p. 237-251, 2004.

KUMARI, Babita et al. Assessment of public open spaces (POS) and landscape quality based on per capita POS index in Delhi, India. **SN Applied Sciences**, v. 1, n. 4, p. 1-13, 2019.

KUTIKOFF, S. et al. Heat storage and its effect on the surface energy balance closure under advective conditions. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 265, p. 56-69, 2019.

LAVERGNE, Aliénor et al. Observed and modelled historical trends in the water-use efficiency of plants and ecosystems. **Global change biology**, v. 25, n. 7, p. 2242-2257, 2019.

LAW, B. E. et al. Measuring and modelling seasonal variation of carbon dioxide and water vapour exchange of a *Pinus ponderosa* forest subject to soil water deficit. **Global Change Biology**, v. 6, n. 6, p. 613-630, 2000.

LÁZARO, Wilkinson Lopes et al. Climate change reflected in one of the largest wetlands in the world: an overview of the Northern Pantanal water regime. **Acta Limnologica Brasiliensia**, v. 32, 2020.

LEAL FILHO, Walter et al. Fire in Paradise: Why the Pantanal is burning. **Environmental Science & Policy**, v. 123, p. 31-34, 2021.

LEE, Xuhui. On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 91, n. 1-2, p. 39-49, 1998.

LEE, Xuhui; MASSMAN, William; LAW, Beverly (Ed.). **Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurement and analysis**. Springer Science & Business Media, 2004.

LEI, Huimin; YANG, Dawen. Interannual and seasonal variability in evapotranspiration and energy partitioning over an irrigated cropland in the North China Plain. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 150, n. 4, p. 581-589, 2010.

LENTERS, J. D. et al. Assessing the impacts of climate variability and change on Great Lakes evaporation. **D Brown, D Bidwell, and L Briley,(Eds)**, 2011.

LEUCHTENBERGER, Caroline et al. Space use by giant otter groups in the Brazilian Pantanal. **Journal of Mammalogy**, v. 94, n. 2, p. 320-330, 2013.

LEUNING, Ray et al. Reflections on the surface energy imbalance problem. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 156, p. 65-74, 2012.

LI, Hailing et al. Leaf and ecosystem water use efficiencies differ in their global-scale patterns and drivers. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 319, p. 108919, 2022.

LI, Jiahong et al. Evapotranspiration and water use efficiency in a Chesapeake Bay wetland under carbon dioxide enrichment. **Global Change Biology**, v. 16, n. 1, p. 234-245, 2010.

LI, Longhui; YU, Qiang. Quantifying the effects of advection on canopy energy budgets and water use efficiency in an irrigated wheat field in the North China Plain. **Agricultural water management**, v. 89, n. 1-2, p. 116-122, 2007.

LI, Sheng-Gong et al. Evapotranspiration from a Mongolian steppe under grazing and its environmental constraints. **Journal of Hydrology**, v. 333, n. 1, p. 133-143, 2007.

LI, Xuhua et al. Spatiotemporal variations in productivity and water use efficiency across a temperate forest landscape of Northeast China. **Forest Ecosystems**, v. 6, n. 1, p. 1-13, 2019.

LI, Yangfan et al. Landscape effects of environmental impact on bay-area wetlands under rapid urban expansion and development policy: A case study of Lianyungang, China. **Landscape and urban Planning**, v. 94, n. 3-4, p. 218-227, 2010.

LI, Yijun et al. Comparison of water vapour, heat and energy exchanges over agricultural and wetland ecosystems. **Hydrological Processes: An International Journal**, v. 23, n. 14, p. 2069-2080, 2009.

LIAN, Yi et al. Mapping the net ecosystem exchange of CO<sub>2</sub> of global terrestrial systems. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 116, p. 103176, 2023.

LIBONATI, Renata et al. Rescue Brazil's burning Pantanal wetlands. **Nature**, v. 588, n. 7837, p. 217-219, 2020.

LIEBETHAL, Claudia; HUWE, Bernd; FOKEN, Thomas. Sensitivity analysis for two ground heat flux calculation approaches. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 132, n. 3-4, p. 253-262, 2005.

LIMA, Hedinaldo Narciso et al. Dinâmica da mobilização de elementos em solos da Amazônia submetidos à inundação. **Acta Amazonica**, v. 35, p. 317-330, 2005.

LIN, Changjie et al. Diel ecosystem conductance response to vapor pressure deficit is suboptimal and independent of soil moisture. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 250, p. 24-34, 2018.

LIN, Yan-Shih et al. Optimal stomatal behaviour around the world. **Nature Climate Change**, v. 5, n. 5, p. 459-464, 2015.

LIOU, Yuei-An; KAR, Sanjib Kumar. Evapotranspiration estimation with remote sensing and various surface energy balance algorithms—A review. **Energies**, v. 7, n. 5, p. 2821-2849, 2014.

LIU, Heping; ZHANG, Qianyu; DOWLER, Gordon. 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**, v. 13, n. 6, p. 1893-1910, 2012.

LIU, Heping; ZHANG, Qianyu; DOWLER, Gordon. 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**, v. 13, n. 6, p. 1893-1910, 2012.

LIU, Xianfeng; FENG, Xiaoming; FU, Bojie. Changes in global terrestrial ecosystem water use efficiency are closely related to soil moisture. **Science of The Total Environment**, v. 698, p. 134165, 2020.

LIU, Xiaodong et al. Water-use efficiency of an old-growth forest in lower subtropical China. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, p. 1-10, 2017.

LIU, Yibo et al. Water use efficiency of China's terrestrial ecosystems and responses to drought. **Scientific reports**, v. 5, n. 1, p. 1-12, 2015.

LIU, Yuan et al. The divergence between potential and actual evapotranspiration: An insight from climate, water, and vegetation change. **Science of The Total Environment**, v. 807, p. 150648, 2022.

LIU, Yuan et al. The divergence between potential and actual evapotranspiration: An insight from climate, water, and vegetation change. **Science of The Total Environment**, v. 807, p. 150648, 2022.

LIU, Zan et al. Eddy covariance measurements of ozone flux above and below a southern subtropical forest canopy. **Science of The Total Environment**, v. 791, p. 148338, 2021.

LONGO, L., GALBIATI, C., SOUZA, C. A. Pantanal Mato-Grossense: Aspectos socioeconômicos da apicultura e seu avanço em seis municípios na baixada cuiabana. **Revista Equador**, v. 8, n. 3, p. 101-118, 2019.

LU, Sen et al. Determination of soil ground heat flux through heat pulse and plate methods: Effects of subsurface latent heat on surface energy balance closure. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 260, p. 176-182, 2018.

LU, Xiaoliang; ZHUANG, Qianlai. Evaluating evapotranspiration and water-use efficiency of terrestrial ecosystems in the conterminous United States using MODIS

and AmeriFlux data. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, n. 9, p. 1924-1939, 2010.

LUO, Y.; ZHOU, X. Chapter 8: Methods of Measurements and Estimations. **Soil Respiration and the Environment**, p. 161-185, 2006.

MA, Ning et al. Environmental and biophysical controls on the evapotranspiration over the highest alpine steppe. **Journal of Hydrology**, v. 529, p. 980-992, 2015.

MA, Zonghan et al. Variation in actual evapotranspiration following changes in climate and vegetation cover during an ecological restoration period (2000–2015) in the Loess Plateau, China. **Science of the total environment**, v. 689, p. 534-545, 2019.

MACHADO, L. A. T. et al. Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia: A comparison of different vegetation types and large scale forcing. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1, p. 61-77, 2004.

MACHADO, Nadja Gomes et al. Growth rhythm of *Vochysia divergens* Pohl (Vochysiaceae) in the Northern Pantanal. **Acta Scientiarum. Health Sciences**, v. 37, n. 1, p. 81-90, 2015.

