UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO

INSTITUTO DE FÍSICA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

ANÁLISE DE PARÂMETROS BIOFÍSICOS QUE CONTROLAM O FLUXO DE CALOR LATENTE EM ÁREA DE CERRADO CAMPO SUJO

THIAGO RANGEL RODRIGUES

PROF DR. FRANCISCO DE ALMEIDA LOBO
ORIENTADOR

PROF DR. GEORGE LOUIS VOURLITIS
COORIENTADOR

Cuiabá-MT, 2014

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO

INSTITUTO DE FÍSICA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

ANÁLISE DE PARÂMETROS BIOFÍSICOS QUE CONTROLAM O FLUXO DE CALOR LATENTE EM ÁREA DE CERRADO CAMPO SUJO

THIAGO RANGEL RODRIGUES

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

PROF DR. FRANCISCO DE ALMEIDA LOBO
ORIENTADOR

PROF DR. GEORGE LOUIS VOULITIS
COORIENTADOR

Cuiabá-MT, 2014

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

R196a Rangel Rodrigues, Thiago.
ANÁLISE DE PARÂMETROS BIOFÍSICOS QUE CONTROLAM O FLUXO DE CALOR LATENTE EM ÁREA DE CERRADO CAMPO SUJO / Thiago Rangel Rodrigues. -- 2014
94 f. ; 30 cm.

Orientador: Francisco de Almeida Lobo.
Co-orientador: George Louis Vourlitis.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2014.
Inclui bibliografia.

1. Eddy covariance. 2. Cerrado Campo Sujo. 3. Condutância da copa. 4. Modelo Jarvis-Type. 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.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental

FOLHA DE APROVAÇÃO

TÍTULO: **ANÁLISE DE PARÂMETROS BIOFÍSICOS QUE CONTROLAM O FLUXO DE CALOR LATENTE EM ÁREA DE CERRADO CAMPO SUJO**

AUTOR: **THIAGO RANGEL RODRIGUES**

Tese de Doutorado defendida e aprovada em 19 de março de 2014, pela comissão julgadora:

Prof. Dr. Francisco de Almeida Lobo
Orientador
Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária
UFMT

Prof. Dr. George Louis Vourlitis
Coorientador
California State University, San Marcos - EUA

Prof. Dr. Sérgio Roberto de Paulo
Examinador Interno
Instituto de Física - UFMT

Prof. Dr. Higo José Dalmagro
Examinador Externo
Universidade de Cuiabá - UNIC

Profa. Dra. Carla Maria Abido Valentini
Examinadora Externa
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Mato Grosso – IFMT

Dedico esse trabalho aos meus queridos Pais, Vilma e Vilmar, que sempre foram o meu referencial para que seguisse no caminho do bem e ao meu querido irmão Talles, por ser meu grande amigo e companheiro.

AGRADECIMENTOS

- Primeiramente a Deus pelo Dom da vida que me concedeu, pela saúde, sabedoria e pela maravilhosa família.

- Aos meus queridos Pais, Vilma e Vilmar, que sempre me incentivaram a traçar o caminho do bem.

- Ao meu irmão único e querido companheiro Talles pela grande amizade.

- À minha namorada e companheira Bianca, por todo apoio e dedicação durante todo esse período, é inestimável a sensação de contar com seu carinho e atenção mesmo que distante sempre permaneceu ao meu lado.

- Aos meus Orientadores, Prof. Dr. Francisco de Almeida Lobo e Prof. Dr. George Louis Vourlitis, por toda atenção, amizade, dedicação, conhecimentos compartilhados e ajuda na elaboração da Tese.

- Ao Programa de Pós Graduação em Física Ambiental (PPGFA) pela estrutura oferecida.

- Ao Coordenador e grande amigo Prof. Dr. José de Souza Nogueira (Paraná) e sua esposa Prof. Drª Marta C.J.A. Nogueira pelo grande empenho no Programa, amizade, companheirismo e grandes ensinamentos de vida transmitidos.

- Ao grupo de Ecofisiologia Vegetal (GPEV), em especial a Profa. Dra. Carmen Eugênia Rodríguez Ortíz, por toda atenção e empenho com todos os alunos envolvidos com o grupo.

- Aos Professores Serginho e Iramaia, por acreditarem no meu potencial desde o começo na graduação em Física que abriram as portas da Física Ambiental para que eu pudesse trilhar o caminho científico.

- À banca examinadora, Professores Dr George Vourlitis, Dr. Sérgio Roberto de Paulo, Dra. Carla Valentini e Dr. Higo Dalmagro pela aceitação do convite em participar com suas contribuições para o engrandecimento do trabalho.

- À todos os professores, colaboradores e pessoas que se dedicaram nos trabalhos e coletas de campo do Grupo de Pesquisa em Física Ambiental (PPGFA) que de alguma forma contribuíram para a minha formação e o sucesso desse trabalho.

- Um agradecimento especial à esposa do Prof. George, Melissa, pelo acolhimento à minha pessoa durante todo período de estágio Sanduiche nos Estados Unidos, e também a toda sua grande família, que sempre me receberam com muita atenção.

- Ao Prof. Clóvis Nobre de Miranda pela colaboração com PPGFA pelo espaço concedido para instalação da Torre Micrometeorológica em sua propriedade.

- Ao amigos Cesário e Soilce pela grande colaboração e serviços prestados ao PPGFA.

- Aos grandes irmãos desde a Graduação em Física, Leone Curado, Jonathan Zangeski e Paula Valéria, e aos grandes amigos que fiz na Física Ambiental, Allan Gonçalves e Renan Gonçalves que em todos os momentos estiveram presentes.

- À Shapiro, Kolmogorov, Romeuzinho, Doido_menino, Spock, Mulinha e Zé Faquinha pelos momentos de descontração.

- Aos Brothers Felipe Ferla e Gabriel Merino pela amizade de tantos anos.

- À família que morei durante o período de estágio Sanduíche, Felicia Everett e Mike Burns, pela amizade que construímos e por todos os momentos de alegria compartilhados.

- Aos amigos, Cloe Hentz e Anthony Zappia, pela amizade durante o período de estágio Sanduíche no laboratório do professor Vourlitis na CSUSM.

- A Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal do Ensino Superior (CAPES) pelo auxilio financeiro concedido durante toda pesquisa e ao projeto PROFESSOR VISITANTE ESPECIAL CAPES/CNPQ n° 120/12 pela concessão da Bolsa de Doutorado Sanduíche.

“A tarefa não é tanto ver aquilo que ninguém viu, mas pensar o que ninguém ainda pensou sobre aquilo que todo mundo vê.” (Arthur Schopenhauer).

