

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

**MECANISMOS DE CONTROLE DA
EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM UM GRADIENTE DE
ECOSSISTEMAS TROPICAIS EM MATO GROSSO**

ALTEMAR LOPES PEDREIRA JUNIOR

**PROF. DR. MARCELO SACARDI BIUDES
ORIENTADOR**

**Cuiabá, MT
Março 2021**

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

**MECANISMOS DE CONTROLE DA
EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM UM GRADIENTE DE
ECOSSISTEMAS TROPICAIS EM MATO GROSSO**

ALTEMAR LOPES PEDREIRA JUNIOR

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

**PROF. DR. MARCELO SACARDI BIUDES
ORIENTADOR**

**Cuiabá, MT
Março 2021**

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

P371m Lopes Pedreira Junior, Altemar.
MECANISMOS DE CONTROLE DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM UM
GRADIENTE DE ECOSSISTEMAS TROPICAIS EM MATO GROSSO /
Altemar Lopes Pedreira Junior. -- 2021
xvii, 67 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientador: Marcelo Sacardi Biudes.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de
Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2021.
Inclui bibliografia.

1. razão de Bowen. 2. condutância aerodinâmica. 3. condutância do dossel.
4. coeficiente de cultura. 5. microclima. I. Título.

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: MECANISMOS DE CONTROLE DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM UM GRADIENTE DE ECOSSISTEMAS TROPICAIS EM MATO GROSSO

AUTOR: MESTRANDO ALTEMAR LOPES PEDREIRA JUNIOR

Dissertação defendida e aprovada em **09/03/2021**

COMPOSIÇÃO DA BANCA EXAMINADORA

1. Prof. Dr. Marcelo Sacardi Biudes – Orientador - Instituto de Física – UFMT
2. Profa. Dra. Nadja Gomes Machado – Examinadora Interna Instituto Federal de Mato Grosso - IFMT
3. Prof. Dr. Carlos Alexandre Santos Querino - Examinador Externo - Instituto de Educação, Agricultura e Ambiente (IEAA) – UFAM/Humaitá

Cuiabá-MT, 09/03/2021



Documento assinado eletronicamente por **SERGIO ROBERTO DE PAULO, Coordenador(a) de Programas de Pós-Graduação em Física Ambiental - IF/UFMT**, em 09/03/2021, às 11:01, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Carlos Alexandre Santos Querino, Usuário Externo**, em 09/03/2021, às 11:10, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **MARCELO SACARDI BIUDES, Docente da Universidade Federal de Mato Grosso**, em 09/03/2021, às 11:19, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **NADJA GOMES MACHADO, Usuário Externo**, em 09/03/2021, às 11:21, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



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, informando o código verificador **3311702** e o código CRC **F8B2E0B5**.

Referência: Processo nº 23108.016777/2021-26

SEI nº 3311702

DEDICATÓRIA

Dedico a minha família, de maneira especial a minha mãe Sônia Márcia Merklein de Souza Pedreira e meu pai Altamar Lopes Pedreira, e meus irmãos Henrique Merklein, Jonathan Merklein, Joyce Merklein e Yasmim Merklein.

AGRADECIMENTOS

- Agradeço a Deus pelo que conquistei até o momento;
- Aos meus familiares, principalmente a meu pai Altemar Lopes Pedreira e minha mãe Sônia Marcia Merklein de Souza Pedreira, meus irmãos Henrique Merklein de Souza Pedreira, Jonathan Merklein de Souza Pedreira, Joyce Merklein de Souza Pedreira e Yasmim Merklein de Souza Pedreira. E ao meu tio Alvimar Lopes Pedreira por toda ajuda;
- Ao meu Orientador e Professor Dr. Marcelo Sacardi Biudes, pela dedicação, orientação e paciência durante o mestrado;
- A Profa. Dra. Nadja Gomes Machado, por toda ajuda e dedicação durante o mestrado;
- Aos docentes do Programa de Pós-graduação em Física Ambiental (PPGFA) pelos ensinamentos e contribuições;
- Aos técnicos do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental (PPGFA), pela dedicação e amizade durante o mestrado;
- Aos membros do Grupo de Pesquisa em Interação Biosfera Atmosfera (GPIBA);
- Aos meus amigos Luiz Octávio, Nívio Lotufo, Jonas Rambo, Israel Ivo, Vagner Pavão, Elio Santos, Professor Armando, Juliana Lotufo, Nivalda e Bárbara, por todo o apoio e amizade;
- A Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) pela bolsa de mestrado, processo número 130287/2019-9;
- A banca examinadora desta Dissertação.

EPÍGRAFE

*“E sabemos que todas as coisas contribuem
juntamente para o bem daqueles que amam a
Deus, daqueles que são chamados por seu
decreto.” (Bíblia Sagrada)*

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	iii
AGRADECIMENTOS.....	iv
EPÍGRAFE.....	v
SUMÁRIO	vi
LISTA DE FIGURAS.....	viii
LISTA DE TABELAS.....	x
LISTA DE SÍMBOLOS.....	xii
RESUMO	xiv
ABSTRACT	xv
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. PROBLEMÁTICA	1
1.2. JUSTIFICATIVA	2
1.3. OBJETIVOS.....	3
1.3.1 Objetivo Geral.....	3
1.3.2. Objetivos Específicos	3
1.4. HIPÓTESE	3
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.1. ECOSSISTEMAS TROPICAIS.....	4
2.2. EVAPOTRANSPIRAÇÃO.....	5
2.3. ESTIMATIVAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO	7
2.4. COEFICIENTE DE CULTURA	8
2.5. MECANISMOS DE CONTROLE DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO	9
3. MATERIAL E MÉTODOS	12
3.1. ÁREA DE ESTUDO	12
3.2. DADOS MICROMETEOROLÓGICOS	14
3.3. ESTIMATIVAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL E EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA.....	15
3.4. COEFICIENTE DE CULTURA	17
3.5. CONDUTÂNCIA DO DOSSEL, CONDUTÂNCIA AERODINÂMICA E FATOR DE DESACOPLAMENTO.....	18
3.6. ANÁLISE DOS DADOS.....	19

4. RESULTADOS	20
4.1. VARIÁVEIS MICROMETEOROLÓGICAS.....	20
4.2. PADRÕES DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL, EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA, COEFICIENTE DE CULTURA, CONDUTÂNCIA AERODINÂMICA, CONDUTÂNCIA DO DOSSEL E FATOR DE DESACOPLAMENTO	22
4.3. RELAÇÃO ENTRE A PRECIPITAÇÃO, CONTEÚDO VOLUMÉTRICO DE ÁGUA NO SOLO, TEMPERATURA DO AR, RADIAÇÃO SOLAR, DÉFICIT DE PRESSÃO DE VAPOR ATMOSFÉRICO, EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL, EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA, COEFICIENTE DE CULTURA, CONDUTÂNCIA AERODINÂMICA, CONDUTÂNCIA DO DOSSEL E FATOR DE DESACOPLAMENTO	25
5. DISCUSSÕES	30
5.1. VARIÁVEIS MICROMETEOROLÓGICAS.....	30
5.2. EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL, EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA, COEFICIENTE DE CULTURA, CONDUTÂNCIA AERODINÂMICA, CONDUTÂNCIA DO DOSSEL E FATOR DE DESACOPLAMENTO	31
6. CONCLUSÃO.....	35
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	36

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – Representação do processo de evapotranspiração. As setas de cor verde indicam o processo de transpiração das plantas e as setas de cor laranja indicam o processo de evaporação da água. 6

FIGURA 2 – Representação das condições de transferência vertical de vapor de água através da resistência aerodinâmica e da resistência da superfície.....10

FIGURA 3 - Localização da floresta de transição Amazônia-Cerrado (Sinop - SIN), uma área de Pastagem (Fazenda Miranda - FMI) e áreas de várzea de floresta monodominante de Cambará (Cambarazal - CAM) e arbustos (Baía das Pedras - BPE) no Pantanal no estado de Mato Grosso, Centro-Oeste do Brasil.....12

FIGURA 4 - Variabilidade média mensal da Precipitação (Ppt; mm month⁻¹), Conteúdo Volumétrico de Água no Solo (CAS; m³ m⁻³), Radiação solar global (Rg; W m⁻²), Temperatura do ar (Tar; °C) e Déficit de Pressão de Vapor Atmosférico (DPV; Kpa) em uma floresta de transição Amazônia-Cerrado (Sinop - SIN), uma área de Pastagem (Fazenda Miranda - FMI) e áreas de várzea de floresta monodominante de Cambará (Cambarazal - CAM) e arbustos (Baía das Pedras - BPE) no Pantanal no estado de Mato Grosso, Brasil. As áreas sombreadas representam a estação seca para SIN e FMI (maio a setembro), e BPE e CAM (abril a setembro). As barras de erro representam o intervalo de confiança de $\pm 95\%$ das medidas obtidas por bootstrapping de 1000 iterações das reamostragens aleatórias com substituição.22

FIGURA 5 - Estimativas médias de Evapotranspiração real (ETa; mm dia⁻¹), Evapotranspiração de referência (ET₀; mm dia⁻¹), coeficiente de cultura (Kc), condutância aerodinâmica (Ga; m s⁻¹), condutância do dossel (Gc; m s⁻¹) e fator de desacoplamento (Ω) em uma floresta de transição Amazônia-Cerrado (Sinop - SIN), uma área de Pastagem (Fazenda Miranda - FMI) e áreas de várzea de floresta monodominante de Cambará (Cambarazal - CAM) e arbustos (Baía das Pedras - BPE) no Pantanal no estado de Mato Grosso, Brasil. As áreas sombreadas representam a

estação seca para SIN e FMI (maio a setembro), e BPE e CAM (abril a setembro). As barras de erro representam o intervalo de confiança de $\pm 95\%$ das medidas obtidas por bootstrapping de 1000 iterações das reamostragens aleatórias com substituição.25

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - Período de dados disponíveis para a floresta de transição Amazônia-Cerrado (Sinop - SIN), uma área de Pastagem (Fazenda Miranda - FMI) e áreas de várzea de floresta monodominante de Cambará (Cambarazal - CAM) e arbustos (Baía das Pedras - BPE) no Pantanal no estado de Mato Grosso, Brasil.14

TABELA 2 - Descrição dos equipamentos utilizados para medir Radiação solar global (Rg), saldo de radiação (Rn), temperatura do ar (Tar), Umidade Relativa (UR), fluxo de calor do solo (G), Conteúdo Volumétrico de Água no Solo (CAS), velocidade do vento (u) e a altura em que cada sensor foi instalado nas torres de fluxo em uma floresta de transição Amazônia-Cerrado (Sinop - SIN), uma área de Pastagem (Fazenda Miranda - FMI) e áreas de várzea de floresta monodominante de Cambará (Cambarazal - CAM) e arbustos (Baía das Pedras - BPE) no Pantanal no estado de Mato Grosso, Brasil.15

TABELA 3 - Médias anuais e sazonais (intervalo de confiança de $\pm 95\%$) de Precipitação (Ppt; mm), Conteúdo Volumétrico de Água no Solo (CAS; $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), Radiação solar global (Rg; W m^{-2}), Temperatura do ar (Tar; $^{\circ}\text{C}$) e Déficit de Pressão de Vapor Atmosférico (DPV; Kpa) em uma floresta de transição Amazônia-Cerrado (Sinop - SIN), uma área de Pastagem (Fazenda Miranda - FMI) e áreas de várzea de floresta monodominante de Cambará (Cambarazal - CAM) e arbustos (Baía das Pedras - BPE) no Pantanal no estado de Mato Grosso, Brasil.21

TABELA 4 - Médias anuais e sazonais (intervalo de confiança de $\pm 95\%$) de Evapotranspiração real (ETa; mm dia-1), Evapotranspiração de referência (ET0; mm dia-1), coeficiente de cultura (Kc), condutância aerodinâmica (Ga; m s^{-1}), condutância do dossel (Gc; m s^{-1}) e fator de desacoplamento (Ω) em uma floresta de transição Amazônia-Cerrado (Sinop - SIN), uma área de Pastagem (Fazenda Miranda - FMI) e áreas de várzea de floresta monodominante de Cambará (Cambarazal - CAM) e arbustos (Baía das Pedras - BPE) no Pantanal no estado de Mato Grosso, Brasil.24

TABELA 5 - Coeficientes de correlação de Spearman entre a Precipitação (Ppt), Conteúdo Volumétrico de Água no Solo (CAS), Temperatura do ar (Tar), Radiação solar (Rg) e Déficit de Pressão de Vapor atmosférico (DPV), Evapotranspiração real (ET_a), Evapotranspiração de referência (ET₀), coeficiente de cultura (Kc), condutância aerodinâmica (Ga), condutância do dossel (Gc) e Fator de Desacoplamento (Ω) em uma floresta de transição Amazônia-Cerrado (Sinop - SIN), uma área de Pastagem (Fazenda Miranda - FMI) e áreas de várzea de floresta monodominante de Cambará (Cambarazal - CAM) e arbustos (Baía das Pedras - BPE) no Pantanal no estado de Mato Grosso, Brasil. (*) P-valor < 0,05; (**) P-valor < 0,01; (***) P-valor < 0,001.

.....28

LISTA DE SÍMBOLOS

AB	Alta da Bolívia
BPE	Baía das Pedras
BREB	Balanco de Energia da Razão Bowen
CAM	Cambarazal
CAS	Conteúdo de Água no Solo
C_p	Calor específico
DPV	Déficit Pressão de Vapor
e_a	Pressão atual de vapor
e_s	Pressão de vapor saturada
ET₀	Evapotranspiração de referência
ET_a	Evapotranspiração real
FAO	Food and Agriculture Organization
FMI	Fazenda Miranda
G	Fluxo de calor do solo
G_a	Condutância do aerodinâmica
g_a	Resistência aerodinâmica
G_c	Condutância do dossel
g_c	Resistência do dossel
IAF	Índice de Área Foliar
K_c	Coeficiente de cultura
LE	Fluxo de calor latente
PM	Penman-Monteith
P_{pt}	Precipitação
R_g	Radiação solar global
R_n	Saldo de radiação
RPPN	Reserva Particular do Patrimônio
s	Tangente à curva de pressão de saturação de vapor
SIN	Sinop
T_{ar}	Temperatura do ar
TRMM	Tropical Rainfall Measurement Mission

u	Velocidade do vento
UR	Umidade Relativa
ZACS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ΔS	Armazenamento de calor no espaço de ar do dossel e biomassa
β	Razão de Bowen
γ	Constante psicrométrica
λ	Calor latente de vaporização
ρ	Densidade do ar seco
Δe	Diferença de pressão
ΔT	Diferença de temperatura
Ω	Fator de desacoplamento

RESUMO

PEDREIRA JUNIOR, A. L. **MECANISMOS DE CONTROLE DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM UM GRADIENTE DE ECOSISTEMAS TROPICAIS EM MATO GROSSO**. Cuiabá, 2021, 67f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) - Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

Mato Grosso apresenta uma complexa variabilidade de ecossistemas distintos que desempenham um papel fundamental na transferência de água da superfície terrestre para a atmosfera, o qual destaca-se o processo de evapotranspiração. O objetivo deste estudo foi avaliar a evapotranspiração e os mecanismos que a controlam em um gradiente de ecossistemas tropicais em Mato Grosso. O estudo foi realizado em quatro sítios experimentais (Sinop, Fazenda Miranda, Baía das Pedras e Cambarazal), os quais estão distribuídos no sentido Norte-Sul do estado. As medições de campo foram realizadas por sensores instalados em torres de fluxos em cada sítio experimental entre 2003 e 2015. Os dados foram analisados em médias mensais, anuais e em intervalos sazonais. A evapotranspiração real, o coeficiente de cultura, a condutância aerodinâmica e do dossel em escala mensal, anual e sazonal foram maiores no Cambarazal. A evapotranspiração de referência em escala mensal, anual e sazonal foi maior em Baía das Pedras, com exceção da estação seca em que a evapotranspiração de referência foi maior em Fazenda Miranda. A temperatura do ar, radiação global e o déficit de pressão de vapor foram as variáveis climáticas que apresentaram maior influência e efeito direto sobre a evapotranspiração em todos os sítios experimentais. O fator de desacoplamento em escala mensal, anual e sazonal apresentou comportamento semelhante entre todos os sítios experimentais, indicando que o controle exercido pela disponibilidade de energia é maior durante a estação chuvosa. Os fatores fisiológicos desempenham um papel mais importante durante a estação seca. Portanto, a evapotranspiração apresentou variações anuais, sazonais e mensais consistentes. Assim, é verdadeira a hipótese de que existe um gradiente da evapotranspiração no estado de Mato Grosso e é influenciada pelas variáveis atmosféricas e fisiológicas.

Palavras-chave: razão de Bowen, condutância aerodinâmica, condutância do dossel, coeficiente de cultura, microclima.

ABSTRACT

PEDREIRA JUNIOR, A. L. **EVAPOTRANSPIRATION CONTROL MECHANISMS IN A GRADIENT OF TROPICAL ECOSYSTEMS IN MATO GROSSO.** Cuiabá, 2021, 67f. Dissertation (Master's Degree in Environmental Physics) – Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso.