MACHADO, Nadja Gomes et al. Sazonalidade do balanço de energia e evapotranspiração em área arbustiva alagável no Pantanal Mato-Grossense. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, p. 82-91, 2016.

MACKAY, D. Scott et al. Environmental drivers of evapotranspiration in a shrub wetland and an upland forest in northern Wisconsin. **Water Resources Research**, v. 43, n. 3, 2007.

MAJOZI, Nobuhle P. et al. Analysing surface energy balance closure and partitioning over a semi-arid savanna FLUXNET site in Skukuza, Kruger National Park, South Africa. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 21, n. 7, p. 3401-3415, 2017.

MALHI, Yadvinder et al. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 45-1-LBA 45-17, 2002.

MALONE, S. L. Monitoring changes in water use efficiency to understand drought induced tree mortality. **Forests**, v. 8, n. 10, p. 365, 2017.

MALONE, Sparkle L. et al. Drought resistance across California ecosystems: evaluating changes in carbon dynamics using satellite imagery. **Ecosphere**, v. 7, n. 11, p. e01561, 2016.

MALONE, Sparkle L. et al. Seasonal patterns in energy partitioning of two freshwater marsh ecosystems in the Florida Everglades. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 119, n. 8, p. 1487-1505, 2014.

MAMEDE, S.; BENITES, M.; ALHO, C. J. R. Ciência Cidadã e sua Contribuição na Proteção e Conservação da Biodiversidade na Reserva da Biosfera do Pantanal. **Revista Brasileira de Educação Ambiental (RevBEA)**, [S. l.], v. 12, n. 4, p. 153–164, 2017.

MARENGO, J. A., ALVES, L. M., TORRES, R. R. Regional climate change scenarios in the Brazilian Pantanal watershed. *Climate Research*, v. 68, n. 2-3, p. 201-213, 2016.

MARENGO, Jose A. et al. Extreme drought in the Brazilian Pantanal in 2019–2020: characterization, causes, and impacts. **Frontiers in Water**, v. 3, p. 639204, 2021.

MARENGO, José Antonio; ESPINOZA, Jhan Carlo. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 3, p. 1033-1050, 2016.

MARQUES, Thiago V. et al. Environmental and biophysical controls of evapotranspiration from Seasonally Dry Tropical Forests (Caatinga) in the Brazilian Semiarid. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 287, p. 107957, 2020.

MARQUETE, N.; VALENTE, M. C. **Lista de espécies da Flora do Brasil**. Jardim Botânico do Rio de Janeiro. 2010.

MASSMAN, W. J. A simple method for estimating frequency response corrections for eddy covariance systems. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 104, n. 3, p. 185-198, 2000.

MASSMAN, W. J.; LEE, X. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, n. 1-4, p. 121-144, 2002.

MASSMANN, A., GENTINE, P., & LIN, C. When does vapor pressure deficit drive or reduce evapotranspiration?. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 11, n. 10, p. 3305-3320, 2019.

MATO GROSSO. Decreto nº 1.196, de 10 de dezembro de 2021. 2021. Disponível em:< <https://leisestaduais.com.br/mt/decreto-n-1196-2021-mato-grosso-alteradispositivo-do-decreto-no-785-de-18-de-janeiro-de-2021-que-dispoe-sobre-as-atividades-de-restauracao-das-formacoes-campestres-na-planicie-inundavel-dobioma-pantanal-no-estado-de-mato-grosso-e-da-outras-providencias>>. Acessado em 14 de março de 2023.

MAUDER, M., DESJARDINS, R. L., PATTEY, E., & WORTH, D. An attempt to close the daytime surface energy balance using spatially-averaged flux measurements. **Boundary-layer meteorology**, v. 136, n. 2, p. 175-191, 2010.

MAUDER, Matthias et al. The energy balance experiment EBEX-2000. Part II: Intercomparison of eddy-covariance sensors and post-field data processing methods. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 123, n. 1, p. 29-54, 2007.

MCGLOIN, Ryan et al. Energy balance closure at a variety of ecosystems in Central Europe with contrasting topographies. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 248, p. 418-431, 2018.

MCGUIRE, A. David et al. Dependence of the evolution of carbon dynamics in the northern permafrost region on the trajectory of climate change. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 115, n. 15, p. 3882-3887, 2018.

MCMAHON, T. A.; PEEL, M. C.; LOWE, L.; SRIKANTHAN, R.; MCVICAR, T. R. Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 17, n. 4, p. 1331-1363, 2013.

MCMILLEN, Robert T. An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 43, n. 3, p. 231-245, 1988.

MCNAUGHTON, K. G.; JARVIS, P. G. Predicting effects of vegetation changes on transpiration and evaporation. **Water deficits and plant growth**, v. 7, p. 1-47, 1983.

MCNAUGHTON, K. G.; SPRIGGS, T. W. A mixed-layer model for regional evaporation. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 34, n. 3, p. 243-262, 1986.

MCWILLIAM, A. L. C. et al. Forest and pasture leaf-gas exchange in south-west Amazonia. **Amazonian deforestation and climate**, v. 1, 1996.

MEDLYN, Belinda E. et al. How do leaf and ecosystem measures of water-use efficiency compare?. **New Phytologist**, v. 216, n. 3, p. 758-770, 2017.

MEGA, Emiliano Rodríguez et al. 'Apocalyptic' fires are ravaging the world's largest tropical wetland. **Nature**, v. 586, n. 7827, p. 20-21, 2020. Nature.

MEINZER, F. C.; GOLDSTEIN, G.; HOLBROOK, N. M.; JACKSON, P.; CAVELIER, J. Stomatal and environmental control of transpiration in a lowland tropical forest tree. **Plant, Cell & Environment**, v. 16, n. 4, p. 429-436, 1993.

MEINZER, F.C.; GOLDSTEIN, G.; FRANCO, A.C.; BUSTAMANTE, M.; IGLER, E.; JACKSON, P.; CALDAS, L.; RUNDEL, P.W. Atmospheric and hydraulic limitations on transpiration in Brazilian Cerrado woody species. *Functional Ecology*, v. 13, p. 273-282, 1999.

Mereles, F. M., Aquino, A. L., Owen, R., Clay, R., Palmieri, J. H., Sanjurjo, M., López, M. J. Iniciativas transfronterizas para el Pantanal (Paraguay). Proyecto Cross Border Pantanal: Delimitación, áreas de conservación, plan de conservación [Across-border

initiative for the Pantanal (Paraguay): Delimitation, protected areas, and conservation planning]. Paraguay: The Nature Conservancy, Fundación para el Desarrollo Sustentable del Chaco, Usaid. 2000.

MICHILES, Alessandro Augusto; GIELOW, Ralf. Above-ground thermal energy storage rates, trunk heat fluxes and surface energy balance in a central Amazonian rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 6-7, p. 917-930, 2008.

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE Y AGUA. Estrategia para la Gestión Integral de los Humedales y sitios RAMSAR en Bolivia. 2017.

MMA\_MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE [Internet]. **Relatório Técnico de Monitoramento de Desmatamento do Bioma Cerrado ocorrido no período de 2009 a 2010.** 2011. Disponível em <[https://antigo.mma.gov.br/estruturas/sbf\\_chm\\_rbbio/\\_arquivos/relatorio\\_tecnico\\_monitoramento\\_desmate\\_bioma\\_cerrado\\_csr\\_rev\\_72\\_72.pdf](https://antigo.mma.gov.br/estruturas/sbf_chm_rbbio/_arquivos/relatorio_tecnico_monitoramento_desmate_bioma_cerrado_csr_rev_72_72.pdf)>: Acessado em 14 de junho de 2022.

MOFFAT, Antje M. et al. Comprehensive comparison of gap-filling techniques for eddy covariance net carbon fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 147, n. 3-4, p. 209-232, 2007.