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS **11**

LISTA DE TABELAS **14**

LISTA DE SÍMBOLOS **15**

RESUMO **17**

ABSTRACT ..... **xix**

1.INTRODUÇÃO **1**

1.1 OBJETIVO GERAL 3

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS 3

1.3 HIPÓTESE 4

2. REVISÃO DA LITERATURA **5**

2.1 O CERRADO BRASILEIRO 5

2.2CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO 6

2.3 BALANÇO DE ENERGIA 8

2.4 EVAPOTRANSPIRAÇÃO 8

2.5 EDDY COVARIANCE 11

2.6 CONDUTÂNCIA DA COPA (G_c) E FATOR DE DESACOPLAMENTO (Ω) ... 13

3. MATERIAL E MÉTODOS **15**

3.1 LOCAL DE ESTUDO 15

3.2 MATERIAL 17

3.2.1 Torre micrometeorológica **17**

3.2.2 Avaliação do desempenho do sistema de *eddy covariance* **20**

3.2.3 Sistema de alimentação da torre micrometeorológica **21**

3.3 CÁLCULO DA CONDUTÂNCIA DA COPA 21

3.4 REFLETÂNCIA SPECTRAL 22

3.5 PARAMETRIZAÇÃO DO MODELO JARVIS-TYPE 23

3.6 ANÁLISE DOS DADOS 25

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO 29

4.1 DESEMPENHO DO SISTEMA DE EDDY COVARIANCE 29

4.2 VARIAÇÃO SAZONAL EM MICROMETEOROLOGIA E EVI 31

4.3 PADRÕES HORÁRIOS DA CONDUTÂNCIA E DAS DENSIDADES DE FLUXOS DE ENERGIA 36

4.4 TENDÊNCIAS SAZONAIS DA CONDUTÂNCIA E DAS DENSIDADES DE FLUXO DE ENERGIA 40

4.5 EFEITOS DIRETOS E INDIRETOS DE VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS E DO EVI SOBRE G_c E L_e 45

4.6 COMPARAÇÃO COM OUTROS ESTUDOS 47

4.7 PARAMETRIZAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO JARVIS-TYPE 51

5. CONCLUSÃO 58

6. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS 60

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 61

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização da Baixada Cuiabana. 7

Figura 2. Vegetação com características de Cerrado, após a derrubada da vegetação natural que havia no local para o plantio de pastagem. 15

Figura 3. Localização da área de estudo, perto de Cuiabá, MT e os locais dos outros centros de estudo onde os dados fluxo de calor latente (Le) foram utilizados para a comparação entre os valores medidos aqui e através de um gradiente de chuvas no Brasil. Essas localizações estão listados na tabela X, e os símbolos correspondem às florestas da Amazônia (círculos fechados), florestas de transição (círculos abertos) e cerrado (triângulos invertidos fechados). 17

Figura 4. Torre micrometeorológica instalada na Fazenda Miranda em uma região com vegetação de pastagem com características de Cerrado. 19

Figura 5. Diagrama Caminho dos efeitos diretos e indiretos da precipitação média semanal (P), saldo de radiação (Rn), umidade do solo (sH2O), temperatura do ar (Ta), o déficit de vapor de pressão (D), e o índice de vegetação (EVI) sobre a média semanal fluxo de calor latente (Le) e a condutância da copa (Gc). 26

Figura 6. Fechamento do balanço de energia para (a) valores médios a cada 30min (B) valores médios diários de fluxo de calor latente mais o calor sensível (H + Le ; variável dependente) vs saldo de radiação menos o fluxo de calor no solo (Rn- G; variável independente). Também são mostrados os resultados de regressão linear , incluindo a equação de melhor ajuste , o coeficiente de determinação (R^2), e o número de amostras incluídas na análise de regressão 30

Figura 7. (A) Precipitação semanal total (barras ; eixo da esquerda) e média semanal (+ dp) de umidade do solo (círculos brancos , eixo da direita) , (B) média semanal da radiação líquida (+ DP) (Rn ; círculos preto , eixo da esquerda) e radiação solar incidente (Rs ; círculos brancas , eixo da direita) , (C) a temperatura do ar (Ta ; círculos preto , eixo da

esquerda) e déficit de pressão de vapor (D ; círculos branco , eixo da direita) e (D) a velocidade do vento durante o período de estudo. Partes sombreadas indicam a estação chuvosa. 33

Figura 8. Média do Índice de Vegetação (EVI) obtidos com dados a cada 16 dias abrangendo a área da torre micrometeorológica. Áreas sombreadas indicam o período chuvoso. 35

Figura 9. (A) Tendências médias diurnas na radiação líquida (Rn ; círculos preto), de calor latente (LE ; triângulos brancos), sensível (H ; círculos brancos) e fluxo de calor do solo (G - triângulos invertidos) e média diurnas (0800-1600 h hora local) (B) condutância da copa e (C) o fator de desacoplamento calculado para cada mês do período de estudo. 38

Figura 10. Média semanal (±dp) fluxo de calor latente (A) , condutância da copa (B) , e do fator de desacoplamento (C). Partes sombreadas indicam a estação chuvosa 42

Figura 11. Tendências Média diárias na radiação líquida (A e B) , déficit de pressão de vapor (C e D), fluxo de calor latente (E e F) e condutância da copa (G e H) para um dia antes (símbolos fechados) e depois (símbolos abertos) de um evento de chuva que ocorreu durante a estação seca (lado esquerdo) e na estação chuvosa (lado direito) 44

Figura 12. Estimativas da média do fluxo de calor latente nas (A) estação seca, (B) estação chuvosa , e (C) anual em função da precipitação média anual para este estudo, em locais na floresta amazônica (círculos preto), florestas de transição (círculos brancos) e cerrado (triângulos invertidos) relatados na literatura (ver Tabela 2 para fontes de dados e Fig. 1 para localização aproximada). Tendências lineares significativas estão representadas com a linha de tendência, equação de melhor ajuste, o coeficiente de determinação (R^2), e a probabilidade de que a linha é significativamente diferente de zero (p). 50

Figura 13. Comportamento dos parâmetros de cada *f*(x) do modelo “Jarvis-Type” para este local de estudo (circulo fechado), e para outros estudos colocados como comparativo Harris

et al., 2004 (circulo aberto), Wright et al., 1996 (triangulo invertido), Dolman et al., 1991 e Vourlitis (não publicado, Sinop).....52

Figura 14. Regressão linear para dados diários de G_c entre os dados calculados através da equação de Penman-Monteith invertida (variável independente, eixo x) e os dados estimados pelo modelo "Jarvis-Type" calibrado para as condições locais. É apresentado ainda a equação de ajuste da regressão linear, o R^2 e o índice de concordância de Willmott (d). A linha pontilhada indica a equação y = x.....54

Figura 15. Médias diurnas mensais de G_c medido através da equação de Penman-Monteith invertida (círculos fechados) e G_c predito pelo modelo "Jarvis Type" parametrizado para as condições da área de estudo (círculos abertos) com desvio padrão.....55