Mato Grosso presents a complex variability of distinct ecosystems that play a fundamental role in the terrestrial surface water transfer to the atmosphere, which stands out for the evapotranspiration process. The objective of the study was to evaluate evapotranspiration and the mechanisms that control it in a gradient of tropical ecosystems in Mato Grosso. The study was carried out in four experimental sites (Sinop, Fazenda Miranda, Baía das Pedras and Cambarazal), which are distributed in the North-South direction of the state. Field surveys were carried out by sensors installed in flow towers at each experimental site between 2003 and 2015. Data were obtained on monthly, annual and seasonal intervals. Actual evapotranspiration, crop coefficient, aerodynamic and canopy conductance on a monthly, annual and seasonal scale were higher in Cambarazal. Reference evapotranspiration on a monthly, annual and seasonal scale was higher in Baía das Pedras, except for the dry season when reference evapotranspiration was higher at Fazenda Miranda. The air temperature, global radiation and the Steam Pressure Deficit were the climatic variables that had the greatest influence and direct effect on evapotranspiration in all experimental sites. The decoupling factor on a monthly, annual and seasonal scale shows a similar behavior among all experimental sites, indicating that the control exercised by the availability of energy is greater during the rainy season. Physiological factors play a more important role during the dry season. Therefore, evapotranspiration showed consistent annual, seasonal and monthly variations. Thus, the hypothesis that there is a gradient of evapotranspiration in the state of Mato Grosso is true and is influenced by atmospheric and physiological variables.

Keywords: Bowen ratio, aerodynamic conductance, canopy conductance, crop coefficient, microclimate.

1. INTRODUÇÃO

1.1. PROBLEMÁTICA

Mato Grosso destaca-se entre os estados brasileiros por sua grande extensão territorial, a qual abrange o Cerrado brasileiro, a Floresta Tropical Úmida (Amazônia) e a planície do Pantanal, que estão dispostos ao longo de um gradiente climático que varia no espaço e no tempo (BIUDES et al., 2015). Além disso, dentro desses ecossistemas regionais existem diferentes formas de relevo e fisionomia devido diversas particularidades, como tipo de solo, fertilidade e exposição a inundações sazonais (BIUDES et al., 2015). Dessa forma, esses ecossistemas tropicais desempenham um papel fundamental no sistema climático regional e global, regulando a quantidade de calor e água que entra na atmosfera (TANG et al., 2019). No entanto, esses ecossistemas sofreram uma das maiores taxas de desmatamento do país nas últimas décadas (INPE, 2020).

O desmatamento pode modificar a circulação e a hidrologia regional e potencialmente global, proporcionando uma diminuição na evapotranspiração (BIUDES et al., 2015; MARENGO e SOUZA JUNIOR, 2018). Por sua vez, um declínio nas taxas de evapotranspiração favorece o aumento da temperatura da superfície, que atua no aumento de calor sensível (BIUDES et al., 2015). Em função disso, a evapotranspiração destaca-se dentre os processos primários de transferência de água da superfície terrestre para a atmosfera, a qual é considerada um dos componentes mais importantes do ciclo hidrológico (ZHENG et al., 2019). A evapotranspiração é o fenômeno que ocorre simultaneamente e dinamicamente entre a evaporação da água do solo e da transpiração vegetal, sendo controlada por variáveis atmosféricas e fisiológicas, que regulam a evapotranspiração por meio de características como a atividade dos estômatos e a rugosidade do dossel (SANCHES et al., 2015; SAADI et al., 2018; MUTTI et al., 2019).

A capacidade da superfície em transmitir água no aspecto solo-vegetação-atmosfera é realizada pela condutância, a qual inclui principalmente a condutância do dossel e a condutância aerodinâmica (SHAN et al., 2017). A condutância aerodinâmica representa a capacidade de conduzir fluxo de ar acima da superfície vegetativa, enquanto a condutância do dossel é o fluxo do vapor de água de uma superfície evaporante (estômato vegetal e solo) (FRAGA et al., 2015).

Em geral, esses estudos são concentrados na evapotranspiração real (ET_a) e na evapotranspiração de referência (ET_0). A ET_a é definida como a quantidade de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, nas condições reais de fatores atmosféricos e umidade do solo (PARK et al., 2017). Por outro lado, a ET_0 simula a evaporação de uma superfície cultivada por uma grama hipotética com altura de 0,12 m, resistência superficial de 70 s m^{-1} e um albedo de 0,23 (ALLEN et al. 1998).

A variabilidade da evapotranspiração em um gradiente de ecossistemas pode ser determinada por medidas diretas ou indiretas (OBIOMA et al., 2015; KHAND et al., 2017). Dentre as medidas diretas, os lisímetros são considerados padrão para determinar a evapotranspiração devido sua maior precisão (OBIOMA et al., 2015). No entanto, os métodos diretos envolvem custos de implementação e manutenção de equipamentos (VALLE JÚNIOR et al., 2020). Já os métodos indiretos empregam dados meteorológicos que são baseados em observações e análises estatísticas, os quais possuem boa aplicabilidade e são comumente empregados dependendo da região (SÖRENSSON e RUSCICA, 2018). Vários métodos têm sido propostos para estimar a ET_a e a ET_0 , como é o caso do Balanço de Energia da Razão Bowen (BREB) e o modelo de Penman-Monteith (FAO-56 PM) (ZHANG et al., 2020).

O BREB obtém a taxa de ET_a independentemente das condições climáticas e é baseado em gradientes de temperatura e pressão de vapor. No entanto, qualquer imprecisão nos sensores de medida influenciará diretamente em todos os fluxos de calor (SHI et al., 2008). Esse método não é eficiente quando os valores da taxa de Bowen são próximos de -1, isso ocorre quando os fluxos de calor latente e sensível apresentam magnitude igual, mas em direções opostas (SHI et al., 2008). Já o método Penman-Monteith (PM) é o recomendado pela Food and Agriculture Organization (FAO) para estimar da ET_0 (ALLEN et al., 1998). Apesar desse método ter ótima precisão, ser bem eficiente em várias condições climáticas e em diversos locais, não pode ser usado em muitos casos, uma vez que requer muitos dados meteorológicos medidos (APARECIDO et al., 2020; VALLE JÚNIOR et al., 2020).

1.2. JUSTIFICATIVA

As altas variações naturais e antropogênicas no tipo de cobertura da terra e clima em Mato Grosso desperta a necessidade de entender como a evapotranspiração

é controlada em superfícies vegetadas, uma vez que os processos de evapotranspiração combinam elementos da vegetação e clima regional por meio de seu papel na partição da energia radiativa em calor e no fornecimento de umidade da superfície para a atmosfera. Dessa forma, as alterações da evapotranspiração vegetal são indicativos de alterações dos mecanismos inerentes ao ciclo da água e ao balanço de energia.

A compreensão dos mecanismos que controlam a evapotranspiração se torna necessária para avaliar as demandas de água dos ecossistemas. Além disso, a análise da transpiração do dossel seco, medida por sensores instalados em torres de fluxo em diferentes superfícies vegetadas, fornecem informações de grande importância sobre o comportamento da superfície e a sua influência nos fluxos de vapor de água. Nesse sentido, esse trabalho se justifica pela necessidade de compreender as diferenças nos padrões da evapotranspiração em diferentes tipos de cobertura do solo, disponibilidade de água e radiação líquida, a fim de gerar informações suficientes para uma melhor compreensão dos mecanismos que controlam a evapotranspiração em um gradiente de ecossistemas tropicais.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo Geral

Avaliar a evapotranspiração e os mecanismos que a controlam em um gradiente de ecossistemas tropicais em Mato Grosso.

1.3.2. Objetivos Específicos

- Investigar os padrões mensais, anuais e sazonais da evapotranspiração real e da evapotranspiração de referência;
- Analisar o comportamento e a influência das variáveis micrometeorológicas e fisiológicas sobre a evapotranspiração.

1.4. HIPÓTESE

Existe um gradiente da evapotranspiração no estado de Mato Grosso e a evapotranspiração é influenciada pelas variáveis atmosféricas e fisiológicas.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. ECOSSISTEMAS TROPICAIS

Os ecossistemas tropicais apresentam extrema importância para o funcionamento do clima global e os ciclos biogeoquímicos, em razão dos processos de troca de energia, água, carbono e nutrientes com a atmosfera (GÜTLEIN et al., 2018). Além disso, esses ecossistemas tropicais representam uma das maiores fontes de evapotranspiração e exercem um papel fundamental na dinâmica climática global e nos processos de produtividade primária (BARLOW et al., 2018). O estado de Mato Grosso devido sua grande dimensão é composto por três biomas de grande relevância ambiental, socioeconômica e demográfica (BARLOW et al., 2018; SILVA OLIVEIRA et al., 2018). Dentre esses biomas, a região Amazônica está localizada no norte do estado, enquanto o Cerrado mais ao centro e o Pantanal mais ao sul.

A Amazônia é considerada a maior aérea contínua de floresta tropical úmida do mundo, a qual ocupa aproximadamente 49,3% do território brasileiro e 4 milhões de km² do planeta (SILVA JUNIOR et al., 2019). Além de ter grande importância na manutenção do clima regional, a floresta amazônica tem grande influência na climatologia do país (PAULINO JUNIOR et al., 2017). A floresta amazônica pode ser considerada uma fonte de água para outras regiões, pois uma quantidade significativa de vapor d'água da Amazônia é conduzida para o Sudeste, Centro-oeste e Sul do Brasil através de jatos de baixa altitude (PAULINO JUNIOR et al., 2017).

O bioma amazônico faz fronteira com o Cerrado, a maior savana da América do Sul, o qual é composto por uma mistura de arbustos, gramíneas e florestas, ocupando aproximadamente 24% da área do país (RODRIGUES et al., 2014; GARCIA et al., 2017; VALLE JÚNIOR et al., 2020). No Cerrado e na Amazônia concentram-se as principais atividades econômicas do estado de Mato Grosso (LATHUILLIÈRE et al., 2017). Inicialmente, essas atividades foram difundidas no Cerrado, no entanto, atualmente já ocupam uma porção significativa da região amazônica no estado mato-grossense (LATHUILLIÈRE et al., 2017). A área de fronteira entre os dois biomas é chamada de transição Cerrado-Amazônia e se estende por aproximadamente 6240 km (SILVA JUNIOR et al., 2019).

Já o Pantanal está localizado entre os biomas da Amazônia e Cerrado, o qual destaca-se pela ampla biodiversidade e por ser considerado a maior planície alagável

do mundo (OLIVEIRA APARECIDO et al., 2020). Essas áreas úmidas estão sujeitas a um pulso de inundação, o qual é determinado pelo nível de água de planícies adjacentes (NUNES DA CUNHA e JUNK, 2015; BARBOSA DA SILVA et al., 2020). Sendo a sazonalidade da precipitação a principal causa dessa inundação, o que resulta em habitats distintos, tanto para a fauna quanto para a flora (BARBOSA DA SILVA et al., 2020).

Embora as áreas do Pantanal passem grande parte do ano inundadas (estação chuvosa), a água pode não estar presente durante a estação seca, quando podem ocorrer incêndios (NUNES DA CUNHA e JUNK, 2015). No passado, a maior parte da área que o Pantanal ocupa hoje provavelmente fazia parte das pastagens tropicais brasileiras (Cerrado) (BARBOSA DA SILVA et al., 2020). Atualmente, maior parte do Pantanal é utilizada para a pecuária, a qual foi introduzida por colonizadores europeus no século XVIII (BARBOSA DA SILVA et al., 2020).

Ao comparar uma área de pastagem com uma de floresta, verifica-se que a pastagem está mais suscetível ao estresse hídrico e as variações sazonais no particionamento do saldo de energia, principalmente nos meses com menores volumes de precipitação (MARQUES et al., 2020). Assim, essas transformações ocorridas no estado podem influenciar na magnitude dos fluxos de superfície, os quais tem grande importância na disponibilidade de água e energia na atmosfera.

2.2. EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A evapotranspiração é a soma dos processos físicos de evaporação e transpiração (FILHO et al., 2015) (FIGURA 1). A evaporação é definida pela conversão de água líquida diretamente das superfícies dos corpos d'água e solos em vapor d'água, enquanto a transpiração ocorre pelo fluxo de água líquida pelas raízes dos vegetais e sua subsequente liberação como vapor de água por meio principalmente dos estômatos das folhas para a atmosfera (WALLS et al., 2020).

A evapotranspiração é um dos componentes mais importantes do ciclo hidrológico, balanço de energia e balanço hídrico da superfície terrestre, sendo responsável por mais de 60% da precipitação anual global (ZHANG et al., 2020). Além disso, tem grande importância na modelagem e previsão de complexos processos hidrológicos, atmosféricos e agrícolas (MO et al., 2015).

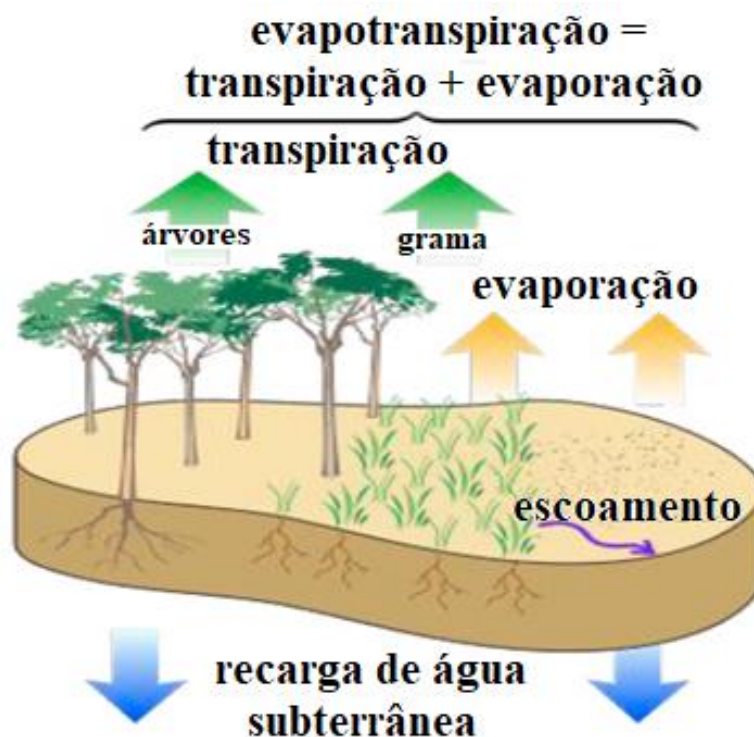


FIGURA 1 – Representação do processo de evapotranspiração. As setas de cor verde indicam o processo de transpiração das plantas e as setas de cor laranja indicam o processo de evaporação da água.

FONTE: Adaptado de Buttar et al. (2018).

Normalmente a evapotranspiração é estimada diretamente, em razão da dificuldade de se estimar separadamente os processos de evaporação e a transpiração (JESUS et al., 2014). Além disso, a maioria dos estudos são concentrados na Evapotranspiração real (ET_a) e na Evapotranspiração de referência (ET_0). A ET_a é definida pela perda de água que realmente ocorre nas condições naturais (atmosférica e de umidade do solo), considerando a vegetação existente (SILVA et al., 2019). Por outro lado, a ET_0 é uma variável essencial na realização de estudos climatológicos e hidrológicos. A ET_0 é definida como a evapotranspiração de uma cultura de referência definida como uma cultura hipotética de 0,12 m de altura, um albedo de 0,23 e resistência superficial de 70 s m^{-1} (JERSZURKI et al., 2019; VALLE JÚNIOR et al., 2020). Vale ressaltar que essa superfície deve ser de grama verde com altura uniforme, crescendo ativamente e sem restrição hídrica (JERSZURKI et al., 2019).

2.3. ESTIMATIVAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A evapotranspiração é uma das variáveis hidrológicas mais complexas de se estimar, no entanto, a quantificação da evapotranspiração é essencial para a gestão eficiente dos recursos hídricos (CORBARI et al., 2017). Existem diversos métodos destinados à medição da evapotranspiração (diretos e indiretos). Os métodos diretos consistem em medidas in situ realizadas através de lisímetros (VIEIRA et al., 2016). Por outro lado, os métodos indiretos se baseiam em estimativas, através de dados meteorológicos, os quais podem envolver medições de fluxos verticais pertinentes (VIEIRA et al., 2016).

Vários estudos baseados em torres de fluxo já foram executados, tais como CAMREX (Carbon in the Amazon River Experiment), ABRACOS (Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observations Study), RBLE (Rondônia Boundary Layer Experiment), ARME (Amazonian Research Micrometeorological Experiment) e ABLE2A e ABLE2B (Atmospheric Boundary Layer Experiments) (HARRIS 2008; PACA et al., 2019). Posteriormente, esses estudos culminaram no Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in the Amazon (LBA) (PACA et al., 2019). Atualmente o banco de dados do LBA é um dos 12 pertencentes ao Sistema de Informação e Dados do Sistema de Observação da Terra (EOSDIS).

Em geral, o método de covariância de vórtices turbulentos (Eddy Covariance) é uma das técnicas de medição mais utilizada para estimar a evapotranspiração (DENAGER et al., 2020). No entanto, essa técnica também apresenta uma série de incertezas decorrentes de suposições insatisfeitas e a natureza caótica da turbulência, o que resulta em discrepância entre a energia disponível e os fluxos de calor (MAUDER et al., 2018).

Assim, o Balanço de Energia da Razão de Bowen (BREB) juntamente com o método Penman-Monteith (PM FAO 56) surgem como alternativa para estimar a evapotranspiração com precisão (VALLE JÚNIOR et al., 2020). O BREB é um método indireto que permite estimar o fluxo de calor e vapor d'água de uma superfície para a atmosfera, e é definido pela razão entre o fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor latente (LE) (BOWEN, 1926; SILVA FILHO et al., 2019). O BREB é frequentemente utilizado devido não utilizar informações das características

aerodinâmicas da superfície de interesse, facilidade de uso, alta precisão e por realizar medições em pequenas escalas de tempo (SOUZA et al., 2021).