MOFFAT, Antje M. et al. Comprehensive comparison of gap-filling techniques for eddy covariance net carbon fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 147, n. 3-4, p. 209-232, 2007.

MONCRIEFF, J.; CLEMENT, R.; FINNIGAN, J.; MEYERS, T. Averaging, detrending, and filtering of eddy covariance time series. In: **Handbook of micrometeorology**. Springer, Dordrecht, 2004. p. 7-31.

MONTEITH, J. L. Evaporation and surface temperature. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 107, n. 451, p. 1-27, 1981.

MONTEITH, John; UNSWORTH, Mike. Principles of Environmental Physics. Academic Press, New York, USA (418 pp). 2008.

MONTENY, B. A.; BARBIER, J. M.; BERNOS, C. M. Determination of the energy exchanges of a forest-type culture: *Hevea brasiliensis*. In: **The Forest-Atmosphere Interaction**. Springer, Dordrecht, 1985. p. 211-233.

MONTGOMERY, R. B. Vertical eddy flux of heat in the atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 5, n. 6, p. 265-274, 1948.

MORAES, André Steffens. Pecuária e conservação do Pantanal: análise econômica de alternativas sustentáveis – o dilema entre benefícios privados e sociais. 2008. Tese (Doutorado em Economia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2008.

MOREIRA, A. P.; PESSI, D. D.; COSTA, L. DA SILVA.; GUARALDO, E. & PARANHOS FILHO, A. C. (2021). Variabilidade da cobertura vegetal pela ação do fogo no bioma pantanal de 2018 e 2020 com base em sensor geostacionário. In: Encina, C. C. C. et al. (2021). Um olhar sobre a conservação do Pantanal. Maringá, PR: Uniedusul, pp. 11-24.

MOREIRA, R. M.; PESSI, D. D.; COSTA JUNIOR, E. F.; VICENTIN, S.; SILVA, N. M. DA & PARANHOS FILHO, A. C. (2022). Google earth engine para análise da área impactada por incêndios e qualidade do arno pantanal para o ano 2020. In: Pessi, D. D. et al. (2022). Perspectivas ambientais no âmbito das geociências e ecologia do Pantanal. Maringá, PR: Uniedusul, pp. 10-24.

MURTY, D.; KIRSCHBAUM, M. U. F.; MCMURTRIE, R. E.; MCGILVRAY, A. Does conversion of forest to agricultural land change soil carbon and nitrogen? a review of the literature. **Global Change Biology**, v. 8, n. 2, p. 105-123, 2002.

NICOLÁS, E. et al. Environmental and stomatal control of transpiration, canopy conductance and decoupling coefficient in young lemon trees under shading net. **Environmental and Experimental Botany**, v. 63, n. 1-3, p. 200-206, 2008.

NIE, Ji; DAI, Panxi; SOBEL, Adam H. Dry and moist dynamics shape regional patterns of extreme precipitation sensitivity. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 117, n. 16, p. 8757-8763, 2020.

NIU, S., XING, X., ZHANG, Z. H. E., XIA, J., ZHOU, X., SONG, B., ... & WAN, S. Water-use efficiency in response to climate change: from leaf to ecosystem in a temperate steppe. **Global Change Biology**, v. 17, n. 2, p. 1073-1082, 2011.

NIU, Yayi et al. Variations in diurnal and seasonal net ecosystem carbon dioxide exchange in a semiarid sandy grassland ecosystem in China's Horqin Sandy Land. **Biogeosciences**, v. 17, n. 24, p. 6309-6326, 2020.

NORDBO, A., LAUNIAINEN, S., MAMMARELLA, I., LEPPÄRANTA, M., HUOTARI, J., OJALA, A., & VESALA, T. Long-term energy flux measurements and energy balance over a small boreal lake using eddy covariance technique. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 116, n. D2, 2011.

NOVAIS, J. W. Z., SANCHES, L., MACHADO, N. G., DA SILVA, L. B., AQUINO, A. M., & RODRIGUES, T. R. Variação horária e sazonal da radiação solar incidida e refletida e suas relações com variáveis micrometeorológicas no Pantanal Norte Mato-grossense. **Brazilian Journal of Environmental Sciences (Online)**, n. 38, p. 96-108, 2015.

NOVAIS, J.W.Z.; RODRIGUES, T.R.; CURADO, L.F.A.; OLIVEIRA, A.G.; DE PAULO, S.R.; NOGUEIRA, J.S. Variabilidade Sazonal Horária das Propriedades Térmicas em Gleissolo Háplico no Norte do Pantanal. Semina. **Ciências Agrárias**, v. 33, p. 2563-2570, 2012.

NOVAIS, Jonathan Willian Zangeski et al. Albedo do Solo abaixo do Dossel em Área de *Vochysia divergens* Pohl no Norte do Pantanal. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, p. 157-166, 2016.

OBUKHOV, A. M. Charakteristiki mikrostruktury vetra v prizemnom sloje atmosfery (Characteristics of the micro-structure of the wind in the surface layer of the atmosphere). **Izv AN SSSR, Ser Geofiz**, v. 3, p. 49-68, 1951.

OISHI, A.C., OREN, R., STOY, P.C. Estimating components of forest evapotranspiration: a footprint approach for scaling sap flux measurements. **Agricultural and Forest Meteorology** 148, 1719–1732., 2008.

OJO, Olusola Samuel et al. Effect of the radiation balance on warming occurrence over West Africa. **Scientific African**, v. 11, p. e00700, 2021.

OLIVEIRA, M.B.L.; VON RANDOW, C.; MANZI, A.O.; ALVALÁ, R.C.; SÁ, L. D.; LEITÃO, M.M.V.B.R.; SOUZA, A. Fluxos turbulentos de energia sobre o Pantanal sul mato-grossense. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, n. 3b, p. 159-165, 2006.

ONCLEY, Steven P. et al. The energy balance experiment EBEX-2000. Part I: overview and energy balance. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 123, n. 1, p. 1-28, 2007.

PADOVANI, Carlos Roberto. Dinâmica espaço-temporal das inundações do Pantanal. Tese de doutorado (p.174). Centro de Energia Nuclear na Agricultura - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz/ Universidade de São Paulo (ESALQ/USP). 2010.

PALLANT, Julie. Survival manual. **A step by step guide to data analysis using SPSS**, v. 4, p. 4, 2011

PAN, Shufen et al. Evaluation of global terrestrial evapotranspiration using state-of-the-art approaches in remote sensing, machine learning and land surface modeling. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 24, n. 3, p. 1485-1509, 2020.

PAN, Yude et al. A large and persistent carbon sink in the world's forests. **science**, v. 333, n. 6045, p. 988-993, 2011.

PANISSET, J. S., LIBONATI, R., GOUVEIA, C. M. P., MACHADO-SILVA, F., FRANÇA, D. A., FRANÇA, J. R. A., & PERES, L. F. Contrasting patterns of the extreme drought episodes of 2005, 2010 and 2015 in the Amazon Basin. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 2, p. 1096-1104, 2018.

PAPALE, Dario et al. Towards a standardized processing of Net Ecosystem Exchange measured with eddy covariance technique: algorithms and uncertainty estimation. **Biogeosciences**, v. 3, n. 4, p. 571-583, 2006.

PAROLIN, Pia et al. Amazonian floodplain forests: ecophysiology, biodiversity and sustainable management. **Ecological Studies**, v. 210, 2010b.

PAROLIN, Pia et al. Drought responses of flood-tolerant trees in Amazonian floodplains. **Annals of botany**, v. 105, n. 1, p. 129-139, 2010a.

PASTORELLO, Gilberto et al. The FLUXNET2015 dataset and the ONEFlux processing pipeline for eddy covariance data. **Scientific data**, v. 7, n. 1, p. 1-27, 2020.