Figura 16. Médias obtidas para os dados diários de G_c usando *Bootstrap* e seus intervalos de confiança para os dados estimados pelo modelo "Jarvis-Type" sem alteração nenhuma em qualquer variável (controle) e para G_c estimado pelo modelo "Jarvis-Type" com alteração em +/- 10%.....56

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Coeficientes da análise de trilha (Path Analisys) dos efeitos diretos e indiretos da precipitação média semanal (P), saldo de radiação (Rn), teor de umidade do solo (sH_2O), temperatura do ar (T_a), déficit de pressão de vapor (D), e o índice de vegetação (EVI) nas médias semanais do fluxo de calor latente (L_e) e condutância da copa (G_c). Os valores em negrito indicam coeficientes estatisticamente significantes ($p < 0,05$), determinada por meio de regressão linear múltipla, e só correspondem aos efeitos diretos de cada variável sobre L_e ou G_c. 46

Tabela 2. Estimativas do total anual de precipitação (P) e o fluxo de calor latente médio (L_e) para as estações seca e chuvosa no período de um ano, incluindo os dados coletados aqui (ver os valores em negrito abaixo) e os dados relatados na literatura. Informações dos locais incluem o tipo de vegetação (FA = Floresta Amazônica, FT = Floresta de Transição, Css = Cerrado *Stricto Sensu*, Ccs = Cerrado Campo Sujo , Cd = Cerrado Denso , Cc = Campo Cerrado e FG = Floresta de Galeria). Também mostra a variação do percentual de L_e entre a estação seca e chuvosa calculada como [(Le Seca – Le Chuvosa) / Le Chuvosa] x 100. 49

LISTA DE SÍMBOLOS

D - Déficit de pressão de vapor

T_s – Temperatura da superfície

L_e – Densidade de fluxo de calor latente

EVI - Enhanced vegetation index (índice da vegetação)

G_c – Condutância da Copa

H – Densidade de fluxo de calor sensível

G – Densidade de fluxo de calor no solo

I – Energia utilizada para processos fotossintéticos

S – Energia armazenada na lâmina d'água

R_n – Saldo de radiação (energia disponível)

ET – Evapotranspiração

EC – Eddy Covariance

Ω – Fator de desacoplamento

G_s – Condutância da superfície

g_s – Condutância estomática

G_a – Condutância aerodinâmica

T_a – Temperatura do ar

UR – Umidade relativa

u – Velocidade do vento

P – Precipitação pluviométrica

T_s – Temperatura do solo

sH_2O – Umidade do solo

R_s – Radiação solar global

Q - Energia disponível calculada como R_n-G

ρ - Densidade do ar seco

C_p – Calor específico

γ – Constante psicrométrica

u* - velocidade de fricção

Δ – Inclinação da curva de pressão de vapor vs. curva de temperatura

r_c – Resistência da copa

r_a – Resistência aerodinâmica

G_c^{mod} – Condutância da copa predita pelo modelo "Jarvis-Type"

a_1-a_3 – Parâmetros de parametrização do modelo

θ_w – Teor de água no ponto de murcha permanente do solo

θ^* - Conteúdo de água no solo

d – Índice de concordância de Willmott

DP – Desvio padrão

LAI – Índice de área foliar

RODRIGUES, T.R. Análise de parâmetros biofísicos que controlam o fluxo de calor latente em área de Cerrado Campo Sujo. 2014. 94p. Tese (Doutorado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2014.

RESUMO

A savana tropical (conhecida localmente como Cerrado) compõe 24% do território nacional no Brasil e caracteriza-se pela alta variação climática, particularmente relacionada com o regime de chuvas e o período de seca. No entanto, os padrões de troca de energia ainda são mal compreendidos, especialmente na fitofisionomia denominada de Campo Sujo. Particularmente as fitofisionomias do Cerrado presentes na região da Baixada Cuiabana diferem significativamente daquelas observadas no resto do Brasil, pois apresentam solos com baixa retenção de umidade e reduzida profundidade efetiva. Contudo, é essa região da Baixada Cuiabana que constitui o entorno do Pantanal Norte do Mato Grosso e que é diretamente responsável por sua dinâmica hidrológica. Por essa razão, foi desenvolvido este trabalho com o objetivo de avaliar como os parâmetros biofísicos controlam sazonalmente o intercâmbio de vapor d' água entre a superfície vegetada e a atmosfera em área de Cerrado Campo Sujo. A pesquisa foi realizada na Fazenda Miranda, situada a 15 km a sudoeste de Cuiabá (15º43' Sul e 56º04' Oeste), onde foi instalada uma torre micrometeorológica com um sistema de *eddy covariance*. Os resultados obtidos para o período compreendido entre março de 2011 e dezembro de 2012 permitiram identificar que as variações sazonais da precipitação e/ou da disponibilidade de água na superfície foram as variáveis mais importantes no controle dos fluxos de energia e na condutância da copa. Durante a estação seca, foi possível inferir que a condutância estomática foi o fator determinante sobre o comportamento da condutância da copa, quando se verificaram valores baixos do fator de desacoplamento. A condutância da copa, a densidade de fluxo de calor latente e o fator de desacoplamento verificados para a área experimental exibiram respostas rápidas e dinâmicas para pulsos de chuvas que foram qualitativamente semelhantes aos observados em ecossistemas áridos e semi-áridos, sendo esse fenômeno mais evidenciado quando o evento de chuva ocorreu no período de seca. Os resultados obtidos com uma análise de trilha permitiram identificar que a radiação, a temperatura, o déficit de pressão de vapor e a umidade do solo afetaram significativamente direta ou indiretamente a variação temporal da condutância da copa e do fluxo de calor latente. No entanto, para quantificar a sensitividade da condutância da copa às variações microclimáticas e da disponibilidade de água, foi preciso um modelo mais sofisticado, e para esse caso foi empregado o modelo "Jarvis-Type", o qual foi devidamente calibrado e validado para a área de estudo, com um desempenho ótimo (índice de concordância de Willmott igual a 0,9856). Com a caracterização das variáveis climatológicas e o entendimento de como estas biofisicamente controlam o fluxo de calor latente e a possibilidade de empregar com sucesso o modelo "Jarvis-Type", dispõe-se agora de mais

informações que contribuirão para tornar possível realizar estimativas da condutância da copa levando em consideração cenários futuros relacionados com as mudanças climáticas globais Os resultados deste trabalho são uma contribuição importante para a região da Baixada Cuiabana. Ferramentas que possibilitam o entendimento das relações entre a biosfera e a atmosfera desse local, como as apresentadas neste trabalho, são fundamentais para compreender sobre as consequências dos impactos no ambiente causados pela ação do homem e, com isso, se prestar como informação científica para a definição de políticas públicas.

Palavras chave: *Eddy covariance*, Cerrado Campo Sujo, condutância da copa, modelo Jarvis-Type.