Por outro lado, uma desvantagem do BREB é a necessidade de medidas contínuas de gradientes de temperatura e umidade do ar, balanço de radiação e fluxo de calor no solo, que são necessários para estimar a evapotranspiração (SILVA et al. 2016; SOUZA et al., 2021). Além disso, essas medidas são limitadas entre o nascer e o pôr do sol, devido à baixa variabilidade nos gradientes de temperatura e umidade do ar (SOUZA et al. 2018; SOUZA et al., 2021).

O método Penman-Monteith (FAO-56 PM) é baseado em parâmetros físicos dos processos de evaporação e transpiração (WALLS et al., 2020). A Organização das Nações Unidas para a Alimentação e a Agricultura (FAO) propôs que o método Penman-Monteith (FAO-56 PM) seria o padrão para estimar a evapotranspiração de referência (ET_0), o qual incorpora aspectos termodinâmicos, aerodinâmicos e que assume uma superfície padrão (CUNHA et al., 2017). Dessa forma, a equação incorpora dados de radiação, temperatura do ar, umidade do ar e velocidade do vento, os quais devem ser medidos a 2 metros de altura, sobre uma superfície sem restrição hídrica, com grama e representando uma extensão de pelo menos 100 metros com vegetação igual ou semelhante (ALLEN et al., 1998).

Esses procedimentos para estimar a ET_0 por meio da equação de Penman-Monteith (FAO-56 PM) são apresentados detalhadamente por Allen et al. (1998). Este método apresenta vantagens, como a sua relativa precisão e consistência em uma variedade de condições climáticas. No entanto, necessita de um número relativamente grande de variáveis meteorológicas de entrada, por esse motivo destaca-se que a avaliação, o controle e representatividade da qualidade dos dados meteorológicos é essencial (WALLS et al., 2020).

2.4. COEFICIENTE DE CULTURA

O coeficiente de cultura (K_c) é um parâmetro utilizado para estimar o consumo de água pelas plantas (SILVA et al., 2017). O K_c é definido como a razão entre ET_a e a ET_0 , o qual é essencial na caracterização das condições locais, na dinâmica do fluxo de água e para determinar as necessidades de água de uma cultura (NUMATA et al., 2017). Além disso, esse coeficiente também visa manter a quantidade de água dentro

do nível de capacidade de absorção e utilização pelo sistema radicular da planta (SILVA et al., 2017).

Valores de K_c para diversos tipos culturas foram publicados em várias literaturas (PEREIRA et al., 2021). No entanto, essas estimativas podem ser subestimadas ou superestimadas em razão das diferentes condições climáticas locais (LOZANO et al., 2017). Essa é uma grande desvantagem em estimar o K_c , devido incertezas e a necessidade de calibração quando aplicados para diferentes condições climáticas (VENANCIO et al., 2019). Os valores de K_c variam de acordo com a umidade da superfície do solo, principalmente quando há pouca cobertura vegetal (ALLEN et al., 2005). Em condições de solo descoberto, o K_c apresenta valores altos quando o solo está úmido, enquanto diminui continuamente à medida que o solo seca (ALLEN et al., 2005).

O K_c tem sido amplamente utilizado em culturas agronômicas, mas não foi amplamente verificado para ecossistemas naturais (vegetações perenes) (CORBARI et al., 2017). Embora, um estudo realizado em Rondônia, avaliou os valores de K_c e foi relatado que houve estresse hídrico durante o período seco nas áreas de floresta e pastagem (NUMATA et al., 2017). Silva et al. (2018) encontraram valores de K_c entre 0,56 e 0,81 para pastagem. Por outro lado, não foram encontrados estudos para a região do Pantanal.

2.5. MECANISMOS DE CONTROLE DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Entender como os processos de interação entre a vegetação e a atmosfera ocorrem é de suma importância, pois a evapotranspiração é influenciada principalmente por variáveis meteorológicas (radiação líquida, temperatura, umidade do ar e vento) (SHEIL, 2018; TIRIVAROMBO et al., 2018). Contudo, além das variáveis meteorológicas, as características da vegetação e seus fatores biológicos também influenciam na evapotranspiração (FRAGA et al., 2015).

A dificuldade imposta pela superfície à transferência vertical de vapor de água do dossel e do solo são denominadas de resistência da superfície (GASSMANN et al., 2019) (FIGURA 2). Em contraste, a capacidade da superfície em transferir vapor de água para a atmosfera é denominada como condutância da superfície e do dossel (GASSMANN et al., 2019). Por outro lado, a capacidade de transferir calor e vapor de

água da superfície de evaporação para a atmosfera imediatamente acima do dossel é denominada a condutância aerodinâmica (GASSMANN et al., 2019). Em contraste, a dificuldade para a realização desse processo é denominada de resistência aerodinâmica (GASSMANN et al., 2019) (FIGURA 2).

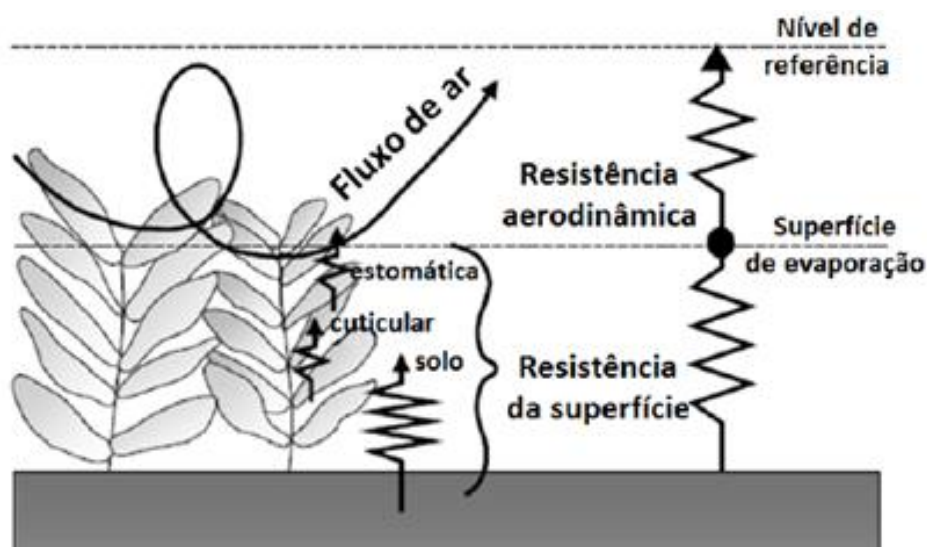


FIGURA 2 – Representação das condições de transferência vertical de vapor de água através da resistência aerodinâmica e da resistência da superfície.

FONTE: Adaptado de Allen et al. (1998).

A variabilidade desses parâmetros pode ser influenciada a partir da assimilação de CO₂, radiação solar, temperatura do ar, déficit de pressão de vapor, turbulência na atmosfera próxima à superfície, índice de área foliar e a umidade do solo (GASSMANN et al., 2019). Embora, essa transferência de vapor de água do dossel é condicionada principalmente pela velocidade do vento ou pela influência indireta da condutância aerodinâmica (MARQUES et al., 2020). Quanto maior a velocidade do vento maior será as taxas de evapotranspiração, em razão do aumento da condutância aerodinâmica (MARQUES et al., 2020). No entanto, a condutância dos estômatos é influenciada principalmente pelas variáveis que atuam sobre a evaporação (Radiação global e Déficit de Pressão de Vapor) (MARQUES et al., 2020).

A razão entre as condutâncias aerodinâmica (G_a) e do dossel (G_c) proporcionou o desenvolvimento do fator de desacoplamento (Ω) (MCNAUGHTON e JARVIS,

1983). Esse fator é um indicativo da interação entre a superfície e a atmosfera nos processos de evapotranspiração (MARIN et al., 2016). Quando Ω tende a 0, o controle da vegetação sobre a evapotranspiração é maior, indicando mais dependência do déficit de pressão de vapor e a condutância estomática (LIU et al., 2019). No entanto, à medida que Ω tende a 1, as condições externas de disponibilidade energia são determinantes no processo de evapotranspiração, indicando mais dependência do saldo de radiação e a condutância aerodinâmica (LIU et al., 2019).

A análise dos padrões da evapotranspiração em diferentes coberturas é uma boa estratégia para o estudo do clima global e do manejo de recursos hídricos (SUN et al., 2019). Esse conhecimento a respeito dos mecanismos que controlam a evapotranspiração é indispensável para avaliar as estimativas locais, regionais e globais da água (TANG et al., 2019). Dentre os diversos estudos sobre o controle biofísico da evapotranspiração destacam-se os realizados em superfícies com pastagens e em ecossistemas tropicais úmidos (MARQUES et al., 2020).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. ÁREA DE ESTUDO

O estudo foi realizado em quatro sítios experimentais, os quais apresentam diferentes características fitofisionomias, dinâmica hídrica e estão distribuídas no sentido Norte-Sul do estado de Mato Grosso, Centro-Oeste do Brasil (FIGURA 3).

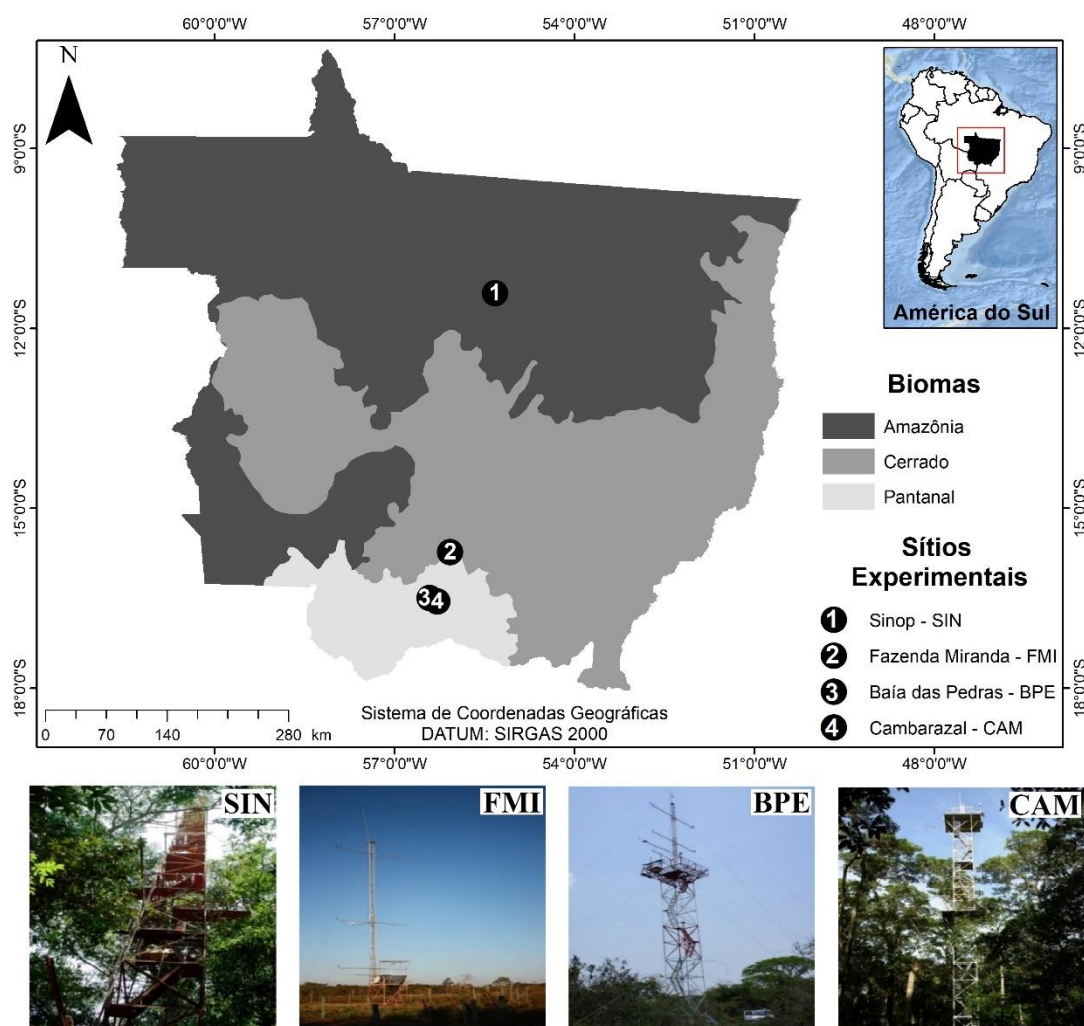


FIGURA 3 - Localização da floresta de transição Amazônia-Cerrado (Sinop - SIN), uma área de Pastagem (Fazenda Miranda - FMI) e áreas de várzea de floresta monodominante de Cambará (Cambarazal - CAM) e arbustos (Baía das Pedras - BPE) no Pantanal no estado de Mato Grosso, Centro-Oeste do Brasil.

O primeiro sítio experimental (Sinop - SIN) é uma floresta de transição Amazônia-Cerrado, que fica distante a aproximadamente 478 km de Cuiabá, capital

do estado de Mato Grosso (11° 24' 44.28'' S e 55° 19' 28.77'' W). A vegetação de SIN é dominada por várias espécies arbóreas, principalmente *Brosimum lactescens*, *Qualea paraensis* e *Tovomita schomburkii*, com altura do dossel entre 25 e 28 m e o Índice de Área Foliar (IAF) varia de 4,8 a 4,2 m² m⁻² durante os períodos chuvoso e seco, respectivamente (BIUDES et al., 2014; VOURLITIS et al., 2014). O clima de SIN é classificado como Am (clima tropical úmido) pela classificação de Köppen, com estação seca bem definida (maio a setembro) (APARECIDO et al., 2020; SABINO et al., 2020). A precipitação da região é de 1974 mm ano⁻¹ e a temperatura média anual varia de 23,0 a 25,8 °C (MARTIM et al., 2020).

O segundo sítio experimental (Fazenda Miranda - FMI) fica no Cerrado mato-grossense, distante aproximadamente 15 km de Cuiabá (15° 43' 53.66'' S e 56° 04' 18.81'' W). A vegetação em FMI é caracterizada por uma mistura de floresta e pastagem, a qual é dominada por gramíneas nativas e não nativas junto com espécies de árvores semidecíduas *Curatella americana* Lineus e *Diospyros hispida* A.DC. (localmente conhecida como campo sujo) (VOURLITIS et al., 2013).

O terceiro sítio experimental (Baía da Pedras - BPE) é uma floresta sazonalmente inundada, que fica distante a aproximadamente 105 km de Cuiabá (16° 29' 53.52'' S e 56° 24' 46.23'' W). A vegetação dominante de BPE é o *Combretum laxum* (localmente conhecido como pombeiro), que é uma árvore/arbusto que cresce em florestas muito densas em todo o Pantanal e possui altura do dossel de aproximadamente 3 metros (SANTOS et al., 2006; MACHADO et al., 2016).

O quarto sítio experimental (Cambarazal - CAM) também é uma floresta sazonalmente inundada, que fica distante a aproximadamente 107 km de Cuiabá, localizado na Reserva Particular do Patrimônio (RPPN) SESC Pantanal (16° 33' 19.11'' S e 56° 17' 11.49'' W). A vegetação dominante de CAM é a *Vochysia divergens* Pohl (Cambará), com altura do dossel que varia entre 28 e 30 m, com um IAF médio de 3,5 m² m⁻² (BIUDES et al., 2014).

A topografia de ambas as áreas experimentais (BPE e CAM) é plana, o que favorece a inundação de água que varia de 1 a 2 m durante o período chuvoso (NUNES DA CUNHA e JUNK, 2004; BIUDES et al., 2015). O clima de FMI, BPE e CAM é classificado como Aw (quente e úmido) pela classificação de Köppen, com estação chuvosa de outubro a abril e seca de maio a setembro (BIUDES et al., 2015; DUARTE

et al., 2019; APARECIDO et al., 2020). A precipitação na região é de 1400 mm ano⁻¹ e a temperatura média anual é de 26,1 °C (DUARTE et al., 2019).

3.2. DADOS MICROMETEOROLÓGICOS

As medições de campo de Radiação solar global (Rg), saldo de radiação (Rn), Temperatura do ar (Tar), Umidade Relativa (UR), fluxo de calor do solo (G), Conteúdo Volumétrico de Água no Solo (CAS) e Velocidade do vento (u) foram realizadas por sensores instalados em torres de fluxos em cada sítio experimental em diferentes períodos entre 2005 e 2015 (TABELA 1).

TABELA 1 - Período de dados disponíveis para a floresta de transição Amazônia-Cerrado (Sinop - SIN), uma área de Pastagem (Fazenda Miranda - FMI) e áreas de várzea de floresta monodominante de Cambará (Cambarazal - CAM) e arbustos (Baía das Pedras - BPE) no Pantanal no estado de Mato Grosso, Brasil.

Áreas	Anos										
	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
SIN					-	-	-	-	-	-	-
FMI	-	-	-	-						-	-
BPE	-	-	-	-	-	-					
CAM	-					-	-	-	-	-	-

Os equipamentos e sensores instalados nas torres de fluxo eram semelhantes em todos os sítios experimentais, assim como, a metodologia utilizada na aquisição dos dados (TABELA 2). Todos os sensores foram calibrados a cada 6 meses utilizando um instrumento novo como referência para manter a qualidade dos dados em todos os sítios experimentais. Os sensores foram conectados a um registrador de dados (CR1000, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, EUA) que fazia a varredura de cada sensor e armazenava a média a cada 30 minutos.