Pellegrin, A. O., Guimaraes, P. D. S., Sereno, J. R. B., Figueiredo, J. P., Lage, A. P., Moreira, E. C., & Leite, R. C. Prevalência da leptospirose em bovinos do Pantanal Mato-Grossense. **Embrapa Pantanal-Comunicado Técnico (INFOTECA-E)**, 1999.

PENATTI, Natasha Costa et al. Satellite-based hydrological dynamics of the world's largest continuous wetland. **Remote Sensing of Environment**, v. 170, p. 1-13, 2015.

PENG, X., HEITMAN, J., HORTON, R., & REN, T. Field evaluation and improvement of the plate method for measuring soil heat flux density. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 214, p. 341-349, 2015.

PEÑUELAS, Josep; CANADELL, Josep G.; OGAYA, Romà. Increased water-use efficiency during the 20th century did not translate into enhanced tree growth. **Global Ecology and Biogeography**, v. 20, n. 4, p. 597-608, 2011.

PEREIRA, Antonio Roberto. The Priestley–Taylor parameter and the decoupling factor for estimating reference evapotranspiration. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 125, n. 3-4, p. 305-313, 2004.

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

PETRESCU, A. M. R., LOHILA, A., TUOVINEN, J. P., BALDOCCHI, D. D., DESAI, A. R., ROULET, N. T., ... & FRIBORG, T. The uncertain climate footprint

of wetlands under human pressure. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 112, n. 15, p. 4594-4599, 2015.

PEZESHKI, S., & DELAUNE, R. Soil oxidation-reduction in wetlands and its impact on plant functioning. *Biology*, v. 1, n. 2, p. 196-221, 2012.

PHILLIPS, Oliver L. et al. Drought sensitivity of the Amazon rainforest. ***Science***, v. 323, n. 5919, p. 1344-1347, 2009.

PIELKE SR, Roger A. Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. ***Reviews of Geophysics***, v. 39, n. 2, p. 151-177, 2001.

PIETROVSKI, E. F. Ros a KA, Facundo VA, Rios K, Marques MC, Santos AR. Antinociceptive properties of the ethanolic extract and of the triterpene 3 beta, 6 beta, 16 beta-trihidroxiup-20 (29)-ene obtained from the flowers of *Combretum leprosum* in mice. ***Pharmacol Biochem Behav***, v. 83, p. 90-9, 2006.

PINTO, Miguel M. et al. A deep learning approach for mapping and dating burned areas using temporal sequences of satellite images. ***ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing***, v. 160, p. 260-274, 2020.

PINTO-JÚNIOR, Osvaldo Borges et al. Leaf area index of a tropical semi-deciduous forest of the southern Amazon Basin. ***International Journal of Biometeorology***, v. 55, n. 2, p. 109-118, 2011.

POLHAMUS, Aaron; FISHER, Joshua B.; TU, Kevin P. What controls the error structure in evapotranspiration models?. ***Agricultural and forest meteorology***, v. 169, p. 12-24, 2013.

PONCE-CAMPOS, Guillermo E. et al. Ecosystem resilience despite large-scale altered hydroclimatic conditions. ***Nature***, v. 494, n. 7437, p. 349-352, 2013.

PONTON, S. et al. Comparison of ecosystem water-use efficiency among Douglas-fir forest, aspen forest and grassland using eddy covariance and carbon isotope techniques. **Global Change Biology**, v. 12, n. 2, p. 294-310, 2006.

POTT, A.; POTT, V. J.; Flora do Pantanal: listagem atual de fanerógamas. In: SIMPOSIO SOBRE RECURSOS NATURAIS E SÓCIO-ECONÔMICOS DO PANTANAL, nº 2, Corumbá – MS, 1996. **Manejo e conservação: anais. Corumbá: Embrapa Pantanal**, p. 297-325, 1999.

POTT, Arnildo et al. Plant diversity of the Pantanal wetland. **Brazilian Journal of Biology**, v. 71, p. 265-273, 2011.

POTT, Arnildo; POTT, Vali Joana. Features and conservation of the Brazilian Pantanal wetland. **Wetlands Ecology and Management**, v. 12, n. 6, p. 547-552, 2004. doi: 10.1007/s11273-005-1754-1

POTT, Arnildo; POTT, Vali Joana. Features and conservation of the Brazilian Pantanal wetland. **Wetlands Ecology and Management**, v. 12, p. 547-552, 2004.

POTT, Arnildo; POTT, Vali Joana. Flora do Pantanal-Listagem de fanerógamas. **II Simpósio sobre Recursos Naturais e Sócio-econômicos do Pantanal, Manejo e Conservação**, 1999.

POTT, Arnildo; POTT, Vali Joana. **Plantas do Pantanal**. Brasília: Centro de Pesquisa Agropecuária do Pantanal, Serviço de Produção de Informação Corumbá (pp 320). Corumbá, Mato Grosso do Sul, Brazil: EMBRAPA-SPI, 1994., 1994.

POTT, Arnildo; POTT, Vali Joana. **Plantas do Pantanal**. Brasília: EMBRAPA-SPI, 1994., 1994.

POTT, V. J.; POTT, A.; **Plantas aquáticas do Pantanal. Brasília**, Embrapa, p. 404, 2000.

POTTS, D. L. et al. Antecedent moisture and seasonal precipitation influence the response of canopy-scale carbon and water exchange to rainfall pulses in a semi-arid grassland. **New Phytologist**, v. 170, n. 4, p. 849-860, 2006.

PRADO, A.L.; Heckman, C.W. & MARTINS, F.M. **The seasonal succession of biotic communities in wetlands of the tropical wet-and-dry climatic zone: II. The aquatic macrophyte vegetation in the Pantanal of Mato Grosso, Brazil.** Internationale Revue der Gesamten Hydrobiologie v.79 n.4 p.569-589, 1994.

PRADO, M. J. **Intercâmbio gasoso e relações hídricas de duas espécies de *Combretum* no Pantanal mato-grossense.** Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Mato Grosso. Cuiabá-MT. 2015.

PRANCE, Ghilleen T.; SCHALLER, George B. Preliminary study of some vegetation types of the Pantanal, Mato Grosso, Brazil. **Brittonia**, v. 34, n. 2, p. 228-251, 1982.

PRIANTE-FILHO, Nicolau et al. Comparison of the mass and energy exchange of a pasture and a mature transitional tropical forest of the southern Amazon Basin during a seasonal transition. **Global Change Biology**, v. 10, n. 5, p. 863-876, 2004.

PRIESTLEY, Charles Henry Brian; TAYLOR, Robert Joseph. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. **Monthly weather review**, v. 100, n. 2, p. 81-92, 1972.

RASBOLD, G. G. et al. Enhanced middle Holocene organic carbon burial in tropical floodplain lakes of the Pantanal (South America). **Journal of Paleolimnology**, v. 65, n. 2, p. 181-199, 2021.

RASBOLD, G. G., MCGLUE, M. M., STEVAUX, J. C., PAROLIN, M., SILVA, A., & BERGIER, I. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. **Global change biology**, v. 11, n. 9, p. 1424-1439, 2005.

RATANA, Piyachat; HUETE, Alfredo R.; FERREIRA, Laerte. Analysis of Cerrado physiognomies and conversion in the MODIS seasonal-temporal domain. **Earth Interactions**, v. 9, n. 3, p. 1-22, 2005.

RAUPACH, M. R. Equilibrium evaporation and the convective boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 96, n. 1, p. 107-142, 2000.

REDDY, K. Ramesh; DELAUNE, Ronald D. **Biogeochemistry of wetlands: science and applications**. CRC press, 2008.

RESTREPO-COUBE, N. et al. What drives the seasonality of photosynthesis across the Amazon basin? A cross-site analysis of eddy flux tower measurements from the Brasil flux network. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 182, p. 128-144, 2013.