RODRIGUES, T.R. Analysis of biophysical parameters control the latent heat flux in the Cerrado Campo Sujo area. 2014. 94p. Thesis (PHD in Environmental Physics). Institute of Physics. Federal University of Mato Grosso, Cuiabá, 2014.

ABSTRACT

The tropical savanna (locally known as Cerrado) comprises 24 % of the national territory in Brazil and is characterized by high climatic variability, particularly related to rainfall. However, the patterns of energy exchange are still poorly understood, especially in the Campo Sujo Cerrado. Therefore, this work was conducted to evaluate how biophysical parameters seasonally control the exchange of water vapor between the vegetated surface and the atmosphere of Cerrado Campo Sujo. The study was conducted at the Fazenda Miranda, located 15 km southwest of Cuiabá (15 ° 43 ' S and 56 º 04' W), where a micrometeorological tower equipped with an eddy covariance system was installed. The results for the period between March 2011 and December 2012 indicate that seasonal changes in precipitation and/or surface water availability were the most important variables in the control of energy flux and canopy conductance. During the dry season, low values of the decoupling factor indicated that the stomatal conductance was the determinant for canopy conductance. Canopy conductance, the density of latent heat flux, and the decoupling factor showed rapid and dynamic responses to pulses of rain that were qualitatively similar to those observed in arid and semi-arid ecosystems, especially when the rain event occurred during the dry season. The results obtained with a path analysis model indicated that radiation, temperature, vapor pressure deficit and soil moisture significantly affected directly or indirectly the temporal variation in canopy conductance and latent heat flux. However, to quantify the sensitivity of canopy conductance to microclimate variations and availability of water, a more sophisticated model was needed, and for this case we used the " Jarvis -Type " model, which was calibrated and validated for the study area, with a great performance (Willmott agreement index equal to 0.9856). The characterization of climatological variables, coupled with an understanding how these biophysically control the latent heat flux and the ability to successfully employ the " Jarvis -Type " model, it is now possible to perform estimates of canopy conductance considering future scenarios related to global climate change. The results of this study are an important contribution to the region of Baixada Cuiabana, since this location has some special features related to their soils, such as low moisture retention and reduced effective depth that differ much from other regions of the Cerrado of Brazil. Furthermore, the region of Baixada Cuiabana is directly responsible for the hydrological dynamics of the North Pantanal of Mato Grosso, thus, understanding controls on water vapor exchange is important for understanding hydrological variations of the North Pantanal. Therefore, tools that enable the understanding of relations between the biosphere and the atmosphere in the

Baixada Cuiabana, as presented in this study, are key to understanding the consequences of the impacts on the environment caused by human activity and can provide scientific information to help inform public policies.

Keywords: Eddy covariance, Campo Sujo Cerrado, canopy conductance and Jarvis-Type model.

1. INTRODUÇÃO

O Brasil ocupa um lugar de destaque no cenário internacional por possuir a maior reserva de água doce do mundo, a maior biodiversidade de flora e fauna somando um terço de todas as florestas tropicais ainda existentes, concentrando aproximadamente 10% das espécies vegetais conhecidas, o que se deve, dentre outros fatores, à extensão territorial e aos diversos climas e biomas do país.

O Brasil com sua extensão territorial de 8.511.965 km^2 é o maior país da América do Sul, abrigando em seu território seis biomas diferentes. O maior deles é a Floresta Amazônica, ocupando uma área de aproximadamente 4.196.943 km^2, correspondendo a 49,29% do território nacional, constituída principalmente por uma floresta tropical. Savanas tropicais cobrem aproximadamente 12% da superfície da Terra e são geralmente caracterizadas por alta diversidade na sua flora. No Brasil, Savanas (conhecidas como Cerrado) cobrem aproximadamente 24% de sua extensão territorial e são predominantes em áreas sujeitas a longo períodos de seca. A Mata Atlântica é constituída principalmente por mata ao longo da costa litorânea que vai do Rio Grande do Norte ao Rio Grande do Sul e ocupa 13,04% do território. A Caatinga ocupa 9,92% do território sendo constituída basicamente por savana estépica. No sul do Brasil encontram-se os Pampas, formado por vegetação campestre, ocupando uma área de 2,07% do país. O sexto bioma brasileiro é o Pantanal, maior planície alagada, localizada entre os estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, influenciada por rios que drenam a bacia do Alto Paraguai, e sua extensão corresponde a 1,76% do território nacional.

O Estado de Mato Grosso possui 903.357 km^2, localizado na região centro-oeste

do Brasil, e abriga em seu território três biomas, sendo que aproximadamente 54% são ocupados pela Floresta Amazônica, 39% ocupado pelo Cerrado e 7% pelo complexo do Pantanal. Seguindo a distribuição no eixo espacial sul-norte, observa-se o complexo do Pantanal no sul, as formações savânicas na região centro-sul, uma variedade de ambientes de transição ecológica na região central e finalmente as formações Amazônicas no norte do estado.

Nas últimas décadas, principalmente com o advento da criação de gado e plantação de grãos, o Cerrado brasileiro tem registrado altas taxas de desmatamento, convertendo suas áreas em pastos e grandes áreas de plantações, apresentando taxas de atividade antrópica maiores até que as áreas de florestas úmidas na Bacia Amazônica. Em geral, esse tipo de atividade aumenta a frequência de queimadas e diminui a densidade de vegetação, convertendo a vegetação em campos abertos com maior dominância de gramíneas com pequenos fragmentos de Cerrado. No entanto, o Cerrado tem recebido menos atenção dos pesquisadores em comparação com trabalhos realizados nas áreas de Floresta amazônica. Alguns trabalhos têm sido feitos no sentido de caracterizar as trocas de massa (CO_2 e H_2O) e energia, mas a estrutura do Cerrado é complexa, variando de florestas altas e densas (Cerradão), estruturas um pouco menos densa (Stricto Sensu), e ecossistemas com dominância de gramíneas com (Campo sujo) e sem (Campo limpo) a presença de arbustos, o que, associado ao aspecto da interferência humana nos ambientes naturais, não permite que generalizações possam ser realizadas.

Essa alta variação estrutural afeta significativamente os processos e atividades atmosféricas, tais como a dinâmica na camada limite como a partição dos fluxos de energia, convecção, nebulosidade e propriedade de nuvens, e precipitação. Conversão de florestas em pastagens em sistemas tropicais causam significativos aumentos no déficit de pressão de vapor (D) e temperatura da superfície (T_s), causando também prolongamento nas estações secas e aumentando a partição de chuva em enxurradas, uma vez que a densidade da cobertura vegetal diminui. Essa tendência de mudança nas variáveis quando se muda a cobertura do solo altera a dinâmica do vapor de água, uma vez que a condutância da copa está fortemente ligada à disponibilidade de água no solo, energia disponível e déficit de pressão de vapor.