TABELA 2 - Descrição dos equipamentos utilizados para medir Radiação solar global (Rg), saldo de radiação (Rn), temperatura do ar (Tar), Umidade Relativa (UR), fluxo de calor do solo (G), Conteúdo Volumétrico de Água no Solo (CAS), velocidade do vento (u) e a altura em que cada sensor foi instalado nas torres de fluxo em uma floresta de transição Amazônia-Cerrado (Sinop - SIN), uma área de Pastagem (Fazenda Miranda - FMI) e áreas de várzea de floresta monodominante de Cambará (Cambarazal - CAM) e arbustos (Baía das Pedras - BPE) no Pantanal no estado de Mato Grosso, Brasil.

Variáveis	Descrição dos Equipamentos	Altura de Instalação (m)			
		SIN	FMI	BPE	CAM
Rg	LI200X, LI-COR, Lincoln, NE, USA	42	5	20	33
Rn	NRLITE, Kipp & Zonen, Delft, Netherlands	42	5	20	33
Tar	HMP-45AC, Vaisala Inc., Woburn, MA, USA	39	5	22	33
UR		45	18	31	37
G	HFP01, Hukseflux BV, Delft, Netherlands	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01
CAS	CS-615, Campbell Sci., Logan, UT, USA	-0,25	-0,25	-0,25	-0,25
u	014A, Met One Instruments, Inc., Grants Pass, OR, USA	42	5	22	33

Os dados diários de Precipitação (Ppt) de cada sítio experimental foram obtidos a partir das estimativas do produto 3B42 V7 do satélite Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) baixados do Plataforma Giovanni da National Aeronautics and Space Administration (NASA) [(<https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>)].

3.3. ESTIMATIVAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL E EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA

As estimativas de evapotranspiração real (ET_a) foram calculadas utilizando o método da razão de Bowen (BOWEN, 1926). O fluxo de calor latente (LE) médio a cada 30 minutos foi calculado a partir da Equação (1).

$$LE = \frac{R_n - G - \Delta S}{1 + \beta} \quad (1)$$

Onde, LE é o fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), R_n é a radiação líquida ($W m^{-2}$), G é o fluxo de calor do solo ($W m^{-2}$), β é a razão de Bowen (Equação 2) e ΔS é o armazenamento de calor no espaço de ar do dossel e biomassa calculados a partir da parametrização proposta por Moore e Fisch (1986). O ΔS foi calculado a cada 30 min nos sítios experimentais SIN e CAM, no entanto, foi insignificante em FMI e BPE devido à baixa densidade vegetal.

$$\beta = \left(\frac{C_p}{\lambda 0,622} \right) \left(\frac{\Delta T}{\Delta e} \right) \quad (2)$$

Onde, C_p é o calor específico a pressão constante ($1,00467 J g^{-1} K^{-1}$), 0,622 é a razão dos pesos moleculares da água e do ar, λ é o calor latente de vaporização ($J g^{-1}$; Equação 3), e ΔT e Δe são a diferença de temperatura ($^{\circ}C$) e pressão do vapor de água (kPa) entre os dois níveis de medição, respectivamente.

O calor latente de vaporização foi calculado a partir da Equação (3).

$$\lambda = 1.919 \times 10^6 \left(\frac{T_{ar} + 273,16}{(T_{ar} + 273,16) - 33,91} \right)^2 \quad (3)$$

A Evapotranspiração real (ET_a) média a cada 30 minutos (mm) foi calculada a partir da Equação (4). Sendo a ET_a ($mm dia^{-1}$) obtida a partir da soma de 48 valores de ET_a em intervalos médios de 30 minutos.

$$ET_a = \frac{LE}{\lambda} \quad (4)$$

O Déficit Pressão de Vapor (DPV) foi calculado a partir da Equação (5).

$$DPV = e_s - e_a \quad (5)$$

Onde, e_s é a pressão de vapor saturada (kPa), e e_a é a pressão atual de vapor (kPa), os quais foram calculados a partir das Equações (6 e 7), respectivamente.

$$e_s = 0,611 \times 10^{\left[\frac{7,5T_{ar}}{237,3+T_{ar}} \right]} \quad (6)$$

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

Onde, Tar é a temperatura do ar (°C) e UR é a Umidade Relativa (%).

Os critérios de aceitação ou rejeição dos dados coletados pelo método BREB foram baseados nos descritos por Perez et al. (1999) e revisados por Hu et al. (2014). Foi considerado que os gradientes de temperatura entre os termohigrômetros eram suficientes distantes em todos os sítios experimentais e que a distância das torres micrometeorológicas até a borda foi suficientemente grande para não ter efeito de advecção. O método BREB falha quando (1) a resolução do sensor é inadequada para resolver os gradientes em ΔT_{ar} e Δe (UNLAND et al., 1996), (2) condições atmosféricas estáveis causam $\beta \approx -1$, como durante ao amanhecer e ao anoitecer (ORTEGA-FARIAS et al., 1996) (3) as condições mudam abruptamente levando a erros de medição (PEREZ et al., 1999). Utilizando este método de filtragem, valores fisicamente realistas de β podem ser obtidos de forma objetiva e quantitativa, o que limita o viés e erros das estimativas (PEREZ et al., 1999; HU et al., 2014).

A Evapotranspiração de referência diária (ET_0 ; mm dia⁻¹) foi estimada pelo método de Penman-Monteith (FAO 56) (ALLEN et al., 1998). Esse método é baseado em processos físicos e incorpora os parâmetros fisiológicos e aerodinâmicos (Equação 8).

$$ET_0 = \frac{0,408 \times s \times (R_n - G) + \gamma \times \frac{900}{(T_{ar} + 273,15)} \times u_2 \times (e_s - e_a)}{s \times \gamma \times (1 + 0,34 \times u_2)} \quad (8)$$

Onde, s é a tangente à curva de pressão de saturação de vapor no ponto médio entre as temperaturas dos psicrômetros (Kpa °C⁻¹), u_2 é a velocidade do vento a 2 m de altura (m s⁻¹), γ é a constante psicrométrica (kPa °C⁻¹), 900 é a constante relacionada ao tipo de referência e intervalo de tempo de cálculo (adimensional) e 0,34 é a constante relacionada ao tipo de referência e intervalo de tempo de cálculo (adimensional).

3.4. COEFICIENTE DE CULTURA

O Coeficiente de cultura (K_c) foi determinado pela razão entre a Evapotranspiração real da cultura (ET_a) e a de referência (ET_0) (ALLEN et al., 1998) (Equação 9).

$$K_c = \frac{ET_a}{ET_0} \quad (9)$$

Os valores de K_c foram utilizados para determinar as necessidades de água da vegetação entre os diferentes sítios experimentais, assumindo que não há restrição hídrica, com a vegetação livre de doenças e em condições ideais de solo (ALLEN et al., 1998).

3.5. CONDUTÂNCIA DO DOSSEL, CONDUTÂNCIA AERODINÂMICA E FATOR DE DESACOPLAMENTO

A condutância do dossel (G_c) foi estimada durante os períodos diurnos (08:00 – 16:00 h, hora local) a partir de dados micrometeorológicos usando a equação invertida de Penman-Monteith (Equação 10) (MONTEITH, 1981).

$$G_c = \left[G_a \frac{(s(R_n - G) + \rho C_p (e_s - e_a) G_a)}{\gamma LE} - \frac{s}{\gamma} - 1 \right]^{-1} \quad (10)$$

Onde, G_a é condutância aerodinâmica ($m\ s^{-1}$; como descrito abaixo), s é a inclinação da curva de pressão de vapor de saturação vs. temperatura ($kPa\ ^\circ C^{-1}$) e ρ é a densidade do ar seco ($g\ m^{-3}$).

A condutância aerodinâmica (G_a) foi calculada a partir da equação (11).

$$G_a = \frac{u_*^2}{u} \quad (11)$$

Onde, u é a velocidade do vento medida e u^* é a velocidade de fricção.

O fator de desacoplamento (Ω) proposto por Jarvis e McNaughton (1986) foi estimado durante os períodos diurnos (08:00 – 16:00 h, hora local) de maneira a distinguir a sensibilidade da evapotranspiração as variáveis físicas e aos fatores fisiológicos (Equação 12).

$$\Omega = \left[1 + \frac{\gamma}{s + \gamma} \times \frac{g_c}{g_a} \right]^{-1} \quad (12)$$

Onde, g_c é a resistência do dossel ($s\ m^{-1}$) e g_a é a resistência aerodinâmica ($s\ m^{-1}$).

O Ω é um indicativo da interação biosfera-atmosfera nos processos de evapotranspiração vegetal anual e sazonal (FRAGA et al., 2015). Quando Ω aproxima-se de 0, o controle biótico sobre a evapotranspiração é maior, no entanto, à medida que Ω está próximo de 1, as condições externas de disponibilidade energia são determinantes no processo de evapotranspiração (JARVIS e MCNAUGHTON, 1986).

3.6. ANÁLISE DOS DADOS

Os dados foram analisados em médias mensais, anuais e em intervalos sazonais (estação seca e chuvosa) com um intervalo de confiança de $\pm 95\%$, a partir do método de reamostragem “bootstrapping” (1000 reamostragens) (EFRON e TIBSHIRANI, 1993). A estação seca de cada área experimental foi definida a partir dos meses consecutivos com precipitação inferior a 100 mm (HUTYRA et al., 2005). As relações entre as variáveis meteorológicas com a evapotranspiração (ET_a e ET_0), coeficiente de cultura (K_c), condutância aerodinâmica e do dossel (G_a e G_c) foram avaliadas pela correlação de Spearman (SPEARMAN, 1904).

As estimativas ausentes de LE devido a falhas do sensor ou não aceitos pelos critérios propostos por Perez et al. (1999) foram preenchidas utilizando equações lineares entre valores retidos de LE como variável dependente e os valores medidos ($R_n - G$) como variável independente (GRACE et al., 1996). As análises de preenchimento de falhas podem ser verificadas em Biudes et al. (2015).

4. RESULTADOS

4.1. VARIÁVEIS MICROMETEOROLÓGICAS

A Precipitação (Ppt) anual diminuiu 17% no sentido de SIN para o CAM (TABELA 3). A estação seca foi de cinco meses em SIN e FMI (maio a setembro), enquanto a estação chuvosa foi de sete meses (outubro a abril). Por outro lado, as estações seca (abril a setembro) e chuvosa (outubro a março) em BPE e CAM ocorreram durante seis meses. Todos os sítios experimentais apresentaram um aumento da Ppt a partir de setembro, com maiores volumes de Ppt em dezembro e menores em julho (SIN) (FIGURA 4).

O Conteúdo Volumétrico de Água no Solo (CAS) anual foi maior para o CAM e BPE, sendo 235% e 307% maior que FMI e SIN, respectivamente. O CAS anual e sazonal no CAM e BPE não apresentou diferença significativa. O CAS em todos os sítios experimentais foi maior durante a estação chuvosa e menor no final da estação seca. O CAS durante a estação chuvosa foi maior para o CAM e BPE, sendo 87% e 154% maior que SIN e FMI, respectivamente. Do mesmo modo, o CAS durante a estação seca foi maior para o CAM e BPE, sendo 346% e 383% maior que SIN e FMI. (TABELA 3). Todos os sítios experimentais apresentaram um aumento do CAS a partir de setembro, com maiores valores em abril (CAM) e menores em agosto (FMI) (FIGURA 4).

A Radiação solar global (Rg) anual foi maior no CAM e BPE, sendo 4% e 18% maior que FMI e SIN, respectivamente (TABELA 3). A Rg anual, sazonal e mensal não apresentou diferença significativa entre o CAM e BPE (TABELA 3; FIGURA 4). A Rg durante a estação chuvosa foi maior no CAM e BPE, sendo 7% e 38% maior que FMI e SIN, respectivamente. A Rg durante a estação seca não apresentou diferença significativa entre todos os sítios experimentais (TABELA 3). A Rg mensal foi mais alta para o CAM (novembro) e mais baixa em SIN (fevereiro) (FIGURA 4).

A Temperatura do ar (Tar) média anual foi mais alta em FMI e CAM, sendo 2% e 7% maior que BPE e SIN, respectivamente (TABELA 3). A Tar anual e sazonal não apresentou diferença significativa entre FMI e CAM. As amplitudes máximas e mínimas da Tar (definida como a diferença entre a média mais alta e a mais baixa) ocorreram durante a estação seca e chuvosa, respectivamente. A Tar na estação chuvosa foi mais alta em FMI e CAM, sendo 2% e 11% maior que BPE e SIN,

respectivamente. Por outro lado, a Tar durante a estação seca não apresentou diferença significativa entre todos os sítios experimentais (TABELA 3). Em todos os sítios experimentais ocorreu um aumento da Tar entre junho e agosto, sendo a Tar máxima e mínima registradas em setembro (FMI) e em julho (BPE), respectivamente (FIGURA 4).

O Déficit de Pressão de Vapor Atmosférico (DPV) anual foi maior em FMI e BPE, sendo 28% e 65% maior que o CAM e SIN, respectivamente. O DPV anual e sazonal não apresentou diferença significativa entre FMI e BPE. O DPV apresentou um padrão sazonal inverso em relação as demais variáveis climáticas, ou seja, os valores de DPV foram maiores durante a estação seca e menores na estação chuvosa (TABELA 3). O DPV durante a estação chuvosa foi maior em FMI e BPE, sendo 40% e 125% maior que o CAM e SIN. Assim como, o DPV durante a estação seca foi maior em FMI e BPE, sendo 27% e 43% maior que o CAM e SIN, respectivamente. Todos os sítios experimentais apresentaram um aumento de DPV a partir de maio, com os maiores valores em setembro (FMI) e menores em fevereiro (SIN) (FIGURA 4).

TABELA 3 - Médias anuais e sazonais (intervalo de confiança de $\pm 95\%$) de Precipitação (Ppt; mm), Conteúdo Volumétrico de Água no Solo (CAS; $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), Radiação solar global (Rg; W m^{-2}), Temperatura do ar (Tar; $^{\circ}\text{C}$) e Déficit de Pressão de Vapor Atmosférico (DPV; Kpa) em uma floresta de transição Amazônia-Cerrado (Sinop - SIN), uma área de Pastagem (Fazenda Miranda - FMI) e áreas de várzea de floresta monodominante de Cambará (Cambarazal - CAM) e arbustos (Baía das Pedras - BPE) no Pantanal no estado de Mato Grosso, Brasil.

Áreas	Período	Ppt	CAS	Rg	Tar	DPV
SIN	Anual	1843,89 $\pm$ 142,35	0,14 $\pm$ 0,00	172,75 $\pm$ 2,18	24,55 $\pm$ 0,08	0,63 $\pm$ 0,02
	Chuvoso	281,30 $\pm$ 55,03	0,30 $\pm$ 0,01	158,73 $\pm$ 5,25	24,46 $\pm$ 0,13	0,40 $\pm$ 0,02
	Seco	17,46 $\pm$ 12,23	0,13 $\pm$ 0,01	182,91 $\pm$ 4,56	25,13 $\pm$ 0,30	0,88 $\pm$ 0,07
FMI	Anual	1598,74 $\pm$ 89,91	0,17 $\pm$ 0,00	195,97 $\pm$ 2,67	26,31 $\pm$ 0,16	1,04 $\pm$ 0,03
	Chuvoso	206,65 $\pm$ 33,95	0,22 $\pm$ 0,01	203,84 $\pm$ 3,57	27,18 $\pm$ 0,12	0,87 $\pm$ 0,03
	Seco	32,63 $\pm$ 27,18	0,12 $\pm$ 0,00	185,94 $\pm$ 3,76	25,18 $\pm$ 0,31	1,26 $\pm$ 0,06
BPE	Anual	1646,00 $\pm$ 70,38	0,55 $\pm$ 0,01	199,12 $\pm$ 3,12	25,74 $\pm$ 0,17	1,04 $\pm$ 0,03
	Chuvoso	212,13 $\pm$ 24,96	0,54 $\pm$ 0,01	213,68 $\pm$ 4,98	26,72 $\pm$ 0,14	0,90 $\pm$ 0,03
	Seco	47,89 $\pm$ 25,76	0,57 $\pm$ 0,01	188,72 $\pm$ 3,74	25,03 $\pm$ 0,26	1,14 $\pm$ 0,05
CAM	Anual	1537,24 $\pm$ 4,32	0,57 $\pm$ 0,01	204,65 $\pm$ 4,02	26,23 $\pm$ 0,21	0,81 $\pm$ 0,04

Chuvoso	203,79 ± 37,32	0,56 ± 0,00	218,71 ± 6,08	27,12 ± 0,17	0,64 ± 0,05
Seco	46,93±43,96	0,58 ± 0,01	189,40 ± 4,51	25,29 ± 0,35	0,99 ± 0,07