RICHARDSON, J. L.; VEPRASKAS, M. J. Wetland soils: genesis, hydrology, landscapes, and classification. 2001.

ROBERTS, John et al. Transpiration from an Amazonian rainforest calculated from stomatal conductance measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 65, n. 3-4, p. 175-196, 1993.

ROBERTS, John et al. Transpiration from an Amazonian rainforest calculated from stomatal conductance measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 65, n. 3-4, p. 175-196, 1993.

ROCHA H R, GOULDEN M L, MILLER S D, MENTON M C, PINTO L D V O, de FREITAS H C, SILVA FIGUEIRA A M. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. **Ecological Applications**, 14, 522–532, 2004.

RODRIGUES, A. et al. Eight years of continuous carbon fluxes measurements in a Portuguese eucalypt stand under two main events: Drought and felling. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 151, n. 4, p. 493-507, 2011.

RODRIGUES, Thiago R. et al. Modeling canopy conductance under contrasting seasonal conditions for a tropical savanna ecosystem of south central Mato Grosso, Brazil. **Agricultural and forest meteorology**, v. 218, p. 218-229, 2016.

RODRIGUES, Thiago R. et al. Seasonal variation in energy balance and canopy conductance for a tropical savanna ecosystem of south central Mato Grosso, Brazil. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 119, n. 1, p. 1-13, 2014.

RODRIGUES, Thiago R. et al. Temporal patterns of energy balance for a Brazilian tropical savanna under contrasting seasonal conditions. **International Journal of Atmospheric Sciences**, v. 2013, 2013.

RODRIGUES, THIAGO RANGEL et al. Distribuição dos componentes do balanço de energia do Pantanal Mato-grossense. **Revista de Ciências AgroAmbientais**. 2011.

ROUPSARD, O. et al. Partitioning energy and evapo-transpiration above and below a tropical palm canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 139, n. 3-4, p. 252-268, 2006.

ROUSE, W. R.; BLANKEN, P. D.; BUSSIÈRES, N.; WALKER, A. E.; OSWALD, C. J.; SCHERTZER, W. M.; SPENCE, C. An investigation of the thermal and energy balance regimes of Great Slave and Great Bear Lakes. **Journal of Hydrometeorology**, v. 9, n. 6, p. 1318-1333, 2008.

RUMSEY, J. D. How to Interpret a Correlation Coefficient r-dummies. **Dummies. Retrieved On**, v. 13, n. 07, p. 2019, 2019.

RUMSEY, J. D. **Statistics for dummies**. John wiley, 2016.

RUSSELL, E. S.; LIU, H.; GAO, Z.; FINN, D.; LAMB, B. Impacts of soil heat flux calculation methods on the surface energy balance closure. **Agricultural and forest meteorology**, v. 214, p. 189-200, 2015.

RUXTON, Graeme D.; SCHAEFER, H. Martin. The conservation physiology of seed dispersal. **Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences**, v. 367, n. 1596, p. 1708-1718, 2012.

RYU, Youngryel et al. Interannual variability of evapotranspiration and energy exchange over an annual grassland in California. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. D9, 2008.

SABINO, M.; SILVA, J. B. D.; COSTA, R. D. O.; DUARTE, L. G.; SOUZA, A. P. D. Biophysical parameters and extreme air temperature indices in the Cerrado-Amazonia transition. **Sociedade & Natureza**, v. 32, p. 490-500, 2020.

SALESKA, Scott et al. Ecosystem carbon fluxes and Amazonian forest metabolism. **Amazonia and global change, Geophysical monograph series**, v. 186, p. 389-408, 2009.

SANCHES, Luciana et al. Seasonal patterns of evapotranspiration for a *Vochysia divergens* forest in the Brazilian Pantanal. **Wetlands**, v. 31, n. 6, p. 1215-1225, 2011.

SÁNCHEZ, J. M.; CASELLES, V.; RUBIO, E. M. Analysis of the energy balance closure over a FLUXNET boreal forest in Finland. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 14, n. 8, p. 1487-1497, 2010.

SANTANNA, F. B.; ARRUDA, P. H. Z. de.; FARIA, J. L. B. de.; NOGUEIRA, J. de S. **Estudo Preliminar da Velocidade e Direção dos Ventos, em Cuiabá, MT, Brasil.** Revista Brasileira de Agrometeorologia, v. 16, n. 2, p. 175-180, ago. 2008.

SANTOS, A. J. B., C. A. QUESADA., G. T. da SILVA., J. F. MAI A., H. S. MIRANDA., A. C. MIRANDA., and J. LLOYD. High rates of net ecosystem carbon assimilation by *Brachiara* pasture in the Brazilian Cerrado, **Global Change Biology**, vol. 10, pp. 877– 885, 2004.

SANTOS, S. A. et al. Plantas invasoras no pantanal: como entender o problema e soluções de manejo por meio de diagnóstico participativo. 2006.

SANTOS, S. A.; CUNHA, C. N.; TOMÁS, W.; ABREU, U. G. P.; ARIEIRA, J.; **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 66 – EMBRAPA. Plantas Invasoras no Pantanal: Como Entender o Problema e Soluções de Manejo por Meio de Diagnóstico Participativo.** Agosto, 2006.

SARMIENTO, Guillermo. **The ecology of neotropical savannas.** Harvard University Press, 1984.

SAUER, Thomas J.; HORTON, Robert. Soil heat flux. 2005.

SCHEDLBAUER, J. L., OBERBAUER, S. F., STARR, G., & JIMENEZ, K. L. Seasonal differences in the CO<sub>2</sub> exchange of a short-hydroperiod Florida Everglades marsh. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 150, n. 7-8, p. 994-1006, 2010.

SCHEIRER, C. James; RAY, William S.; HARE, Nathan. The analysis of ranked data derived from completely randomized factorial designs. **Biometrics**, p. 429-434, 1976.

SENAY, G. B., BOHMS, S., SINGH, R. K., GOWDA, P. H., VELPURI, N. M., ALEMU, H., & VERDIN, J. P. Operational evapotranspiration mapping using remote sensing and weather datasets: A new parameterization for the SSEB approach. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, v. 49, n. 3, p. 577-591, 2013.

SENEVIRATNE, S. I. Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. **Earth-Science Reviews**, v. 99, n. 3-4, p. 125-161, 2010.

SHARMA, S.; RAJAN, N.; CUI, S.; MAAS, S.; CASEY, K.; ALE, S.; JESSUP, R. Carbon and evapotranspiration dynamics of a non-native perennial grass with biofuel potential in the southern US Great Plains. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 269, p. 285-293, 2019.

SHEIL, D., MURDIYARSO, D. How forests attract rain: an examination of a new hypothesis. *BioScience* 59 (4), 341347. 2009.

SHUTTLEWORTH, W. J.; CALDER, I. R. Has the Priestley-Taylor equation any relevance to forest evaporation?. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 18, n. 5, p. 639-646, 1979.

SHUTTLEWORTH, W. James. Evaporation from Amazonian rainforest. **Proceedings of the Royal society of London. Series B. Biological sciences**, v. 233, n. 1272, p. 321-346, 1988.

SHUTTLEWORTH, W. James; CALDER, Ian R. Has the Priestley-Taylor equation any relevance to forest evaporation?. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 18, n. 5, p. 639-646, 1979.

SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C. Balanço de radiação no perímetro irrigado São Gonçalo – PB mediante imagens orbitais. *Revista Caatinga*, Mossoró, v. 24, n. 3, p. 145-152, 2011.

SILVA, I, E, G; ROCHA L, C. Avaliando as florestas inundáveis atingidas pelo fogo no parque nacional do Pantanal Mato-Grossense para a elaboração de um plano de restauração. Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade- PIBIC/ICMBio. 2022.