Estudos em área de Cerrado, mesmo que ainda muito poucos, destinam-se em quase sua totalidade ao entendimento de áreas como Cerrado Stricto Sensu nas regiões do planalto central, não aparecendo quase nenhum destinado ao entendimento de cerrado tipo Campo Sujo, sendo esse muito comum no estado de Mato Grosso e ainda muito pouco compreendido no que se refere à dinâmica do vapor de água entre a superfície e a atmosfera.

1.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo geral da pesquisa foi avaliar como os parâmetros físicos controlam sazonalmente o intercâmbio de vapor de água entre a superfície vegetada e a atmosfera em área de Cerrado Campo Sujo.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

(a) Caracterizar a variação sazonal no balanço de energia para o ecossistema de Cerrado Campo Sujo, determinando os controles sazonais das densidades de fluxo de calor latente (L_e);

(b) Analisar estatisticamente, através da análise de trilha (*Path Analisys*), como os parâmetros micrometeorológicos e o índice de vegetação (EVI) afetam direta ou indiretamente o fluxo de calor latente (L_e) e (G_c);

(c) Calibrar um modelo de predição de G_c para o local de estudo, compatível com os resultados obtidos na análise de trilha;

(d) Validar o modelo de predição de G_c por meio da comparação dos dados preditos pelo modelo com os dados reais calculados a partir do sistema *eddy covariance*.

1.3 HIPÓTESE

(a) Como a região é fortemente influenciada pelo regime de chuvas, espera-se que os fluxos de calor latente e sensível tenham alta variação entre os períodos devido à alta sazonalidade no regime pluviométrico;

(b) Espera-se que o EVI obtido pelo pacote MODIS seja o melhor indicativo das variações sazonais de L_e e G_c, ao invés dos de variáveis micrometeorlógicas;

(c) Cerrado, Floresta de Transição e Florestas Úmidas tem taxas anuais similares de L_e apesar da alta variabilidade pluviométrica do Cerrado.

2. REVISÃO DA LITERATURA

2.1 O CERRADO BRASILEIRO

O Cerrado é o segundo maior bioma brasileiro em extensão. Está situado entre 5º e 20º de latitude sul e de 45º a 60º de longitude oeste em altitudes que variam de 300 m na Baixada Cuiabana (MT), a 1600 m na Chapada dos Veadeiros (GO). Ocupa aproximadamente 24% do território nacional, estando a maior parte da sua área localizada no Planalto Central Brasileiro.

Seus dois milhões de quilômetros quadrados, como área contínua, abrangem os estados de Bahia, Ceará, Distrito Federal, Goiás, Maranhão, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Minas Gerais, Piauí, Rondônia, São Paulo e Tocantins. Ocorre também em áreas disjuntas ao norte dos estados do Amapá, Amazonas, Pará e Roraima, e ao Sul em pequenas ilhas do Paraná.

O Cerrado limita-se ao norte com a Floresta Amazônia, ao sul com os campos de clima semelhantes ao temperado, ao leste com a Mata Atlântica, ao Oeste com o Pantanal e ao nordeste com a Caatinga.

Em Mato Grosso a área ocupada pelo Cerrado é de aproximadamente 300 mil km², o equivalente a 34% do território estadual e é onde se encontram as nascentes de duas das três maiores bacias hidrográficas da América do Sul, a Amazônica e a do Tocantins, o que resulta em um elevado potencial aquífero e favorece a sua biodiversidade (PEREIRA, 1997).

De acordo com a classificação feita por Ribeiro e Walter (1998), o Cerrado pode ser dividido em cinco variações fisionômicas, Campo Limpo, Campo Sujo, Campo

Cerrado, Stricto Sensu e Cerradão.

O Campo Limpo é uma fisionomia predominantemente herbácea, com arbustos raros e ausência completa de árvores.

O Campo Sujo é uma estrutura fisionômica exclusivamente herbáceo arbustivo, com arbustos esparsos e subarbustos, formados pelos tipos menos desenvolvidos no Cerrado Stricto Sensu. A vegetação lenhosa apresenta altura média de 2 m e cobre menos que 5%.

O Campo Cerrado é um subtipo de vegetação arbóreo-arbustiva, com cobertura arbórea na faixa de 5 a 20% e altura média de 2 a 3 m.

O Cerrado Stricto Sensu caracteriza-se pela presença de árvores baixas, tortuosas e com ramificações irregulares e retorcidas. Os arbustos são esparsos, apresentando dossel descontínuo com uma vegetação predominantemente arbustiva, cobertura arbórea de 20 a 50% e altura média de 3 a 6 m.

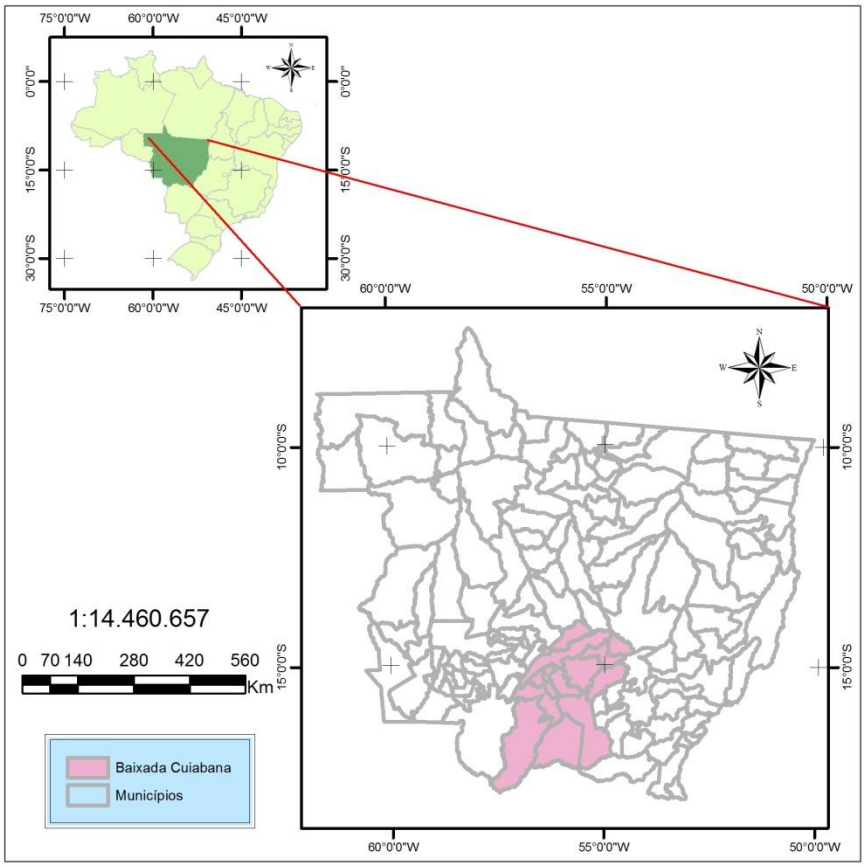
O Cerradão é uma formação florestal com aspectos xeromórficos. Caracteriza-se pela presença de espécies que ocorrem no Cerrado Stricto Sensu e também nas Florestas Tropicais. A copa das árvores é predominantemente contínua e a cobertura arbórea varia de 50 a 90%. A altura média do estrato arbóreo varia de 8 a 15 m, possibilitando condições de iluminação que promovem a formação de estratos arbóreos e herbáceos diferenciados.