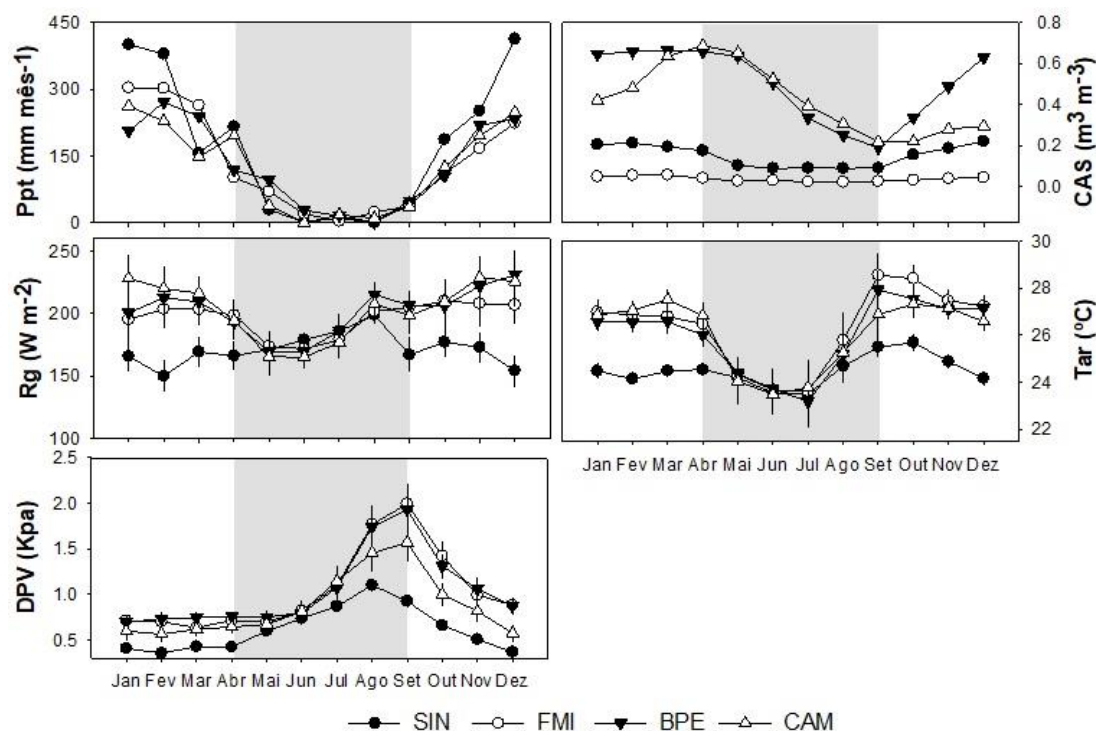


FIGURA 4 - Variabilidade média mensal da Precipitação (Ppt; mm month⁻¹), Conteúdo Volumétrico de Água no Solo (CAS; m³ m⁻³), Radiação solar global (Rg; W m⁻²), Temperatura do ar (Tar; °C) e Déficit de Pressão de Vapor Atmosférico (DPV; Kpa) em uma floresta de transição Amazônia-Cerrado (Sinop - SIN), uma área de Pastagem (Fazenda Miranda - FMI) e áreas de várzea de floresta monodominante de Cambará (Cambarazal - CAM) e arbustos (Baía das Pedras - BPE) no Pantanal no estado de Mato Grosso, Brasil. As áreas sombreadas representam a estação seca para SIN e FMI (maio a setembro), e BPE e CAM (abril a setembro). As barras de erro representam o intervalo de confiança de ± 95% das medidas obtidas por bootstrapping de 1000 iterações das reamostragens aleatórias com substituição.

4.2. PADRÕES DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL, EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA, COEFICIENTE DE CULTURA, CONDUTÂNCIA AERODINÂMICA, CONDUTÂNCIA DO DOSSEL E FATOR DE DESACOPLAMENTO

A evapotranspiração real (ET_a) anual foi maior para o CAM do que em SIN (25%), BPE (44%) e FMI (61%). A ET_a apresentou um padrão em todos os sítios experimentais, ou seja, os maiores valores de ET_a ocorreram durante a estação chuvosa

e os menores na estação seca (TABELA 4). A ET_a durante a estação chuvosa foi maior no CAM do que em SIN (31%), BPE (38%) e FMI (48%). Do mesmo modo, a ET_a durante a estação seca foi maior no CAM do que em SIN (26%), BPE (44%) e FMI (105%). A ET_a não apresentou diferença significativa de janeiro a março em todos os sítios experimentais. No entanto, a partir de abril observa-se um declínio nos valores de ET_a em BPE (33%), SIN (32%), CAM (33%) e FMI (53%). A partir de agosto quando foi registrado o menor valor de ET_a , há novamente um aumento nos valores de ET_a , o qual seguiu com comportamento crescente até dezembro em todos os sítios experimentais (FIGURA 5).

A Evapotranspiração de referência (ET_0) anual foi maior em BPE do que em CAM (19%), SIN e FMI (23%). A ET_0 durante a estação seca diminuiu em SIN, BPE e CAM e aumentou em FMI. A ET_0 durante a estação chuvosa foi maior em BPE do que em CAM (15%), FMI (16%) e SIN (33%). A ET_0 durante a estação seca foi maior em FMI do que em SIN e CAM (26%) e BPE (38%) (TABELA 4). A ET_0 mensal não apresentou diferença significativa entre janeiro a março em todos os sítios experimentais. Ao longo de abril e junho verificou-se um declínio nos valores de ET_0 em FMI, BPE e CAM, enquanto em SIN não ocorreu diferença significativa da ET_0 durante esses meses. Durante julho a setembro há novamente um aumento da ET_0 em todos os sítios experimentais, no entanto, a partir do início de outubro as médias de ET_0 oscilam entre valores crescentes e decrescentes (FIGURA 5).

O coeficiente de cultura (K_c) anual foi maior no CAM do que em SIN (18%), FMI (61%) e BPE (78%). O K_c apresentou um padrão sazonal, ou seja, os valores médios de K_c foram maiores durante a estação chuvosa e menores na estação seca (TABELA 4). O K_c durante a estação chuvosa foi maior no CAM do que em SIN (10%), FMI (46%) e BPE (63%). Do mesmo modo, o K_c durante a estação seca foi maior no CAM do que em SIN (45%), BPE (84%) e FMI (90%). Em todos os sítios experimentais ocorreu um aumento de K_c de setembro a abril, sendo o maior valor médio de K_c observado em abril (CAM), enquanto o menor valor médio foi entre agosto e setembro (FMI) (FIGURA 5).

A condutância aerodinâmica (G_a) média apresentou uma amplitude baixa em todos os sítios experimentais, com pequena ou nenhuma mudança significativa em escala anual, sazonal e mensal, apesar das flutuações de curto prazo (TABELA 4;

FIGURA 5). A G_a anual foi maior para o CAM e menor para FMI. A variação de G_a foi menor durante a estação chuvosa do que na estação seca. A G_a foi maior durante a estação chuvosa e menor na estação seca, com exceção para SIN, onde G_a foi maior na estação seca (TABELA 4). A G_a em todos os sítios experimentais aumentou a partir de agosto, atingindo a maior média em fevereiro (CAM) e a menor em abril (FMI) (FIGURA 5).

A condutância do dossel (G_c) apresentou uma variação sazonal de aproximadamente 0,002 a 0,014 $m s^{-1}$ nas estações seca e chuvosa, respectivamente. A G_c anual foi maior no CAM e menor em FMI. A G_c em todos os sítios experimentais foi maior durante o período chuvoso, no entanto, foi menor durante a estação seca (TABELA 4). A G_c aumentou a partir de setembro em todos os sítios experimentais e atingiu seu valor máximo em março (SIN) (FIGURA 5). O fator de desacoplamento (Ω) médio anual foi maior para o CAM e menor para BPE. O Ω médio durante a estação chuvosa foi maior em SIN e menor em BPE. No entanto, durante a estação seca o Ω foi maior no CAM e menor em FMI. O Ω médio não apresentou diferença significativa entre as estações seca e chuvosa no CAM (TABELA 4). O Ω médio em todos os sítios experimentais foi maior nos meses de janeiro a abril e menor em agosto (FIGURA 5).

TABELA 4 - Médias anuais e sazonais (intervalo de confiança de $\pm 95\%$) de Evapotranspiração real (ET_a ; mm dia⁻¹), Evapotranspiração de referência (ET_0 ; mm dia⁻¹), coeficiente de cultura (K_c), condutância aerodinâmica (G_a ; m s⁻¹), condutância do dossel (G_c ; m s⁻¹) e fator de desacoplamento (Ω) em uma floresta de transição Amazônia-Cerrado (Sinop - SIN), uma área de Pastagem (Fazenda Miranda - FMI) e áreas de várzea de floresta monodominante de Cambará (Cambarazal - CAM) e arbustos (Baía das Pedras - BPE) no Pantanal no estado de Mato Grosso, Brasil.

Áreas	Período	ET_a	ET_0	K_c	G_a	G_c	Ω
SIN	Anual	3,44 $\pm$ 0,08	3,60 $\pm$ 0,07	1,02 $\pm$ 0,02	0,045 $\pm$ 0,001	0,010 $\pm$ 0,000	0,492 $\pm$ 0,016
	Chuvoso	3,73 $\pm$ 0,12	3,46 $\pm$ 0,10	1,14 $\pm$ 0,02	0,040 $\pm$ 0,001	0,014 $\pm$ 0,001	0,601 $\pm$ 0,015
	Seco	2,93 $\pm$ 0,07	3,43 $\pm$ 0,09	0,80 $\pm$ 0,02	0,052 $\pm$ 0,002	0,005 $\pm$ 0,000	0,357 $\pm$ 0,016
FMI	Anual	2,67 $\pm$ 0,07	3,60 $\pm$ 0,06	0,75 $\pm$ 0,01	0,021 $\pm$ 0,000	0,004 $\pm$ 0,000	0,442 $\pm$ 0,011
	Chuvoso	3,33 $\pm$ 0,09	3,98 $\pm$ 0,08	0,86 $\pm$ 0,01	0,022 $\pm$ 0,000	0,006 $\pm$ 0,000	0,535 $\pm$ 0,012
	Seco	1,80 $\pm$ 0,06	4,32 $\pm$ 0,11	0,61 $\pm$ 0,02	0,021 $\pm$ 0,000	0,002 $\pm$ 0,000	0,327 $\pm$ 0,014
BPE	Anual	2,98 $\pm$ 0,06	4,44 $\pm$ 0,08	0,68 $\pm$ 0,01	0,036 $\pm$ 0,001	0,005 $\pm$ 0,000	0,400 $\pm$ 0,009
	Chuvoso	3,56 $\pm$ 0,10	4,61 $\pm$ 0,13	0,77 $\pm$ 0,01	0,037 $\pm$ 0,001	0,006 $\pm$ 0,000	0,456 $\pm$ 0,012

	Seco	$2,59 \pm 0,06$	$3,12 \pm 0,07$	$0,63 \pm 0,01$	$0,035 \pm 0,001$	$0,004 \pm 0,000$	$0,365 \pm 0,012$
	Anual	$4,30 \pm 0,11$	$3,73 \pm 0,09$	$1,21 \pm 0,02$	$0,052 \pm 0,001$	$0,013 \pm 0,000$	$0,518 \pm 0,012$
CAM	Chuvoso	$4,92 \pm 0,16$	$4,02 \pm 0,14$	$1,26 \pm 0,02$	$0,054 \pm 0,001$	$0,014 \pm 0,000$	$0,522 \pm 0,016$
	Seco	$3,69 \pm 0,11$	$3,43 \pm 0,09$	$1,16 \pm 0,03$	$0,049 \pm 0,002$	$0,012 \pm 0,001$	$0,512 \pm 0,019$

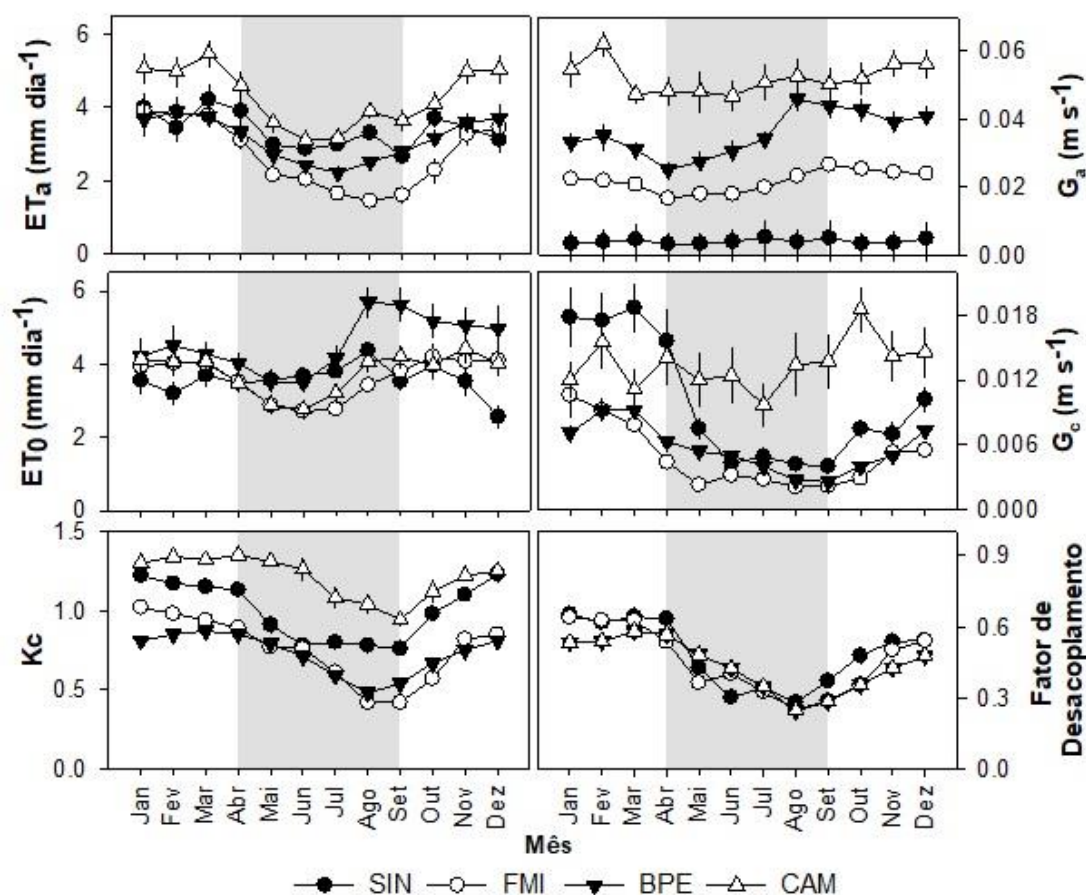


FIGURA 5 - Estimativas médias de Evapotranspiração real (ET_a ; mm dia⁻¹), Evapotranspiração de referência (ET_0 ; mm dia⁻¹), coeficiente de cultura (K_c), condutância aerodinâmica (G_a ; m s⁻¹), condutância do dossel (G_c ; m s⁻¹) e fator de desacoplamento (Ω) em uma floresta de transição Amazônia-Cerrado (Sinop - SIN), uma área de Pastagem (Fazenda Miranda - FMI) e áreas de várzea de floresta monodominante de Cambará (Cambarazal - CAM) e arbustos (Baía das Pedras - BPE) no Pantanal no estado de Mato Grosso, Brasil. As áreas sombreadas representam a estação seca para SIN e FMI (maio a setembro), e BPE e CAM (abril a setembro). As barras de erro representam o intervalo de confiança de $\pm 95\%$ das medidas obtidas por bootstrapping de 1000 iterações das reamostragens aleatórias com substituição.

4.3. RELAÇÃO ENTRE A PRECIPITAÇÃO, CONTEÚDO VOLUMÉTRICO DE ÁGUA NO SOLO, TEMPERATURA DO AR,

**RADIAÇÃO SOLAR, DÉFICIT DE PRESSÃO DE VAPOR
ATMOSFÉRICO, EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL,
EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA, COEFICIENTE DE
CULTURA, CONDUTÂNCIA AERODINÂMICA, CONDUTÂNCIA DO
DOSSEL E FATOR DE DESACOPLAMENTO**

A Precipitação (Ppt) influenciou significativamente o Conteúdo de Água no Solo (CAS) nos sítios experimentais SIN e FMI (TABELA 5). Por outro lado, não houve influência direta da Ppt no CAS nos sítios experimentais BPE e CAM. Além disso, a temperatura do ar (Tar) foi correlacionada significativamente com a disponibilidade de energia (Radiação global - Rg) em SIN, FMI, BPE e CAM (TABELA 5).

O Déficit de Pressão de Vapor (DPV) apresentou correlação significativa com todas as variáveis micrometeorológicas, com exceção apenas do CAS para o sítio experimental CAM (TABELA 5). No entanto, o DPV seguiu um padrão inverso da disponibilidade de água em todos os sítios experimentais, apresentando correlação negativa com a Ppt e o CAS e correlação positiva com a Rg e a Tar (TABELA 5).

A Evapotranspiração real e de referência (ET_a e ET_0) foram influenciadas significativamente pela Radiação global (Rg), Temperatura do ar (Tar) e o Déficit de Pressão de Vapor (DPV) em todos os sítios experimentais (TABELA 5), respectivamente. A ET_a e a ET_0 apresentaram correlação significativa com a Precipitação (Ppt) e o Conteúdo Volumétrico de Água no Solo (WSWC) apenas na área experimental FMI. Os coeficientes de correlação da Rg e Tar apresentaram um padrão crescente de SIN ao CAM. As variáveis climáticas com maior influência e efeito direto sobre a ET_a e ET_0 foram a Tar, Rg e o DPV (TABELA 5).