SILVA, J. B., GAIO, D. C., CURADO, L. F. A., NOGUEIRA, J. D. S., VALLE JÚNIOR, L. C. G., & RODRIGUES, T. R. Evaluation of methods for estimating atmospheric emissivity in Mato-Grossense Cerrado. **Revista Ambiente & Água**, v. 14, 2019.

SILVA, J. D. S. V.; ABDON, M. de M. Delimitação do Pantanal Brasileiro e suas sub-regiões. **Área de Informação da Sede-Artigo em periódico indexado (ALICE)**, 1998.

SILVA, M.P.; MAURO, R.; MOURÃO, G.; COUTINHO, M.; **Distribuição e quantificação de classes de vegetação do Pantanal através de levantamento aéreo.** Rev.Brasil.Botânica. v. 3, n.2, p.143-152, jun., 2000.

SJÖGERSTEN, Sofie et al. Tropical wetlands: a missing link in the global carbon cycle?. **Global biogeochemical cycles**, v. 28, n. 12, p. 1371-1386, 2014.

SNYDER, PETER K. The influence of tropical deforestation on the Northern Hemisphere climate by atmospheric teleconnections. **Earth Interactions**, v. 14, n. 4, p. 1-34, 2010.

SOARES, Jacyra et al. Surface radiation balance and weather conditions on a non-glaciated coastal area in the Antarctic region. **Polar Science**, v. 20, p. 117-128, 2019.

SOARES, Vanessa Couto et al. Ecophysiology and morphology of seed germination and seedling emergence of *Combretum lanceolatum* Pohl ex Eichler. **Brazilian Journal of Botany**, v. 44, n. 1, p. 249-262, 2021.

SOKOLIK, I. N. Radiation balance and solar radiation spectrum. 2008.

SONG, Q. et al. Water use efficiency in a primary subtropical evergreen forest in Southwest China. **Scientific reports**, v. 7, n. 1, p. 1-10, 2017.

SOUZA FILHO, J. D. Da C. Variação sazonal dos componentes do balanço de radiação e energia sobre a floresta de Caxiuanã. 2002. 67 f, Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola), Universidade Federal de Viçosa, 2002.

SOUZA FILHO, José Danilo da Costa et al. Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 35, p. 223-229, 2005.

SOUZA JR, Carlos M. et al. Long-term annual surface water change in the Brazilian Amazon Biome: Potential links with deforestation, infrastructure development and climate change. **Water**, v. 11, n. 3, p. 566, 2019.

STACE, C. A.; Combretaceae. In: SMITH, N; MORI, S. A.; HENDERSON, A.; STEVENSON, D. W.; HEALD, S. V.; Flowering Plants of the Neotropics. United Kingdom, The New York Botanical Garden. **Princeton University Press**, p. 110-111, 2004.

STANNARD, David I. Comparison of Penman-Monteith, Shuttleworth-Wallace, and modified Priestley-Taylor evapotranspiration models for wildland vegetation in semiarid rangeland. **Water Resources Research**, v. 29, n. 5, p. 1379-1392, 1993.

STELLA, Patrick et al. Comparison of methods for the determination of NO-O<sub>3</sub>-NO<sub>2</sub> fluxes and chemical interactions over a bare soil. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 5, n. 6, p. 1241-1257, 2012.

STEWART, J. B. Modelling surface conductance of pine forest. **Agricultural and Forest meteorology**, v. 43, n. 1, p. 19-35, 1988.

STOCKER, T. IPCC Summary for Policymakers in Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Climate Change Lecture Series. 2013.

STOY, Paul C. et al. A data-driven analysis of energy balance closure across FLUXNET research sites: The role of landscape scale heterogeneity. **Agricultural and forest meteorology**, v. 171, p. 137-152, 2013.

STURTEVANT, C. S., & OECHEL, W. C. Spatial variation in landscape-level CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes from arctic coastal tundra: influence from vegetation, wetness, and the thaw lake cycle. *Global Change Biology*, v. 19, n. 9, p. 2853-2866, 2013.

SUN, Meng-Ya et al. Evaluating three measurement methods of soil ground heat flux based on actively heated distributed temperature sensing technology. *Engineering Geology*, p. 106649, 2022.

SUN, Xueguang; SHI, Jing; DING, Guijie. Combined effects of arbuscular mycorrhiza and drought stress on plant growth and mortality of forage sorghum. *Applied Soil Ecology*, v. 119, p. 384-391, 2017.

SUN, Y., PIAO, S., HUANG, M., CIAIS, P., ZENG, Z., CHENG, L., ... & ZENG, H. Global patterns and climate drivers of water-use efficiency in terrestrial ecosystems deduced from satellite-based datasets and carbon cycle models. *Global Ecology and Biogeography*, v. 25, n. 3, p. 311-323, 2016.

SWINBANK, W. C. The measurement of vertical transfer of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 8, n. 3, p. 135-145, 1951.

TAKAGI, Kentaro; TSUBOYA, Taro; TAKAHASHI, Hidenori. Diurnal hystereses of stomatal and bulk surface conductances in relation to vapor pressure deficit in a cool-temperate wetland. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 91, n. 3-4, p. 177-191, 1998.

TALUKDAR, Swapan; PAL, Swades. Effects of damming on the hydrological regime of Punarbhaba river basin wetlands. *Ecological Engineering*, v. 135, p. 61-74, 2019.

TAN, Z. H. et al. Interannual and seasonal variability of water use efficiency in a tropical rainforest: Results from a 9 year eddy flux time series. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 120, n. 2, p. 464-479, 2015.

TAN, Zheng-Hong et al. Surface conductance for evapotranspiration of tropical forests: Calculations, variations, and controls. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 275, p. 317-328, 2019.

TANG, Jianwu et al. Sap flux–upscaled canopy transpiration, stomatal conductance, and water use efficiency in an old growth forest in the Great Lakes region of the United States. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 111, n. G2, 2006.

TANG, X. et al. How is water-use efficiency of terrestrial ecosystems distributed and changing on Earth?. **Scientific reports**, v. 4, n. 1, p. 1-11, 2014.

TANNER, C. B.; JURY, W. A. Estimating evaporation and transpiration from a row crop during incomplete cover 1. **Agronomy Journal**, v. 68, n. 2, p. 239-243, 1976.

TARIN, Tonantzin et al. Water-use efficiency in a semi-arid woodland with high rainfall variability. **Global Change Biology**, v. 26, n. 2, p. 496-508, 2020.

THIELEN, Dirk et al. Quo vadis Pantanal? Expected precipitation extremes and drought dynamics from changing sea surface temperature. **Plos one**, v. 15, n. 1, p. e0227437, 2020.

THOM, A. S. et al. Comparison of aerodynamic and energy budget estimates of fluxes over a pine forest. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 101, n. 427, p. 93-105, 1975.

TIAN, Fuqiang et al. Energy balance and canopy conductance for a cotton field under film mulched drip irrigation in an arid region of northwestern China. **Agricultural Water Management**, v. 179, p. 110-121, 2017.

TIAN, Hanqin et al. Model estimates of net primary productivity, evapotranspiration, and water use efficiency in the terrestrial ecosystems of the southern United States during 1895–2007. **Forest ecology and management**, v. 259, n. 7, p. 1311-1327, 2010.

TIBSHIRANI, Robert J.; EFRON, Bradley. An introduction to the bootstrap. **Monographs on statistics and applied probability**, v. 57, n. 1, 1993.

TOMAS, Walfrido M. et al. Sustainability agenda for the Pantanal Wetland: perspectives on a collaborative interface for science, policy, and decision-making. **Tropical Conservation Science**, v. 12, p. 1940082919872634, 2019.

TOMAS, Walfrido M. et al. Sustainability agenda for the Pantanal Wetland: perspectives on a collaborative interface for science, policy, and decision-making. **Tropical Conservation Science**, v. 12, p. 1940082919872634, 2019.