2.2 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

O município de Cuiabá possui uma área de 3.224,68 km², sendo a área urbana compreendida em 251,94 km² e a área rural em 2.972,74 km². Situado entre os paralelos 15º10’, 15º50’ de latitude sul e os meridianos de 50º50’, 50º10’ de longitude a oeste de Greenwich com altitude média de 150 m em relação ao nível do mar, o município está contido na Zona Intertropical, próximo ao Equador, sendo esta a justificativa para as pequenas diferenças existentes entre as estações e a ocorrência de altas temperaturas durante boa parte do ano.

De acordo com a classificação climática de Köppen, a Baixada Cuiabana (Figura) é caracterizada pelo clima tropical semi-úmido (Aw), com quatro a cinco meses secos e duas estações bem definidas, uma seca: outono-inverno e uma chuvosa: primavera-verão.

Por localizar-se na porção centro-sul do estado de Mato Grosso a atuação predominante durante a estação seca é do sistema de circulação estável do Anticiclone do Atlântico Sul e também pelo sistema de correntes perturbadas de sul e sudoeste do Anticiclone Polar, responsável pelo fenômeno de “friagem” na região (MAITELLI, 1994).



Fonte. Wagner Rodrigues

Figura 1. Localização da Baixada Cuiabana.

Na estação chuvosa atua o sistema de correntes perturbadas de oeste e noroeste (linhas de instabilidades das Frentes Intertropicais) causando chuvas e temperaturas elevadas. Outro fator importante é a influência da continentalidade em Cuiabá, que causa elevada amplitude térmica mensal, sobretudo nos meses de seca, sendo registrada amplitude de até 15°C nos meses de julho e agosto, segundo os estudos feitos por Maitelli (1994) com uma série de dados entre 1970 e 1992.

2.3 BALANÇO DE ENERGIA

A energia disponível ao meio, expressa o somatório do balanço de radiação de ondas curtas e ondas longas, ou seja, a radiação líquida disponível ao sistema, que é utilizada na evaporação em forma de calor latente (L_e), no aquecimento do ar em forma de calor sensível (H), no aquecimento do solo (G). Assim, o balanço de energia de um meio é uma função desses 3 processos (Equação 1).

$$\mathbf{R_n = H + LE + G} \qquad \text{(Equação 1)}$$

Em que R_n (J m^{-2} s^{-1}) é o saldo de radiação, H (J m^{-2} s^{-1}) é a densidade do fluxo de calor sensível, L_e (J m^{-2} s^{-1}) é a densidade de fluxo de calor latente, G (J m^{-2} s^{-1}) é a densidade de fluxo de calor no solo.

O Sistema Solo-Planta-Atmosfera está dinamicamente acoplado em um processo físico construído no transporte de energia térmica e massa de água de uma superfície vegetada. Este fenômeno explica, em alguma extensão, a importância do conhecimento acerca da microclimatologia de sistemas de cultivo e florestas (SÁ et al., 1988).

2.4 EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A medida ou estimativa da densidade de fluxo de calor latente (L_e) indica o quanto uma comunidade vegetal utilizou da energia disponível ao meio (R_n) para transpiração das plantas e evaporação de água do solo. No conjunto, a transpiração das plantas e a evaporação de água do solo são chamadas de evapotranspiração (RODRIGUES, 2011; RODRIGUES et al., 2011).

O fluxo de vapor d'água para a atmosfera é um importante componente para avaliação do balanço de energia em uma determinada região e este é condicionado pela partição da energia disponível, pela disponibilidade de água no solo, pelas propriedades físicas da superfície, pela umidade do ar adjacente, pelas características dinâmicas da camada atmosférica justaposta àquela superfície. Uma vez gerado, o vapor de água

mistura-se ao ar da camada limite superficial por difusão turbulenta e, posteriormente, é transportado por correntes advectivas e convectivas por toda a camada limite atmosférica (OLIVEIRA et al., 2006).

Quantificar os componentes da evapotranspiração (ET) é crucial para avaliar os processos ecofisiológicos e físicos de água controlados por fatores ambientais. Há também uma necessidade de entender os fatores bióticos e abióticos subjacentes aos efeitos do balanço de água (recarga de água e déficit) na troca e produtividade de carbono (WILLIAMS et al., 2004; OISHI et al., 2008).

As taxas de trocas de vapor d'água entre a superfície vegetada e a atmosfera estão entre os principais componentes das trocas de energia nos processos que ocorrem na interface terra-ar (KUMAGAI et al., 2004).

Mudanças na cobertura da terra ou em práticas de uso da terra têm o potencial de afetar significativamente o desenvolvimento, o futuro, e o ambiente de uma região. A cobertura do solo determina como a radiação líquida disponível à superfície da terra é distribuída nos diversos fluxos que compõem o balanço de energia da superfície. A evapotranspiração é o componente dominante do ciclo hidrológico que é afetado por mudanças na terra, utilização agrícola, tais como mudanças na cobertura florestal ou padrões de culturas (ABER, 1992), pois alterando a composição da superfície, principalmente quando esta é desmatada, muda-se completamente a dinâmica das variáveis que regulam as trocas de vapor de água entre a superfície e a atmosfera, tais como radiação líquida, déficit de pressão de vapor e temperatura da superfície. Por afetar a evapotranspiração, a cobertura do solo tem um efeito indireto sobre o clima local, por exemplo, a evapotranspiração da vegetação da floresta produz resfriamento significativo. Compreensão de como um uso do solo interage com vários aspectos do ciclo da água local e regional é fundamental para uma eficaz gestão dos recursos da terra e da água (MINOR, 2009).

A evapotranspiração em floresta está sendo amplamente medida em sítios experimentais ao redor do mundo, muitas vezes ligados às redes internacionais onde o principal objetivo é a estimativa das trocas de dióxido de carbono (CO_2) entre as florestas e a atmosfera (por exemplo, LAW et al., 2002). No entanto, existem

muitos mais locais onde as medições de ET são necessárias para responder questionamentos relacionados ao equilíbrio de água ou da fisiologia das florestas (AMIRO, 2009) e o balanço hídrico em áreas alagáveis.