O coeficiente de cultura (K_c) foi influenciado significativamente por todas as variáveis micrometeorológicas analisadas em todos os sítios experimentais. Os coeficientes de correlação de K_c foram negativos para a Tar, Rg e DPV, no entanto, foram positivos para a Ppt e o CAS. Embora, o K_c foi controlado principalmente pelo DPV, o qual apresentou coeficientes negativos (TABELA 5). A condutância aerodinâmica (G_a) apresentou coeficientes de correlação fracos ou nulos com todas as variáveis micrometeorológicas analisadas em todos os sítios experimentais (TABELA 5). Por outro lado, a condutância do dossel (G_c) foi influenciada significativamente

pela Ppt, CAS e o DPV em todas as áreas experimentais, com exceção do CAM. Além disso, a Gc apresentou forte correlação significativa com o Ω em todas os sítios experimentais (TABELA 5). Os coeficientes de correlação de Gc foram positivos para a Ppt, CAS e o Ω , no entanto, foram negativos para o DPV (TABELA 5).

TABELA 5 - Coeficientes de correlação de Spearman entre a Precipitação (Ppt), Conteúdo Volumétrico de Água no Solo (CAS), Temperatura do ar (Tar), Radiação solar (Rg) e Déficit de Pressão de Vapor atmosférico (DPV), Evapotranspiração real (ET_a), Evapotranspiração de referência (ET₀), coeficiente de cultura (Kc), condutância aerodinâmica (Ga), condutância do dossel (Gc) e Fator de Desacoplamento (Ω) em uma floresta de transição Amazônia-Cerrado (Sinop - SIN), uma área de Pastagem (Fazenda Miranda - FMI) e áreas de várzea de floresta monodominante de Cambará (Cambarazal - CAM) e arbustos (Baía das Pedras - BPE) no Pantanal no estado de Mato Grosso, Brasil. (*) P-valor < 0,05; (**) P-valor < 0,01; (***) P-valor < 0,001.

Variáveis	Áreas	Ppt	CAS	Rg	Tar	DPV	ET _a	ET ₀	Kc	Ga	Gc
CAS	SIN	0,63***	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	FMI	0,51***	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	BPE	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	CAM	0,11	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rg	SIN	-0,39***	-0,24***	-	-	-	-	-	-	-	-
	FMI	-0,10***	-0,02	-	-	-	-	-	-	-	-
	BPE	-0,20***	-0,24***	-	-	-	-	-	-	-	-
	CAM	-0,23***	-0,18	-	-	-	-	-	-	-	-
Tar	SIN	-0,18***	-0,16***	0,41***	-	-	-	-	-	-	-
	FMI	0,00	0,02	0,53***	-	-	-	-	-	-	-
	BPE	-0,08**	-0,19***	0,57***	-	-	-	-	-	-	-
	CAM	-0,14***	-0,01	0,56***	-	-	-	-	-	-	-
DPV	SIN	-0,69***	-0,77***	0,56***	0,46***	-	-	-	-	-	-
	FMI	-0,37***	-0,46***	0,57***	0,68***	-	-	-	-	-	-
	BPE	-0,42***	-0,45***	0,62***	0,71***	-	-	-	-	-	-
	CAM	-0,45***	-0,15	0,47***	0,53***	-	-	-	-	-	-
ET _a	SIN	-0,06	0,17***	0,38***	0,42***	0,13***	-	-	-	-	-
	FMI	0,28***	0,55***	0,50***	0,37***	-0,02	-	-	-	-	-

	BPE	0,08**	0,04	0,70***	0,51***	0,21***	-	-	-	-	-
	CAM	-0,05	-0,15	0,86***	0,55***	0,18***	-	-	-	-	-
ET ₀	SIN	-0,39***	-0,11**	0,62***	0,51***	0,60***	0,72***	-	-	-	-
	FMI	0,06*	0,18***	0,84***	0,68***	0,53***	0,64***	-	-	-	-
	BPE	-0,27***	-0,36***	0,87***	0,75***	0,85***	0,54***	-	-	-	-
	CAM	-0,21***	-0,14	0,90***	0,70***	0,61***	0,82***	-	-	-	-
K _c	SIN	0,55***	0,47***	-0,28***	-0,18***	-0,73***	0,23***	-0,37***	-	-	-
	FMI	0,39***	0,66***	-0,11***	-0,10***	-0,56***	0,65***	-0,02	-	-	-
	BPE	0,45***	0,51***	-0,23***	-0,26***	-0,71***	0,34***	-0,48***	-	-	-
	CAM	0,29***	0,21*	-0,36***	-0,45***	-0,89***	-0,06	-0,52***	-	-	-
G _a	SIN	-0,23***	-0,13**	0,14***	-0,07*	0,27***	-0,05	0,17***	-0,24***	-	-
	FMI	0,00	-0,03	0,11***	0,20***	0,17***	0,00	0,28***	-0,22***	-	-
	BPE	-0,06*	-0,31***	0,16***	0,22***	0,28***	-0,01	0,34***	-0,39***	-	-
	CAM	0,10**	-0,23	0,01	-0,08**	-0,06	-0,01	0,07*	-0,00	-	-
G _c	SIN	0,54***	0,75***	-0,24***	0,06	-0,69***	0,36***	-0,06	0,75***	-0,06	-
	FMI	0,45***	0,64***	0,03	0,03	-0,46***	0,65***	0,17***	0,77***	0,20***	-
	BPE	0,31***	0,44***	-0,10**	-0,27***	-0,67	0,30***	-0,37***	0,74***	-0,04	-
	CAM	0,02	0,04	0,11*	0,09*	0,00	0,10*	0,10*	-0,05	0,07	-
Ω	SIN	0,53***	0,69***	-0,22***	0,17***	-0,65***	0,35***	-0,10	0,77***	-0,51***	0,82***
	FMI	0,41***	0,64***	0,04	0,04	-0,45***	0,68***	0,11***	0,86***	-0,19***	0,87***
	BPE	0,34***	0,56***	-0,11***	-0,24***	-0,65***	0,37***	-0,43***	0,88***	-0,66***	0,67***
	CAM	0,01	0,05	0,06	0,07	-0,02	0,07	0,06	-0,01	0,05	0,75***

5. DISCUSSÕES

5.1. VARIÁVEIS MICROMETEOROLÓGICAS

As variáveis micrometeorológicas em todos os sítios experimentais seguiram os padrões da climatologia regional (VOURLITIS e DA ROCHA 2011; BIUDES et al., 2014; BIUDES et al., 2015; VOURLITIS et al., 2015; MACHADO et al., 2016). Durante a estação chuvosa a Precipitação (Ppt) em todos os sítios experimentais foi influenciada pela atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e da Alta da Bolívia (AB).

A ZCAS é caracterizada por uma cobertura de nebulosidade que se estende do Sul da Amazônia ao Sudeste do Brasil e é responsável por altos volumes de Ppt na região (MACHADO et al., 2015a; PAVÃO et al., 2018). A AB atua durante o verão e reativa um fluxo meridional que ajuda a criar zonas de instabilidade, induzindo a formação de Ppt (MACHADO et al., 2015a; PAVÃO et al., 2018). Por outro lado, na estação seca a Ppt está associada a frentes frias oriundas do Sul (MACHADO et al., 2015a). Além disso, características físicas da superfície, como a vegetação e o relevo, também influenciam na distribuição da precipitação em todo o estado (MARCUIZZO et al., 2011).

As variações sazonais do Conteúdo de Água no Solo (CAS) em SIN e FMI seguiram os padrões da Ppt. O CAS foi menor em FMI devido à natureza arenosa e rochosa do solo, o qual favorece a rápida infiltração e a pouca capacidade de reter água (BIUDES et al., 2015). Por outro lado, essas mudanças no CAS nos sítios experimentais BPE e CAM são moduladas pelas enchentes sazonais (SANCHES et al., 2010; MACHADO et al., 2016). No Pantanal há um pulso de inundação previsível que coincide com a estação chuvosa (NUNES DA CUNHA e JUNK, 2015). Nos sítios experimentais BPE e CAM o pico da inundação ocorreu em abril e o nível mais baixo em setembro, a qual se diferencia da distribuição sazonal da Ppt. Essa diferença ocorre porque a inundação local também depende da distribuição das chuvas da bacia superior, que pode atingir um pico de 2 a 3 meses antes de qualquer alteração no nível da água (BARBOSA DA SILVA et al., 2020).

A Radiação global (Rg) foi menor durante a estação chuvosa em SIN devido à grande quantidade de nuvens que diminuem a insolação, e consequentemente, a quantidade de Rg que chega na superfície (PAVÃO et al., 2018). Por outro lado, a Rg

foi menor durante a estação seca em FMI, BPE e CAM devido o ângulo de incidência dos raios solares no topo da atmosfera ser maior nesse período, aumentando o caminho ótico e a área de projeção da radiação, o que reduz a quantidade de R_g que chega até a superfície (QUERINO et al., 2017). Além disso, durante os meses mais secos há maiores concentrações de aerossóis na atmosfera, com isso uma fração significativa da radiação solar é absorvida, espalhada e refletida pela alta atmosfera (PAVÃO et al., 2018).

As menores amplitudes da Temperatura do ar (Tar) durante o período chuvoso ocorreram devido à alta umidade atmosférica. Assim, a água atua como um fator moderador da Tar em razão de seu elevado calor específico, inibindo o aumento ou diminuição repentina da Tar (PAVÃO et al., 2018). Por outro lado, durante o período seco a Tar é influenciada por frentes frias que são comuns na região e normalmente causam quedas significativas na Tar (PAVÃO et al., 2018). A disponibilidade hídrica da superfície e a Tar são os principais fatores que modulam o Déficit de Pressão de Vapor (DPV) (MACHADO et al., 2016). Dessa forma, a Ppt aumenta a disponibilidade hídrica na superfície, modificando o balanço energético, através do aumento do fluxo de calor latente e, conseqüentemente, a evapotranspiração, que aumenta a quantidade de vapor de água no ar (BIUDES et al., 2015).

5.2. EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL, EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA, COEFICIENTE DE CULTURA, CONDUTÂNCIA AERODINÂMICA, CONDUTÂNCIA DO DOSSEL E FATOR DE DESACOPLAMENTO

A evapotranspiração apresentou variações anuais, sazonais e mensais que são consistentes com as relatadas para ecossistemas tropicais (ROCHA et al., 2009; SANCHES et al., 2010; SANCHES et al., 2011; RODRIGUES et al., 2014; VOURLITIS et al., 2014; ISMAEL FILHO et al., 2015; LEIVAS et al., 2015; VOURLITIS et al., 2015; MACHADO et al., 2016; BIESDORF et al., 2017; VALLE JÚNIOR et al., 2020; ALTHOFF et al., 2020). Na floresta de transição Amazônia-Cerrado (SIN) as estimativas de evapotranspiração apresentaram as menores variações

ao longo do ano quando comparadas aos demais sítios experimentais. São diversos os fatores que controlam as taxas de evapotranspiração nessa região, além dos fatores climáticos, características da vegetação e do solo podem explicar a variabilidade da evapotranspiração (DE OLIVEIRA et al., 2018). No entanto, isso supostamente ocorreu devido SIN apresentar florestas densas que conseguem acessar o lençol freático com suas raízes, o que proporciona um equilíbrio hídrico e evita a redução da evapotranspiração nos meses mais secos ou até mesmo favorece o seu aumento (HARPER et al. 2014; DE OLIVEIRA et al., 2018; AGUILOS et al., 2019).

Na área de pastagem (FMI) as variações sazonais da evapotranspiração foram mais visíveis, fato que é característico para esse ecossistema. As estimativas de evapotranspiração descritas nesse trabalho e na literatura relatam que as taxas de evapotranspiração estão positivamente correlacionadas com a disponibilidade hídrica, devido às fortes limitações de água durante a estação seca (RODRIGUES et al., 2014). A paisagem de FMI está exposta a condições de estresse hídrico ainda mais elevadas do que os demais sítios experimentais, como baixo armazenamento de água no solo e uma baixa umidade relativa do ar durante os meses de maio a setembro, que proporcionam uma tendência de declínio progressivo dos valores de evapotranspiração (KHAND et al., 2017).

Nas áreas de várzea de floresta monodominante de Cambará (CAM) e arbustos (BPE) no Pantanal ocorreu uma alta demanda evaporativa durante todo o ano, o que indica que esses ecossistemas são totalmente dinâmicos e importantes em relação a transferência de vapor d'água para a atmosfera (LATHUILLIÈRE et al., 2012; LEIVAS et al., 2015). Destaca-se que em BPE e CAM a inundação é determinada pelo nível d'água do rio Cuiabá e pode ser explicada pela associação entre topografia plana, difícil drenagem da água da chuva pelo solo (predominância de argila) e principalmente pela Ppt regional (BIUDES et al., 2014; MACHADO et al., 2015b; MACHADO et al., 2016). Por esse motivo, os menores valores de evapotranspiração durante a estação seca nesses sítios experimentais ocorreram principalmente em razão do declínio da evaporação do solo do que por um declínio na transpiração das plantas, visto que o lençol freático desses locais é relativamente alto (SANCHES et al., 2011).

O coeficiente de cultura (K_c) apresentou diferentes valores entre os quatro sítios experimentais analisados, que estão relacionados com as distintas dinâmicas

hídricas e fitofisionomias, como altura, área foliar, taxa de desenvolvimento, grau de cobertura da copa, resistência da copa e condições do solo e clima (ALLEN et al., 1998). Os valores de condutância aerodinâmica (G_a) e condutância do dossel (G_c) encontrados são consistentes para ecossistemas tropicais (VOURLITIS et al., 2008; CABRAL et al., 2015; FRAGA et al., 2015; RODRIGUES et al., 2016; TAN et al., 2019). Em geral, a G_a apresentou pequenas variações sazonais de curto prazo, que podem ter acontecido em razão do aumento na velocidade do vento que acompanham sinóticos de tempestades (RODRIGUES et al., 2016).

Por outro lado, as altas variações sazonais de G_c refletem as diferenças na importância relativa da R_g e do DPV no controle de G_a e G_c entre florestas limitadas por radiação e savanas com limitação de água (RODRIGUES et al., 2016). Além disso, os maiores valores de G_c estão associados a locais que possuem maior densidade de árvores (CABRAL et al., 2015; TAN et al., 2019).

As variações de G_c durante a estação seca podem estar associadas a menor capacidade de retenção de água do solo e ao mecanismo de senescência foliar em resposta à escassez de água (fenologia foliar), como possível mecanismo de evitar a perda excessiva de água pelas plantas e priorizar sua sustentação, reduzindo assim as taxas de transpiração (CABRAL et al., 2015; RODRIGUES et al., 2016; AGUILOS et al., 2019). Por outro lado, no início da estação chuvosa o G_c atingiu seu pico devido à alta pluviosidade que pode promover a produção de folhas, aumentar o potencial hídrico da planta e diminuir o déficit de pressão de vapor da atmosfera superficial (VOURLITIS et al., 2002). Isso indica que o aumento e diminuição de G_c pode ser afetado pelo estado morfofisiológico na escala foliar (CABRAL et al., 2015).

O fator de desacoplamento (Ω) indicou que durante a estação chuvosa o controle exercido pelas variáveis atmosféricas sobre a evapotranspiração foi predominante. Tal fato indica uma maior dependência do saldo de radiação no processo de transferência de vapor d'água para a atmosfera, o que pode ser explicado em razão da menor disponibilidade de energia verificada no período chuvoso, devido à maior nebulosidade (PINTO JÚNIOR et al., 2009). No entanto, durante a estação seca fatores fisiológicos desempenham um papel mais importante no controle da transpiração. Isso ocorreu devido a transpiração das folhas promover a umidificação

do ar em torno das folhas, desacoplando a pressão de vapor na superfície da folha da pressão do ar (FRAGA et al., 2015).

6. CONCLUSÃO

A evapotranspiração real (ET_a) em escala mensal, anual e sazonal foi maior no CAM e menor em FMI. A ET_a diminuiu durante a estação seca e aumentou na estação chuvosa. A Evapotranspiração de referência (ET_0) mensal, anual e durante a estação chuvosa foi maior em BPE e menor em SIN. No entanto, durante a estação seca a ET_0 foi maior em FMI e menor em BPE. A Temperatura do ar (T_a), radiação global (R_g) e o Déficit de Pressão de Vapor (DPV) foram as variáveis micrometeorológicas com maior influência e efeito direto sobre a ET_a e ET_0 em todos os sítios experimentais. O coeficiente de cultura (K_c) anual e sazonal foi maior no CAM e menor em BPE, com exceção da estação seca, onde o K_c foi menor para FMI. Os valores de K_c foram maiores durante a estação chuvosa e menores na estação seca.

Os padrões de variação da condutância de superfície (G_a) e condutância do dossel (G_c) foi semelhante ao verificado em outros estudos para ecossistemas tropicais. As médias anuais de G_a e G_c foram maiores no CAM e menores em FMI. As médias de G_a e G_c foram maiores durante a estação chuvosa e menores na estação seca, com exceção para SIN, onde G_a foi maior na estação seca. O fator de desacoplamento (Ω) indicou que durante a estação chuvosa o controle exercido pelas variáveis atmosféricas sobre a evapotranspiração é predominante. No entanto, durante a estação seca fatores fisiológicos desempenham um papel mais importante no controle da transpiração. Assim, foi verdade a hipótese de que existe um gradiente da evapotranspiração no estado de Mato Grosso e é influenciada pelas variáveis atmosféricas e fisiológicas.