TONG, Xiao-Juan et al. Ecosystem water use efficiency in an irrigated cropland in the North China Plain. **Journal of Hydrology**, v. 374, n. 3-4, p. 329-337, 2009.

TRAMBLAY, Y., JARLAN, L., HANICH, L., & SOMOT, S. Future scenarios of surface water resources availability in North African dams. **Water resources management**, v. 32, n. 4, p. 1291-1306, 2018.

TURETSKY, Merritt R. et al. A synthesis of methane emissions from 71 northern, temperate, and subtropical wetlands. **Global change biology**, v. 20, n. 7, p. 2183-2197, 2014.

TWINE, Tracy E. et al. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. **Agricultural and forest meteorology**, v. 103, n. 3, p. 279-300, 2000.

Valle Luiz. J. CG et al. Comparative assessment of modelled and empirical reference evapotranspiration methods for a brazilian savanna. **Agricultural Water Management**, v. 232, p. 106040, 2020.

VAN ASSELEN, Sanneke et al. Drivers of wetland conversion: A global meta-analysis. **PloS one**, v. 8, n. 11, p. e81292, 2013.

VAN DIJK, A. I. J. M. et al. The principles of surface flux physics: theory, practice and description of the ECPACK library. **Meteorology and Air Quality Group, Wageningen University, Wageningen, the Netherlands**, v. 99, p. 525, 2004.

VARMAGHANI, Ali et al. A diagnostic approach towards the causes of energy balance closure problem. **Open Journal of Modern Hydrology**, v. 6, n. 02, p. 101, 2016.

VELOSO, Henrique Pimenta et al. Manual técnico da vegetação brasileira. **Rio de janeiro: IBGE**, 1992.

VESALA, Timo et al. Flux and concentration footprint modelling: State of the art. **Environmental Pollution**, v. 152, n. 3, p. 653-666, 2008.

VISWANADHAM, Y.; SILVA FILHO, V. P.; ANDRE, R. G. B. The Priestley-Taylor parameter  $\alpha$  for the Amazon forest. **Forest Ecology and Management**, v. 38, n. 3-4, p. 211-225, 1991.

VON RANDOW, C. et al. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1, p. 5-26, 2004.

VON RANDOW, R. C. S. et al. Evapotranspiration and gross primary productivity of secondary vegetation in Amazonia inferred by eddy covariance. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 294, p. 108141, 2020.

VOURLITIS, G. L. et al. Long-term variation in evapotranspiration and climate for a tropical semi-deciduous forest of the southern Amazon Basin. **Int. J. Biometeorol**, v. 59, p. 217-230, 2015.

VOURLITIS, G. L., Hentz, C. S., Pinto Jr, O. B., Carneiro, E., & de Souza Nogueira, J. Soil N, P, and C dynamics of upland and seasonally flooded forests of the Brazilian Pantanal. **Global Ecology and Conservation**, v. 12, p. 227-240, 2017.

VOURLITIS, George L. et al. Energy balance and canopy conductance of a tropical semi-deciduous forest of the southern Amazon Basin. **Water Resources Research**, v. 44, n. 3, 2008.

VOURLITIS, George L. et al. Nutrient resorption in tropical savanna forests and woodlands of central Brazil. **Plant Ecology**, v. 215, n. 9, p. 963-975, 2014. <https://doi.org/10.1007/s11258-014-0348-5>

VOURLITIS, George L. et al. Seasonal variations in the evapotranspiration of a transitional tropical forest of Mato Grosso, Brazil. **Water resources research**, v. 38, n. 6, p. 30-1-30-11, 2002.

VOURLITIS, George L. et al. Spatial and temporal variations in aboveground woody carbon storage for cerrado forests and woodlands of Mato Grosso, Brazil. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 124, n. 11, p. 3252-3268, 2019.

VOURLITIS, George L. et al. Temporal patterns of net CO<sub>2</sub> exchange for a tropical semideciduous forest of the southern Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 116, n. G3, 2011.

VOURLITIS, George Louis; DA ROCHA, Humberto Ribeiro. Flux dynamics in the cerrado and cerrado-forest transition of Brazil. **Ecosystem function in global savannas: measurement and modeling at landscape to global scales**, p. 97-116, 2011.

WALKER, Wayne S. et al. The role of forest conversion, degradation, and disturbance in the carbon dynamics of Amazon indigenous territories and protected areas. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 117, n. 6, p. 3015-3025, 2020.

WANG, H.; LI, X.; XIAO, J.; MA, M. Evapotranspiration components and water use efficiency from desert to alpine ecosystems in drylands. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 298, p. 108283, 2021.

WANG, J., WANG, W., LIU, S., MA, M., & LI, X. The Problems of Surface Energy Balance Closure—An Overview and Case Study □□. **Advances in Earth Science**, v. 24, n. 7, p. 705, 2009.

WANG, Xufeng et al. Vegetation primary production estimation at maize and alpine meadow over the Heihe River Basin, China. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 17, p. 94-101, 2012.

Wang, Y., Zhou, L., Ping, X., Jia, Q., & Li, R. Ten-year variability and environmental controls of ecosystem water use efficiency in a rainfed maize cropland in Northeast China. **Field Crops Research**, v. 226, p. 48-55, 2018.

WANG, Zhi-Hua; BOU-ZEID, Elie; SMITH, James A. A coupled energy transport and hydrological model for urban canopies evaluated using a wireless sensor network. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 139, n. 675, p. 1643-1657, 2013.

WANTZEN, Karl M. et al. Soil carbon stocks in stream-valley-ecosystems in the Brazilian Cerrado agroscape. **Agriculture, ecosystems & environment**, v. 151, p. 70-79, 2012.

WARING, R. H. Advances in eddy-flux analyses, remote sensing, and evidence of climate change. **Forest ecosystems: analysis at multiple scales**, p. 317-344, 2007.

WEBB, E. K.; PEARMAN, Graeme I.; LEUNING, Ray. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, n. 447, p. 85-100, 1980.

WEHR, Richard et al. Dynamics of canopy stomatal conductance, transpiration, and evaporation in a temperate deciduous forest, validated by carbonyl sulfide uptake. **Biogeosciences**, v. 14, n. 2, p. 389-401, 2017.

WHALEN, S. C. Biogeochemistry of methane exchange between natural wetlands and the atmosphere. **Environmental Engineering Science**, v. 22, n. 1, p. 73-94, 2005.

WIDMOSER, Peter; WOHLFAHRT, Georg. Attributing the energy imbalance by concurrent lysimeter and eddy covariance evapotranspiration measurements. **Agricultural and forest meteorology**, v. 263, p. 287-291, 2018.

WILLIAMS, D. G. et al. Evapotranspiration components determined by stable isotope, sap flow and eddy covariance techniques. **Agricultural and forest meteorology**, v. 125, n. 3-4, p. 241-258, 2004.

WILSON, K. et al. 525 Field. C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, BE, Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen, J., Valentini, R., and Verma, S.: Energy balance closure at FLUXNET sites, **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, p. 223-243, 2002.

WILSON, Kell B.; BALDOCCHI, Dennis D. Seasonal and interannual variability of energy fluxes over a broadleaved temperate deciduous forest in North America. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 100, n. 1, p. 1-18, 2000.

WOHLFAHRT, Georg; WIDMOSER, Peter. Can an energy balance model provide additional constraints on how to close the energy imbalance?. **Agricultural and forest meteorology**, v. 169, p. 85-91, 2013.

WU, Jin et al. Partitioning controls on Amazon forest photosynthesis between environmental and biotic factors at hourly to interannual timescales. **Global Change Biology**, v. 23, n. 3, p. 1240-1257, 2017.