Em baixas latitudes e muitos ecossistemas de áreas alagáveis, a variação sazonal em H e L_e é muitas vezes ligada à variação na fenologia, bem como um conjunto de fatores ambientais (ROCHA et al., 2004; GOULDEN et al., 2007; GIAMBELLUCA et al., 2009).

Mudanças na cobertura e no uso da terra e o impacto no clima (LIU et al, 2008), no ciclo hidrológico regional (De WALLE et al., 2000; SUN et al,, 2008) e nas funções do ecossistema estão diretamente ligados à alteração dos processos de evapotranspiração. A ET é a única variável que liga diretamente os processos hidrológicos e biológicos na maioria dos modelos para ecossistemas (McNULTY et al., 1994; HANSON et al., 2003).

A observação das mudanças nas variáveis meteorológicas é fundamentalmente importante na avaliação da evapotranspiração em relação às mudanças climáticas. É necessário realizar a consideração simultânea dos efeitos das variáveis meteorológicas tais como a temperatura, déficit de pressão de vapor do ar e a insolação na estimativa da evapotranspiração para compreender sua relação com as mudanças climáticas. Em cada estação, verifica-se que um conjunto diferente de variáveis meteorológicas tem influência sobre a estimativa da evapotranspiração (ESLAMIAN et al., 2011).

Apesar da importância da ET em floresta, medições diretas de ET na escala de paisagem tornaram-se possíveis somente nos últimos vinte anos (WILSON e BALDOCCHI, 2000; GHOLZ e CLARK, 2002; POWELL et al., 2005; STOY et al., 2006). ET em escala de Bacia Hidrográfica é normalmente estimado como o resíduo da precipitação, escoamento e alteração no armazenamento de água no solo. Este método do balanço de água é limitado para estimar médio de longo prazo (ou seja, anual), quando a mudança no armazenamento de água é insignificante e outros fluxos podem ser medidos com precisão (WILSON et al., 2001; FORD et al., 2007).

O método de *eddy covariance* ganhou popularidade para medição simultânea da ET e fluxos de CO_2, com alta escala temporal devido ao desempenho, melhorias e redução de custos de monitoramento de resposta rápida dos sensores nos últimos anos. A comparação

completa entre os prós e os contras dos principais métodos para estimativa da ET é encontrada em Wilson et al. (2001) e Shuttleworth (2008).

2.5 EDDY COVARIANCE

O método de covariância de vórtices turbulentos, como se conhece em português o termo em inglês *eddy covariance*, se tornou uma ferramenta padrão no estudo terrestre do ciclo do carbono, de água, e energia (SELLERS et al., 1995; BALDOCCHI et al., 2001). A técnica permite estimar as densidades de fluxo de CO_2 através da interface entre a atmosfera e a copa das plantas, medindo-se a covariância entre as variações na velocidade do vento vertical e fração molar do CO_2, as densidades de fluxo de calor latente entre a atmosfera e a copa das plantas, medindo-se a covariância entre as variações na velocidade do vento vertical e a fração molar da matéria (CO_2 ou vapor de H_2O), e as densidades de fluxo de calor sensível entre a atmosfera e a copa das plantas, medindo-se a covariância entre as variações na velocidade do vento vertical e a temperatura do ar (BALDOCCHI, 2003). É o único método confiável para medir a troca líquida de carbono entre os ecossistemas terrestres e a atmosfera ao longo de escalas de tempo, de horas e anos (BARR et al., 2006). Essa técnica micrometeorológica se revela, assim, ferramenta extremamente eficaz para monitoração das trocas de energia e matéria entre a biosfera e a atmosfera.

Sua utilização generalizada está gerando novas perspectivas para compreender a dinâmica do ciclo do carbono e do ciclo hidrológico dos ecossistemas terrestres, incluindo a influência interanual das variabilidades climáticas sobre estes ciclos (GOULDEN et al., 1998; BLACK et al., 2000; GRIFFIS et al., 2000; ARAIN et al., 2002; BARR et al., 2002) e a participação na troca líquida do CO_2 do ecossistema nos processos de fotossíntese e respiração do mesmo (BLACK et al., 2000; BARR et al., 2002; FALGE et al., 2002).

A difusão do vapor d’água ocorre sob a ação de pequenos turbilhões que o transportam para níveis mais elevados. Tal deslocamento se dá ao acaso com trajetórias irregulares. Segundo MONTEITH (1981), o transporte aos níveis superiores na camada limite sucede dentro das características de um processo de difusão turbulenta.

A turbulência cria vórtices na atmosfera que se movem constantemente e que são os principais responsáveis pelo transporte das propriedades desses volumes de ar (BALDOCCHI et al., 1988). Segundo BALDOCCHI (2003), a técnica de covariância de vórtices turbulentos emprega estes movimentos turbulentos para determinar a diferença líquida de material que se deslocam através da interface atmosfera-dossel. Na prática, esta tarefa é realizada por meio de análise estatística da densidade instantânea do fluxo vertical de massa usando a regra de médias de Reynolds.

Eddy covariance (EC) é uma técnica confiável e pode estimar medidas micrometeorológicas de fluxos de vapor de água e de calor através da medição de alta frequência de flutuações na velocidade do vento, da densidade de vapor e de temperatura do ar em uma variedade de ambientes, quer sejam naturais ou modificados pelo homem. A técnica de EC tem poucas hipóteses teóricas e captura com precisão informações sobre ET de curto período de tempo de uma grande área (BALDOCCHI, 2003). As estimativas das densidades de fluxo de energia e matéria com emprego da técnica de ET foram muitas vezes utilizadas para comparar os resultados com aqueles estimados a partir de outros métodos, assim como para validar as estimativas da ET por modelos, em diferentes condições da natureza da superfície analisada (LIU et al., 2008; WILSON et al., 2001).

Durante os últimos 15 anos, mais de 250 torres de EC foram instaladas em toda a gama de biomas globais para medir evapotranspiração do ecossistema e fluxos de gases traço (BALDOCCHI, 2003).

No quadro de FLUXNET, uma rede global de torres de fluxo, incluindo centenas de sítios, cobrindo diferentes condições climáticas e cobertura da terra, a abordagem do EC é usada para medir produção líquida de CO_2 (NEE) nos ecossistemas e o balanço hídrico das florestas, em escalas de tempo diárias e anuais (BALDOCCHI et al., 2001). Apesar de amplamente utilizado, o método EC está sujeito a algumas falhas substanciais quando aplicado em topografia não plana, complexa e sobre vegetação heterogênea. Numerosos estudos buscaram resolver esses problemas (GOULDEN et al., 1998; AUBINET et al., 2000; MASSMAN et al.,2004).