Esse estudo permitiu entender os padrões da evapotranspiração e seus mecanismos de controle em um gradiente de ecossistemas tropicais em Mato Grosso. Espera-se que estes resultados sirvam como auxílio a pesquisas que demandem este tipo de informação. Enfim, para estudos futuros é importante envolver uma gama mais ampla de variáveis micrometeorológicas, bem como, avaliar séries temporais maiores.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUILOS, M.; STAHL, C.; BURBAN, B.; HÉRAULT, B.; COURTOIS, E.; COSTE, S.; WAGNER, F.; ZIEGLER, C.; TAKAGI, K.; BONAL, D. Interannual and Seasonal Variations in Ecosystem Transpiration and Water Use Efficiency in a Tropical Rainforest. **Forests**, v.10, n 14, 2019.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. Rome: FAO, 1998. 300 p. (FAO – Irrigation and Drainage Paper, 56).

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; SMITH, M.; RAES, D.; WRIGHT, J. L. FAO-56 Dual Crop Coefficient Method for Estimating Evaporation from Soil and Application Extensions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 131, n. 1, 2005.

ALTHOFF, D.; FILGUEIRAS, R.; DIAS, S. H. B.; RODRIGUES, L. N. Impact of sum-of-hourly and daily timesteps in the computations of reference evapotranspiration across the Brazilian territory. **Agricultural Water Management**, 226, 105785, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2019.105785>.

APARECIDO, L. E. O.; DA SILVA CABRAL DE MORAES, J. R.; DE MENESES, K. C.; TORSONI, G. B.; LIMA, R. F.; COSTA, C. T. S. Köppen-Geiger and Camargo climate classifications for the Midwest of Brasil. **Theor Appl Climatol**, 2020. <https://doi.org/10.1007/s00704-020-03358-2>.

BARBOSA DA SILVA, F. H.; NUNES DA CUNHA, C.; OVERBECK, G. E. Seasonal Dynamics of Flooded Tropical Grassland Communities in the Pantanal Wetland. **Wetlands**, v. 40, p. 1257–1268, 2020. <https://doi.org/10.1007/s13157-020-01281-w>

BARLOW, J.; FRANÇA, F.; GARDNER, T. A.; HICKS, C. C.; LENNOX, G. D.; BERENGUER, E.; CASTELLO, L.; ECONOMO, E. P.; FERREIRA, J.; GUÉNARD, B.; LEAL, C. G.; ISAAC, V.; LEES, A. C.; PARR, C. L.; WILSON, S. K.; YOUNG, P. J.; GRAHAM, N. A. J. The future of hyperdiverse tropical ecosystems. **Nature**, 559, 517–526, 2018. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0301-1>.

BIESDORF, E.; MACIEL, E. B.; TEIXEIRA, M. F. F.; TEIXEIRA, J. S.; SALLA, P. H. H.; PIMENTEL, L. D.; IMBUZEIRO, H. M. A. Comparison of Reference Evapotranspiration Estimates Obtained by Different Methods in Relation to the Penman-Monteith Method in Cerrado Environment, Brazil. **Journal of Experimental Agriculture International**, v. 17, n. 1, p. 1-9, 2017. <https://doi.org/10.9734/JEAI/2017/34898>.

BIUDES, M. S.; MACHADO, N. G.; DANELICHEN, V. H. M.; SOUZA, M. C.; VOURLITIS, G. L.; NOGUEIRA, J. S. 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, 1181-1193, 2014. doi:10.1007/s00484-013-0713-4.

BIUDES, M. S.; VOURLITIS, G. L.; MACHADO, N. G.; ARRUDA, P. H. Z.; NEVES, G. A. R.; LOBO, F. A.; NEALE, C. M. U.; NOGUEIRA, J. S. 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. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.12.008>.

BOWEN, I. S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. **Physical Review Serial**, v. 2, n. 27, p. 779-787, 1926.

BUTTAR, N. A.; YONGGUANG, H.; SHABBIR, A.; LAKHIAR, I. A.; ULLAH, I. U.; ALI, A.; ALEEM, M.; YASIN, M. A. Estimation of evapotranspiration using Bowen ratio method, IFAC-PapersOnLine, v. 51, n. 17, p. 807-810, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.ifacol.2018.08.096>.

CABRAL, O. M. R.; DA ROCHA, H. R.; GASH, J. H.; FREITAS, H. C.; LIGO, M. A. V. Water and energy fluxes from a woodland savanna (Cerrado) in southeast Brazil. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 4, p. 22-40, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.04.010>.

CORBARI, C.; RAVAZZANI, G.; GALVAGNO, M.; CREMONESE, E.; MANCINI, M. Assessing Crop Coefficients for Natural Vegetated Areas Using Satellite Data and

Eddy Covariance Stations. **Sensors**, v. 17, p. 2664, 2017. <https://doi.org/10.3390/s17112664>.

CUNHA, F. F.; VENANCIO, L. P.; CAMPOS, F. B.; SEDIYAMA, G. C. Reference evapotranspiration estimates by means of Hargreaves-Samani and Penman-Monteith FAO methods with missing data in the northwestern Mato Grosso do Sul. **Bioscience Journal**, v. 33, n. 5, 2017. <https://doi.org/10.14393/BJ-v33n5a2017-36751>.

DENAGER, T.; LOOMS, M. C.; SONNENBORG, T. O.; JENSEN, K. H. Comparison of evapotranspiration estimates using the water balance and the eddy covariance methods. **Vadose Zone Journal**, v. 19, p. 20032 2020. <https://doi.org/10.1002/vzj2.20032>

DE OLIVEIRA, J. V.; FERREIRA, D. B. D.; SAHOO, P. K.; SODRÉ, G. R. C.; SOUZA, E. B.; QUEIROZ, J. C. B. Differences in precipitation and evapotranspiration between forested and deforested areas in the Amazon rainforest using remote sensing data. **Environ Earth Sci**, v. 77, p. 239, 2018. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7411-9>.

DUARTE, L.; ROMERA, K.; SABINO, M.; CURADO, L.; PALÁCIOS, R.; NOGUEIRA, J. Dynamics of heat fluxes by Bowen and matmnxflx and NOAA FLDAS products in the Pantanal of Mato Grosso. **Raega - O Espaço Geográfico em Análise**, v. 46, n 3, p. 07-19, 2019. doi: <http://dx.doi.org/10.5380/raega.v46i3.66981>.

EFRON, B.; TIBSHIRANI, R. 1993. An introduction to the bootstrap. Chapman and Hall.

FISCH, G.; GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; SHUTTLEWORTH, W. J. 2008. Pre-LBA Amazonian Region Micrometeorological Experiment (ARME) Data.

FRAGA, C. I. M.; SANCHES, L.; PINTO JUNIOR, O. B.; CURADO, L. F. A.; GAIO, D. C. 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, n 3, p. 275-284, 2015. <https://doi.org/10.1590/0102-778620130102>.

GARCIA, A. S.; SAWAKUCHI, H. O.; FERREIRA, M. E.; BALLESTER, M. V. R. Landscape changes in a neotropical forest-savanna ecotone zone in central Brazil: The role of protected areas in the maintenance of native vegetation. **Journal of Environmental Management**, v. 187, p. 16-23, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2016.11.010>.

GASSMANN, M. I.; TONTI, N. E.; BUREK, A. B.; PÉREZ, C. F. Estimation of evapotranspiration of a salt marsh in southern South America with coupled Penman-Monteith and surface resistance models. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 266–267, p. 109-118, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.12.003>.

GRACE, J.; MALHI, Y.; LLOYD, J.; MCINTYRE, J.; MIRANDA, A. C.; MEIR, P.; MIRANDA, H. S. The Use of Eddy Covariance to Infer the Net Carbon Dioxide Uptake of Brazilian Rain Forest. **Global Change Biology**, v. 2, p. 209–217, 1996. doi:10.1111/j.1365-2486.1996.tb00073.x.

GÜTLEIN, A.; GERSCHLAUER, F.; KIKOTI, I.; KIESE, R. Impacts of climate and land use on N₂O and CH₄ fluxes from tropical ecosystems in the Mt. Kilimanjaro region, Tanzania. **Global Change Biology**, v. 24, p. 1239–1255, 2018. <https://doi.org/10.1111/gcb.13944>.

HARPER, A.; BAKER I. T.; DENNING, A. S.; RANDAL, D. A.; DAZLICH, D.; BRANSON, M. Impact of evapotranspiration on dry season climate in the Amazon forest. **J Clim**, v 27, p. 574–591, 2014.

HARRISS, R. C. 2008. Pre-LBA ABLE-2A and ABLE-2B Expedition Data.

HU, S.; ZHAO, C.; LI, J.; WANG, F.; CHEN, Y. Discussion and reassessment of the method used for accepting or rejecting data observed by a Bowen ratio system. **Hydrological Processes**, v. 28, p. 4506-4510, 2014. <https://doi.org/10.1002/hyp.9962>.

HUTYRA, L. R.; MUNGER, J. W.; NOBRE, C. A.; SALESKA, S. R.; VIEIRA, S. A.; WOFSY, S. C. Climatic variability and vegetation vulnerability in Amazônia. **Geophys. Res. Lett.**, v. 32, L24712, 2005. <https://doi.org/10.1029/2005GL024981>.

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Monitoramento do Desmatamento da Floresta Amazônica Brasileira por Satélite. 2020. Acesso em: 09 de julho de 2020. [http://www.obt.inpe.br/OBT/assuntos/programas/amazonia/prodes.]

ISMAEL FILHO, A.; BORGES, P. F.; ARAUJO, L. S.; PEREIRA, A. R.; LIMA, E. M.; SILVA, L. S.; SANTOS JUNIOR, C. V. Influência das variáveis climáticas sobre a evapotranspiração. **Gaia Scientia (UFPB)**, v. 9, p. 62-66, 2015.

JARVIS, P. G.; MCNAUGHTON, K. G. Stomatal control of transpiration: Scaling up from leaf to region. **Adv. Ecol. Res.**, v. 15, p. 1– 48, 1986.

JERSZURKI, D.; DE SOUZA, J. L. M.; SILVA, L. D. C. R. Sensitivity of ASCE-Penman–Monteith reference evapotranspiration under different climate types in Brazil. **Clim Dyn.**, v. 53, p. 943–956, 2019. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04619-1>.

JESUS, E.; MATTOS, A.; JESUS, N. Análise da Evapotranspiração sobre o Seridó Nordeste em Cenários de Aquecimento. **Ciência e Natura**, v. 36, n 3, p. 470-480, 2014. doi:<https://doi.org/10.5902/2179460X12838>.

KHAND, K.; NUMATA, I.; KJAERGAARD, J.; VOURLITIS, G. L. Dry Season Evapotranspiration Dynamics over Human-Impacted Landscapes in the Southern Amazon Using the Landsat-Based METRIC Model. **Remote Sens.**, v. 9, p. 706, 2017. <https://doi.org/10.3390/rs9070706>.

LATHUILLIÈRE, M. J.; JOHNSON M. S.; DONNER, S. D. Water use by terrestrial ecosystems: Temporal variability in rainforest and agricultural contributions to evapotranspiration in Mato Grosso, Brazil. **Environmental Research Letters**, v. 7, p. 1-12, 2012.

LATHUILLIÈRE, M. J.; MIRANDA, E. J.; BULLE, C.; COUTO, E. G.; JOHNSON, M. S. Land occupation and transformation impacts of soybean production in Southern Amazonia, Brazil. **Journal of Cleaner Production**. n. 147, p. 680-689, 2017.

LEIVAS, J. F.; TEIXEIRA, A. H. C.; ANDRADE, R. G.; VICTORIA, D. C.; TORRESAN, F. E. Spatiotemporal variability of evapotranspiration in Pantanal, Brazil, using stellite images. **Geografia**, v. 40, p. 131-143, 2015.

LIU, B.; CUI, Y.; LUO, Y.; SHI, Y.; LIU, M.; LIU, F. Energy partitioning and evapotranspiration over a rotated paddy field in Southern China. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 276, p. 107626, 2019.

LOZANO, C. S.; Rezende, R.; FREITAS, P. S. L.; HACHMANN, T. L.; SANTOS, F. A. S.; ANDREAN, A. F. B. A. Estimation of evapotranspiration and crop coefficient of melon cultivated in protected environment. **Rev. bras. eng. agríc. ambient.** v. 21, n 11, p. 758-762, 2017. <https://doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v21n11p758-762>.

MACHADO, N. G.; BIUDES, M. S.; ANGELINI, L. P.; MUTZENBERG, D. M. S.; NASSARDEN, D. C. S.; BILIO, R. S.; SILVA, T. J. A.; NEVES, G. A. R.; ARRUDA, P. H. Z.; NOGUEIRA, J. S. 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.

MACHADO, N. G.; VENTURA, T.; DANELICHEN, V.; QUERINO, C.; BIUDES, M. ESTIMATION OF RAINFALL BY NEURAL NETWORK OVER A NEOTROPICAL REGION (ESTIMATIVA DE CHUVAS PELA REDE NEURAL SOBRE A REGIÃO NEOTROPICAL). **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 17, 2015a. doi:<http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v17i0.40799>.

MACHADO, N. G.; SANCHES, L.; SILVA, L. B.; NOVAIS, J. W. Z.; AQUINO, A. M.; BIUDES, M. S.; PINTO-JUNIOR, O. B.; NOGUEIRA, J. S. Soil nutrients and vegetation structure in a neotropical seasonal wetland. **Applied Ecology and Environmental Research**, v.13, p.289-305, 2015b.

MARCUZZO, F. F. N.; ROCHA, H. M.; MELO, D. C. R. Mapeamento da Precipitação Pluviométrica no Bioma Pantanal do Estado do Mato Grosso. **Geoambiente On-line**. v. 16, p. 66-84, 2011. <https://doi.org/10.5216/revgeoamb.v0i16.26021>.

MARENGO, J. A.; SOUZA JUNIOR, C. 2018. Mudanças climáticas, impactos e cenários para a Amazônia.

MARIN, F. R.; ANGELOCCI, L. R.; NASSIF, D. S.; COSTA, L. G.; VIANNA, M. S.; CARVALHO, K. S. Crop coefficient changes with reference evapotranspiration for highly canopy-atmosphere coupled crops. **Agricultural Water Management**, v. 163, p. 139-145, 2016.

MARQUES, T. V. **Mecanismos biofísicos e características de controle da evapotranspiração da Caatinga em anos de seca extrema**. 2020. 15 f, Tese (Doutorado), Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2020.

MARTIM, C.; ZAMADEI, T.; SOUZA, A.; ALMEIDA, F.; ZOLIN, C. Coeficientes de Angstrom-Prescott e a evapotranspiração de referência na transição Cerrado-Amazônia do Mato Grosso. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 26, 2020. doi:<http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v26i0.62369>.

MAUDER, M.; GENZEL, S.; FU, J.; KIESE, R.; SOLTANI, M.; STEINBRECHER, R.; ZEEMAN, M.; BANERJEE, T.; ROO, F.; KUNSTMANN, H. Evaluation of energy balance closure adjustment methods by independent evapotranspiration estimates from lysimeters and hydrological simulations. **Hydrological Processes**, v. 32, p. 39– 50, 2018. <https://doi.org/10.1002/hyp.11397>

MCNAUGHTON, K. G.; JARVIS, P. G. Predicting effects of and submerged environments. **Canadian Journal of Botany vegetation changes on transpiration and evaporation**. In: 74, 823–37. Kozlowski TT, ed. Water deficits and plant growth, Vol. VII, Dickinson RE, Hahmann AN, Shao Q. 1997. Commentary on New York, Academic Press, p. 1–47, 1983.

MO, X.; LIU, S.; LIN, Z.; WANG, S.; HU, S. Trends in land surface evapotranspiration across China with remotely sensed NDVI and climatological data for 1981–2010. **Hydrol Sci J**, v. 60, n. 12, p. 2163–2177, 2015. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.950579>.

MONTEITH, J. Evaporation and surface temperature, Q. J. R. **Meteorol. Soc.**, v. 107, p. 1–27, 1981.

MOORE, C. J.; FISCH, G. Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 38, n 1-3, p. 147-168, 1986. doi: 10.1016/0168-1923(86)90055-9.

MUTTI, P. R.; DA SILVA, L. L.; MEDEIROS, S. S.; DUBREUIL, V.; MENDES, K. R.; MARQUES, T. V.; LÚCIOS, P. S.; SILVA, C. M. S.; BEZERRA, B. G. Basin scale rainfall-evapotranspiration dynamics in a tropical semiarid environment during dry and wet years. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 75, p. 29-43, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2018.10.007>.

NUNES DA CUNHA, C.; JUNK, W. J. Year-to-year changes in water level drive the invasion of *Vochysia divergens* in Pantanal grasslands. **Appl. Veg. Sci.**, v. 7, p. 103–110, 2004. doi:10.1111/j.1654-109X.2004.tb00600.x.

NUMATA, I.; KHAND, K.; KJAERGAARD, J.; COCHRANE, M. A.; SILVA, S. S. Evaluation of Landsat-Based METRIC Modeling to Provide High-Spatial Resolution Evapotranspiration Estimates for Amazonian Forests. **Remote Sens.**, v. 9, p. 46, 2017. <https://doi.org/10.3390/rs9010046>.

NUNES DA CUNHA, C.; JUNK, W. J. A classificação dos macrohabitats do Pantanal Matogrossense. In: Nunes da Cunha C, MTF P, Junk WJ (eds) Classificação e Delineamento das Áreas Úmidas Brasileiras e de seus Macrohabitats, 1st edn. INCT-INAU – EdUFMT, Cuiabá, p. 77–126, 2015.

OBIOMA, C.; OKEREKE, C.; NWAIGWE, D. K. Comparative analysis of direct and four indirect methods for determination of evapotranspiration of waterleaf (*talinum triangulare*). **International Journal of Research in Engineering and Technology**, v. 04, p. 234-242, 2015. doi: 10.15623/IJRET.2015.0402031.