Xia, L., Wang, F., Mu, X., Jin, K., Sun, W., Gao, P., & Zhao, G. Water use efficiency of net primary production in global terrestrial ecosystems. **Journal of Earth System Science**, v. 124, n. 5, p. 921-931, 2015.

XIAO, Jingfeng et al. A continuous measure of gross primary production for the conterminous United States derived from MODIS and AmeriFlux data. **Remote sensing of environment**, v. 114, n. 3, p. 576-591, 2010.

XIAO, Jingfeng et al. Carbon fluxes, evapotranspiration, and water use efficiency of terrestrial ecosystems in China. **Agricultural and forest meteorology**, v. 182, p. 76-90, 2013.

XU, H. J.; WANG, X. P.; ZHAO, C. Y.; ZHANG, X. X. Responses of ecosystem water use efficiency to meteorological drought under different biomes and drought magnitudes in northern China. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 278, p. 107660, 2019.

XU, Shiqin et al. Simulating canopy conductance of the Haloxylon ammodendron shrubland in an arid inland river basin of northwest China. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 249, p. 22-34, 2018.

XU, Z., MA, Y., LIU, S., SHI, W., & WANG, J. Assessment of the energy balance closure under advective conditions and its impact using remote sensing data. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 56, n. 1, p. 127-140, 2017.

XUE, B. L.; GUO, Q.; OTTO, A.; XIAO, J.; TAO, S.; LI, L. Global patterns, trends, and drivers of water use efficiency from 2000 to 2013. **Ecosphere**, v. 6, n. 10, p. 1-18, 2015.

YAN, Min et al. A long-term simulation of forest carbon fluxes over the Qilian Mountains. **International journal of applied earth observation and geoinformation**, v. 52, p. 515-526, 2016.

YANG, Jianfeng; LI, Baoqing; SHIPING, Liu. A large weighing lysimeter for evapotranspiration and soil-water-groundwater exchange studies. **Hydrological processes**, v. 14, n. 10, p. 1887-1897, 2000.

YANG, Kun; WANG, JieMin. A temperature prediction-correction method for estimating surface soil heat flux from soil temperature and moisture data. **Science in China series D: Earth sciences**, v. 51, n. 5, p. 721-729, 2008.

YANG, S.; ZHANG, J.; ZHANG, S.; WANG, J.; BAI, Y.; YAO, F.; GUO, H. The potential of remote sensing-based models on global water-use efficiency estimation: An evaluation and intercomparison of an ecosystem model (BESS) and algorithm (MODIS) using site level and upscaled eddy covariance data. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 287, p. 107959, 2020.

YANG, Yuting et al. Contrasting responses of water use efficiency to drought across global terrestrial ecosystems. **Scientific reports**, v. 6, n. 1, p. 1-8, 2016.

YAO, Yuefeng; MALLIK, Azim U. Estimation of actual evapotranspiration and water stress in the Lijiang River Basin, China using a modified Operational Simplified Surface Energy Balance (SSEBop) model. **Journal of Hydro-environment Research**, 2022.

YI, K., MAXWELL, J. T., WENZEL, M. K., ROMAN, D. T., SAUER, P. E., PHILLIPS, R. P., & NOVICK, K. A. LINKING variation in intrinsic water-use efficiency to isohydricity: a comparison at multiple spatiotemporal scales. **New Phytologist**, v. 221, n. 1, p. 195-208, 2019.

YU, G. et al. Water-use efficiency of forest ecosystems in eastern China and its relations to climatic variables. **New Phytologist**, v. 177, n. 4, p. 927-937, 2008.

YUAN, K.; ZHU, Q.; RILEY, W. J.; LI, F.; WU, H. Understanding and reducing the uncertainties of land surface energy flux partitioning within CMIP6 land models. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 319, p. 108920, 2022.

YUAN, Wenping et al. Global comparison of light use efficiency models for simulating terrestrial vegetation gross primary production based on the LaThuile database. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 192, p. 108-120, 2014.

YUE, Ping et al. Biometeorological effects on carbon dioxide and water-use efficiency within a semiarid grassland in the Chinese Loess Plateau. **Journal of Hydrology**, v. 590, p. 125520, 2020.

YUE, Ping et al. Environmental and biophysical effects of evapotranspiration in semiarid grassland and maize cropland ecosystems over the summer monsoon transition zone of China. **Agricultural Water Management**, v. 264, p. 107462, 2022.

ZANELLA DE ARRUDA, Paulo Henrique et al. Large net CO<sub>2</sub> loss from a grass-dominated tropical savanna in south-central Brazil in response to seasonal and interannual drought. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 121, n. 8, p. 2110-2124, 2016.

ZEDLER, Joy B.; KERCHER, Suzanne. Wetland resources: status, trends, ecosystem services, and restorability. **Annu. Rev. Environ. Resour.**, v. 30, p. 39-74, 2005.

ZEILHOFER, Peter; SCHESSL, Michael. Relationship between vegetation and environmental conditions in the northern Pantanal of Mato Grosso, Brazil. **Journal of Biogeography**, v. 27, n. 1, p. 159-168, 2000.

ZERI, Marcelo; SA, Leonardo DA. The impact of data gaps and quality control filtering on the balances of energy and carbon for a Southwest Amazon forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 150, n. 12, p. 1543-1552, 2010.

ZERLIN, Ricardo Alexandre; HENRY, Raoul. Does water level affect benthic macro-invertebrates of a marginal lake in a tropical river-reservoir transition zone?. **Brazilian Journal of Biology**, v. 74, p. 408-419, 2014.

ZHA, T., LI, C.; KELLOMÄKI, S.; PELTOLA, H.; WANG, K. Y.; ZHANG, Y. Controls of evapotranspiration and CO<sub>2</sub> fluxes from scots pine by surface conductance and abiotic factors. **Plos One**, v. 8, n. 7, p. e69027, 2013.

ZHANG, Qingyuan et al. Estimation of crop gross primary production (GPP): I. impact of MODIS observation footprint and impact of vegetation BRDF characteristics. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 191, p. 51-63, 2014.

ZHANG, T., PENG, J., LIANG, W., YANG, Y., & LIU, Y. Spatial-temporal patterns of water use efficiency and climate controls in China's Loess Plateau during 2000–2010. **Science of the Total Environment**, v. 565, p. 105-122, 2016.

ZHANG, Z. Z. et al. Influence of the decoupling degree on the estimation of canopy stomatal conductance for two broadleaf tree species. **Agricultural and forest meteorology**, v. 221, p. 230-241, 2016.

ZHAO, Xiaosong; LIU, Yuanbo. Phase transition of surface energy exchange in China's largest freshwater lake. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 244, p. 98-110, 2017.

ZHENG, Han et al. Revegetation has increased ecosystem water-use efficiency during 2000–2014 in the Chinese Loess Plateau: Evidence from satellite data. **Ecological Indicators**, v. 102, p. 507-518, 2019.

ZHOU, S., DUURSMA, R. A., MEDLYN, B. E., KELLY, J. W., & PRENTICE, I. C. How should we model plant responses to drought? An analysis of stomatal and non-

stomatal responses to water stress. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 182, p. 204-214, 2013.

ZHOU, Y.; LI, X. Energy balance closures in diverse ecosystems of an endorheic river basin. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 274, p. 118-131, 2019.

ZHOU, Yanzhao; LI, Xin. Energy balance closures in diverse ecosystems of an endorheic river basin. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 274, p. 118-131, 2019.

ZHU, Xian-Jin et al. Spatial variability of water use efficiency in China's terrestrial ecosystems. **Global and Planetary Change**, v. 129, p. 37-44, 2015.

ZOU, J., DING, J., WELP, M., HUANG, S., & LIU, B. Using MODIS data to analyse the ecosystem water use efficiency spatial-temporal variations across Central Asia from 2000 to 2014. **Environmental Research**, v. 182, p. 108985, 2020.