OLIVEIRA APARECIDO, L. E.; LORENÇONE, P. A.; LORENÇONE, J. A.; MENESES, K. C.; MORAES, J. R. S. C. Climate changes and their influences in water

balance of Pantanal biome. **Theor Appl Climatol**, v. 143, p. 659–674, 2021. <https://doi.org/10.1007/s00704-020-03445-4>.

ORTEGA-FARIAS, S. O.; CUENCA, R. H.; EK, M. Daytime variation of sensible heat flux estimated by the bulk aerodynamic method over a grass canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 81, p. 131–143, 1996. doi: 10.1016/0168-1923(95)02278-3.

PACA, V.; ESPINOZA-DÁVALOS, G. E.; HESSELS, T. M.; MOREIRA, D. M.; COMAIR, G. F.; BASTIAANSSEN, W. G. The spatial variability of actual evapotranspiration across the Amazon River Basin based on remote sensing products validated with flux towers. **Ecol Process**, v. 8, n 6, 2019. <https://doi.org/10.1186/s13717-019-0158-8>.

PARK, N. Y.; JANG, J. D.; KIM, Y.; SOHN, E. H.; OU, M. L.; PARK, J. D.; SEO, M.; LEE, K. S.; HAN, K. S. "COMS-Based Retrieval of Daily Actual Evapotranspiration over Korea". **Journal of Sensors**, v. 16, 2017. <https://doi.org/10.1155/2017/2151809>.

PAULINO JUNIOR, N.; VON RANDOW, R. C. S.; VON RANDOW, C. Analysis of biological and meteorological controls of evapotranspiration in pristine forests and a pasture site in Amazonia. **Ambiente e Água - An Interdisciplinary Journal of Applied Science**, v. 12, n. 2, p. 179-191, 2017. doi:<http://dx.doi.org/10.4136/ambi-agua.1832>.

PAVÃO, V.; BIUDES, M.; QUERINO, C.; MACHADO, N.; PAVÃO, L.; SILVA, P. Surface solar radiation in a tropical area estimated from different models. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 23, 2018. <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v23i0.51149>.

PEREIRA, L. S.; PAREDES, P.; LÓPEZ-URREA, R.; HUNSAKER, D. J.; MOTA, M.; MOHAMMADI SHAD, Z. Standard single and basal crop coefficients for vegetable crops, an update of FAO56 crop water requirements approach. **Agricultural Water Management**, v. 243, p. 106196, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2020.106196>.

PEREZ, P. J.; CASTELLVI, F.; IBANEZ, M.; ROSELL, J. I. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 97, p. 141-150, 1999. doi: 10.1016/S0168-1923(99)00080-5.

PINTO JÚNIOR, O. B.; LOBO, F. A.; SANCHES, L.; VOURLITIS, G. L.; NOGUEIRA, J. S. Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta de transição Amazônia Cerrado. **Ciência e Natura**, v. 31, n 2, p. 95-106, 2009.

QUERINO, C.; BIUDES, M.; MACHADO, N.; QUERINO, J.; SANTOS NETO, L.; DA SILVA, M.; DE ARRUDA, P.; NOGUEIRA, J. Balanço de ondas curtas sobre floresta sazonalmente alagável do Pantanal Mato-Grossense. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 20, 2017. <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v20i0.50701>.

ROCHA, H. R.; MANZI, A.; SHUTTLEWORTH, J. Evapotranspiration. In: Michael Keller; Mercedes Bustamante; John Gash; Pedro Silva Dias. (Org.). **AMAZONIA AND GLOBAL CHANGE. Washington: American Geophysical Union**, v. 186, p. 261-272, 2009.

RODRIGUES, T. R.; VOURLITIS, G. L.; LOBO, F. A.; SANTANNA, F. B.; ARRUDA, P. H. Z.; NOGUEIRA, J. S. Modeling canopy conductance under contrasting seasonal conditions for a tropical savanna ecosystem of South-Central Mato Grosso, Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 218–219, p. 218-229, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2015.12.060>.

RODRIGUES, T. R.; VOURLITIS, G. L.; LOBO, F. A.; OLIVEIRA, R. G.; NOGUEIRA, J. S. Seasonal variation in energy balance and canopy conductance for a tropical savanna ecosystem of south-central Mato Grosso, Brazil. **J Geophys R-Biogeosci**, v. 119, p. 1–13, 2014. 10.1002/2013JG002472.

SAADI, S.; BOULET, G.; BAHIR, M.; BRUT, A.; DELOGU, É.; FANISE, P.; MOUGENOT, B.; SIMONNEAUX, V.; CHABAANE, Z. L. Assessment of actual evapotranspiration over a semiarid heterogeneous land surface by means of coupled low-resolution remote sensing data with an energy balance model: comparison to

extra-large aperture scintillometer measurements. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v. 22, n. 4, p. 2187-2209, 2018. 10.5194/hess-22-2187-2018.

SABINO, M.; SILVA, J. B.; COSTA, R. O.; DUARTE, L. G.; SOUZA, A. P. parâmetros biofísicos e índices de extremos de temperatura do ar na transição Cerrado-Amazônia. **Sociedade & Natureza**, v. 32, p. 513-524, 2020.

SANCHES, L.; ALVES, M. C.; CAMPELO JÚNIOR, J. H.; NOGUEIRA, J. S.; DALMAGRO, H. J. Estimativa do coeficiente Priestley-Taylor em floresta monodominante Cambarazal no Pantanal. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 4, p. 448-454, 2010. <https://doi.org/10.1590/S0102-77862010000400004>.

SANCHES, L.; VOURLITIS, G. L.; DE CARVALHO ALVES, M.; PINTO JUNIOR, O. B.; NOGUEIRA, J. S. Seasonal Patterns of Evapotranspiration for a *Vochysia divergens* Forest in the Brazilian Pantanal. **Wetlands**, v. 31, p. 1215–1225, 2011. <https://doi.org/10.1007/s13157-011-0233-0>.

SANCHES, F. M.; XIMENES, A. R.; CORADI, P. C.; ROQUE, C. G.; CUNHA, F. F. Estimativa da evapotranspiração de referência na região norte do Brasil. **R. Ciênc. Agroamb.**, v. 13, n. 2, p. 19-31, 2015.

SANTOS, S. A.; DA CUNHA, C. N.; TOMÁS, W.; DE ABREU, U. G. P.; ARIEIRA, J. 2006. Plantas Invasoras no Pantanal: Como Entender o Problema e Soluções de Manejo por Meio de Diagnóstico Participativo. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 66, Embrapa Pantanal, Corumbá, MS, Brasil. 45 p.

SHAN, N.; JU, W.; MIGLIAVACCA, M.; MARTINI, D.; GUANTER, L.; CHEN, J.; GOULAS, Y.; ZHANG, Y. Modeling canopy conductance and transpiration from solar-induced chlorophyll fluorescence. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 268, p. 189-201, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2019.01.031>.

SHEIL, D. Forests, atmospheric water and an uncertain future: the new biology of the global water cycle. **Forest Ecosystems**, v. 5, n. 1, p. 1-22, 2018.

SHI, T. T.; GUAN, D. X.; WU, J. B.; WANG, A. Z.; JIN, C. J.; HAN, S. J. Comparison of methods for estimating evapotranspiration rate of dry forest canopy: Eddy

covariance, Bowen ratio energy balance, and Penman-Monteith equation. **J. Geophys. Res.**, v. 113, D19116, 2008. [10.1029/2008JD010174](https://doi.org/10.1029/2008JD010174).

SILVA, C. D. O. F.; DE CASTRO TEIXEIRA, A. H.; MANZIONE, R. L. Agriwater: An R package for spatial modelling of energy balance and actual evapotranspiration using satellite images and agrometeorological data. **Environmental Modelling & Software**, v. 120, p. 104497, 2019.

SILVA, C. O. F.; MANZIONE, R. L.; ALBUQUERQUE FILHO, J. L. Large-Scale Spatial Modeling of Crop Coefficient and Biomass Production in Agroecosystems in Southeast Brazil. **Horticulturae**, v. 4, p. 44, 2018. <https://doi.org/10.3390/horticulturae4040044>.

SILVA FILHO, A.; BIUDES, M.; MACHADO, N.; QUERINO, C.; ALMEIDA JÚNIOR, E. Estimativa do balanço de energia pelo método da razão de Bowen a partir de medidas de protótipo de estação micrometeorológica. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 24, 2019. doi:<http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v24i0.59271>.

SILVA JUNIOR, C. A.; COSTA, G. M.; ROSSI, F. S.; VALE, J. C. E.; LIMA, R. B.; LIMA, M.; OLIVEIRA-JUNIOR, J. F.; TEODORO, P. E.; SANTOS, R. C. Remote sensing for updating the boundaries between the brazilian Cerrado-Amazonia biomes. **Environmental Science & Policy**, v. 101, p. 383-392, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2019.04.006>.

SILVA, L. D. B.; LYRA, G. B.; SILVA, J. B. G.; PINHO, C. F.; NASCENTES, A. L.; ALMEIDA, G. V.; FOLEGATTI, M. V. Desempenho do método do balanço de energia - razão de bowen na estimativa da evapotranspiração de referência. **Irriga**, v. 21, p. 516–529, 2016. <https://doi.org/10.15809/irriga.2016v21n3p516-529>.

SILVA OLIVEIRA, B.; CARIA MORAES, E.; CARRASCO-BENAVIDES, M.; BERTANI, G.; AUGUSTO VEROLA MATAVELI, G. Improved Albedo Estimates Implemented in the METRIC Model for Modeling Energy Balance Fluxes and Evapotranspiration over Agricultural and Natural Areas in the Brazilian Cerrado. **Remote Sens.** v. 10, p. 1181, 2018. <https://doi.org/10.3390/rs10081181>.

SILVA, W. A.; SANTANA, J. S.; SILVA, C. M.; NUNES, A. A. Crop coefficient regionalization for irrigated agriculture planning in Maranhão State-Brazil. **Eng. Agríc.**, v. 37, n. 5, p. 953-960, 2017. <https://doi.org/10.1590/1809-4430-eng.agric.v37n5p953-960/2017>.

SÖRENSSON, A. A.; RUSCICA, R. C. Intercomparison and uncertainty assessment of nine evapotranspiration estimates over South America. **Water Resources Research**, v. 54, p. 2891–2908, 2018. <https://doi.org/10.1002/2017WR021682>.

SOUSA, D. D. P.; FERNANDES, T. F. S.; TAVARES, L. B.; FARIAS, V. D. S.; LIMA, M. J. A.; NUNES, H. G. G. C.; COSTA, D. L. P.; ORTEGA-FARIAS, S.; SOUZA, P. J. O. P. Estimation of evapotranspiration and single and dual crop coefficients of acai palm in the Eastern Amazon (Brazil) using the Bowen ratio system. **Irrig Sci**, v. 39, p. 5–22, 2021. <https://doi.org/10.1007/s00271-020-00710-2>.

SOUZA, P. J. O. P.; RODRIGUES, J. C.; SOUSA, A. M. L.; SOUZA, E. B. Diurnal energy balance in a mango orchard in the Northeast of Pará, Brazil. **Rev Bras Meteorol.**, v. 33, p. 537–546, 2018. <https://doi.org/10.1590/0102-7786333012>.

SPEARMAN, C. E. The proof and measurement of association between two things. **American Journal of Psychology**, v. 15, p. 72-101, 1904.

SUN, L.; BAKER, J. C. A.; GLOOR, E.; SPRACKLEN, D.; BOESCH, H.; SOMKUTI, P.; MAEDA, E.; BUERMANN, W. Seasonal and Inter-annual Variation of Evapotranspiration in Amazonia Based on Precipitation, River Discharge and Gravity Anomaly Data. **Frontiers in Earth Science**, v. 7, p. 32, 2019. [10.3389/feart.2019.00032](https://doi.org/10.3389/feart.2019.00032).

TAN, ZHENG-HONG JUN-FU ZHAO, GUAN-ZE WANG, MENG-PING CHEN, LIAN-YAN YANG, CHUN-SHENG HE, NATALIA RESTREPO-COUBE, SHU-SHI PENG, XUE-YAN LIU, HUMBERTO R. DA ROCHA, YOSHIKO KOSUGI, TAKASHI HIRANO, SCOTT R. SALESKA, MICHAEL L. GOULDEN, JIYE ZENG, FANG-JUN DING, FU GAO, LIANG SONG, Surface conductance for evapotranspiration of tropical forests: Calculations, variations, and controls,

Agricultural and Forest Meteorology, 275, 2019, 317-328, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2019.06.006>.

TANG, A. C. I.; STOY, P. C.; HIRATA, R.; MUSIN, K. K.; AERIES, E. B.; WENCESLAU, J.; SHIMIZU, M.; MELLING, L. M. The exchange of water and energy between a tropical peat forest and the atmosphere: Seasonal trends and comparison against other tropical rainforests. **Science of The Total Environment**, v. 683, p. 166-174, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.05.217>.

TIRIVAROMBO, S., OSUPILE, D., & ELIASSON, P. Drought monitoring and analysis: standardised precipitation evapotranspiration index (SPEI) and standardised precipitation index (SPI). **Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C**, v. 106, p. 1-10, 2018.

UNLAND, H. E.; HOUSER, P. R.; SHUTTLEWORTH, W. J.; YANG, Z. L. Surface flux measurement and modelling at a semi-arid Sonoran Desert site. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 82, p. 119–153, 1996. doi: 10.1016/0168-1923(96)02330-1.

VALLE JÚNIOR, L. C. G.; VENTURA, T. M.; GOMES, R. S. R.; NOGUEIRA, J. S.; LOBO, F. A.; VOURLITIS, G. L.; RODRIGUES, T. R. Comparative assessment of modelled and empirical reference evapotranspiration methods for a brazilian savanna, **Agricultural Water Management**, v. 232, p. 106040, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2020.106040>.

VENANCIO, L. P.; CUNHA, F. F.; MANTOVANI, E. C.; AMARAL, C. H.; REIS, E. F. Evapotranspiração de cultura: uma abordagem dos principais métodos aplicados às pesquisas científicas e na agricultura. **Irriga**, v. 24, n. 4, p. 719-746, 2019. <http://dx.doi.org/10.15809/irriga.2019v24n4p719-746>.

VIEIRA, P. V. D.; DE FREITAS, P. S. L.; DA SILVA, A. L. B. R.; HASHIGUTI, H. T.; REZENDE, R.; FARIA JUNIOR, C. A. Determination of wheat crop coefficient (Kc) and soil water evaporation (Ke) in Maringa, PR, Brazil. **African Journal of Agricultural Research**, v. 11, n. 44, p. 4551-4558, 2016.

VOURLITIS, G. L.; DA ROCHA, H. R. 2011. Flux dynamics in the cerrado and cerrado-forest transition of Brazil, in *Ecosystem Function in Global Savannas: Measurement and Modeling at Landscape to Global Scales*, edited by M. J. Hill and N. P. Hanan, pp. 97–116, CRC, Inc., Boca Raton, FL, USA.

VOURLITIS, G. L.; DE SOUZA NOGUEIRA, J.; DE ALMEIDA LOBO, F.; SENDALL, K. M.; DE PAULO, S. R.; ANTUNES DIAS, C. A.; PINTO, O. B.; ANDRADE, N. L. R. Energy balance and canopy conductance of a tropical semi-deciduous forest of the southern Amazon Basin. **Water Resour. Res.**, v. 44, W03412, 2008. doi:10.1029/2006WR005526.

VOURLITIS, G.L.; LOBO, F. A.; LAWRENCE, S.; LUCENA, I. C.; PINTO JUNIOR, O. B.; DALMAGRO, H. J.; ORTIZ, C. E. R.; NOGUEIRA, J. S. Variations in stand structure and diversity along a soil fertility gradient in a Brazilian savanna (Cerrado) in southern Mato Grosso. **Soil Science Society of America Journal**, v. 77, p. 1370-1379, 2013. doi: 10.2136/sssaj2012.0336.

VOURLITIS, G. L.; NOGUEIRA, J. S.; DE ALMEIDA LOBO, F.; PINTO JUNIOR, O. B. Variations in evapotranspiration and climate for an Amazonian semi-deciduous forest over seasonal, annual, and El Niño cycles. **Int J Biometeorol**, v. 59, p. 217–230, 2015. <https://doi.org/10.1007/s00484-014-0837-1>.

VOURLITIS, G. L.; NOGUEIRA, J. S.; LOBO, F. A.; PINTO JUNIOR, O. B. Variations in evapotranspiration and climate for an Amazonian semi-deciduous forest over seasonal, annual, and El Niño cycles. **International Journal of Biometeorology**, 2014. doi: 10.1007/s00484-014-0837-1.

WALLS, S.; BINNS, A. D.; LEVISON, J.; MACRITCHIE, S. Prediction of actual evapotranspiration by artificial neural network models using data from a Bowen ratio energy balance station. **Neural Comput & Applic.**, v. 32, p. 14001–14018, 2020. <https://doi.org/10.1007/s00521-020-04800-2>.

ZHANG, J.; BAI, Y.; YAN, H.; GUO, H.; YANG, S.; WANG, J. Linking observation, modelling and satellite-based estimation of global land evapotranspiration. **Big Earth Data**, v. 4, n. 2, p. 94-127, 2020. 10.1080/20964471.2020.1743612.

ZHENG, C.; JIA, L.; HU, G.; LU, J. Earth Observations-Based Evapotranspiration in Northeastern Thailand. **Remote Sens.**, v. 11, p. 138, 2019. <https://doi.org/10.3390/rs11020138>.