2.6 CONDUTÂNCIA DA COPA (G_c) E FATOR DE DESACOPLAMENTO (Ω)

As taxas de trocas de vapor d'água entre a superfície vegetada e a atmosfera estão entre os principais componentes das trocas de energia nos processos que ocorrem na interface superfície-atmosfera (KUMAGAI et al., 2004). A abertura dos estômato presentes nas folhas regula a transferência do vapor de água do interior da estrutura celular das plantas para a atmosfera, que é otimizada para o máximo de absorção de dióxido de carbono contra o mínimo de perdas de água (WRIGHT et al., 1996).

A transpiração vegetal juntamente com a evaporação do solo são os principais componentes da evapotranspiração de superfícies vegetadas (SOUZA FILHO, 2006). A evapotranspiração é controlada pela radiação, demanda evaporativa atmosférica e pela superfície terrestre que fisiológica e aerodinamicamente regula a evapotranspiração por meio de características como a atividade dos estômatos e a rugosidade do dossel (MATSUMOTO et al., 2008).

A capacidade da superfície em transferir o vapor d' água para a atmosfera é denominada de condutância da superfície (G_s) (KELLIHER et al., 1995). Ao nível individual das folhas dos vegetais, o controle das trocas gasosas é quantificado pela condutância estomática (g_s) (TAKAGI et al., 1998) que determina o limite das taxas de intercâmbio gasoso no poro estomático (LARCHER, 2006).

Quando a superfície é vegetada, a capacidade do dossel em transferir vapor d' água para a atmosfera pode ser expressa pela condutância da copa (G_c), parâmetro determinado na prática por medidas de evapotranspiração (ou de transpiração) e de outros parâmetros meteorológicos atuantes sobre a vegetação (TAKAGI et al., 1998).

As taxas de fluxo de calor latente e vapor d' água entre o dossel vegetal e a camada superficial atmosférica são descritas utilizando as condutâncias da copa (G_c) e condutância aerodinâmica (G_a) (LECINA et al., 2003).

A transferência de vapor d' água acima do dossel é dependente da velocidade do vento, ou indiretamente da G_a, que segundo Grelle et al. (1999) é função de parâmetros de turbulência enquanto a G_c é, principalmente, controlada pelas variáveis da evaporação como a radiação global e o déficit de pressão de vapor. Para Jones (1992), a G_c representa

as condições físicas do dossel e ao longo deste, e o controle da transpiração do dossel como um todo. Para Souza Filho (2006), maiores valores na velocidade do vento são favoráveis ao aumento da evapotranspiração, pois o processo de transferência de vapor d'água é facilitado em função do aumento da G_a.

A partir da equação de Penman-Monteith, Jarvis e Mcnaughton (1986) desenvolveram o conceito do fator de desacoplamento ($0 \leq \Omega \leq 1$) que é um indicativo da interação biosfera-atmosfera nos processos de evapotranspiração vegetal. Quando igual ou próximo a 0, o controle biótico sobre a evapotranspiração é grande e quando próximo a 1, as condições atmosféricas são determinantes no processo.

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

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 LOCAL DE ESTUDO

O sítio experimental (figura 2) onde se realizou as medidas está situado na divisa da capital Cuiabá com o município de Santo Antônio de Leverger, mais precisamente na Fazenda Miranda (FM), (Figura 3), estado de Mato Grosso - Brasil, situada a 15 km SSE Cuiabá (15º43’ Sul e 56º04’ Oeste) com altitude média de 157 m em uma faixa de transição entre o Cerrado e o Pantanal, com vegetação característica de Cerrado (Figura2).

Fotos: Thiago Rangel

Figura 2. Vegetação com características de Cerrado, após a derrubada da vegetação natural que havia no local para o plantio de pastagem.

A área do estudo (Figura 2) apresenta dominância de gramíneas *Brachiaria humidicola* com alguns fragmentos de arbustos. A fitofisionomia predominante na área em que a torre micrometeorológica está instalada é de Cerrado Campo Sujo, sendo que a área foi parcialmente desmatada há aproximadamente 35 anos. A vegetação consiste predominantemente de gramas e espécies de árvores como *Curatella americana* L. e *Diospyros hispida* A. DC (RODRIGUES et al., 2013; RODRIGUES et al., 2014). De acordo com a classificação climática de Köppen, o clima da região é caracterizado com Aw, tropical semi úmido, com invernos secos e verões chuvosos. A média anual térmica e pluviométrica é de aproximadamente 26,5°C e 1420 mm, respectivamente, com regime de chuva sazonal e o período seco com duração de maio a setembro. A variação das médias mensais é relativamente alta se comparado com florestas de transição e amazônicas, com mínima de 23,5°C em junho e máximas de 28,6°C em setembro (VOURLITIS e da ROCHA, 2011).

O solo da área em que a pesquisa foi desenvolvida é caracterizado por ser pouco espesso, imperfeitamente drenado, concrecionário e com superfície cascalhenta, PLINTOSSOLO PÉTRICO, podendo ocorrer locais com a presença de solos LITÓLICOS DISTRÓFICOS (EMBRAPA, 1999).

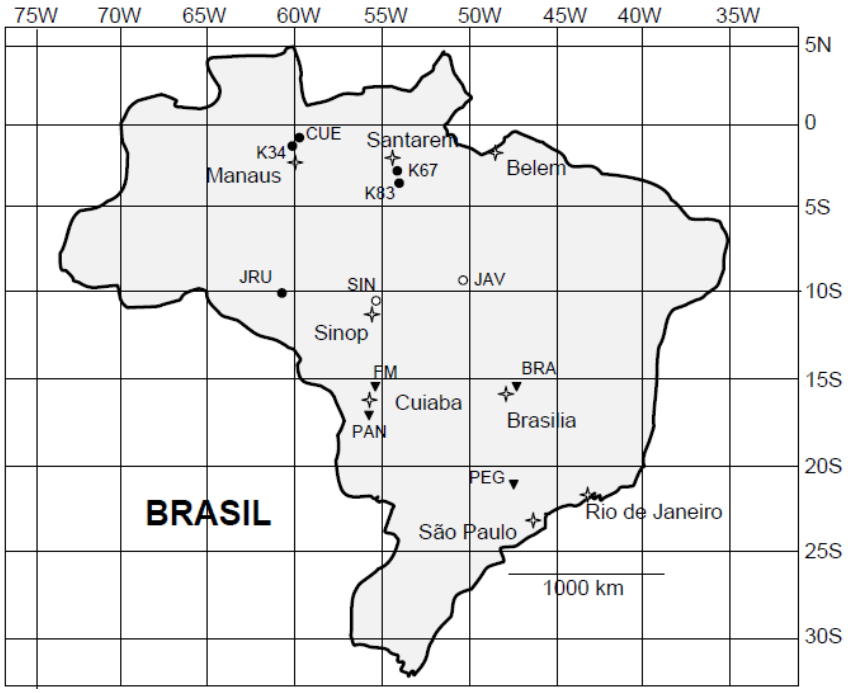


Figura 3. Localização da área de estudo, perto de Cuiabá, MT e os locais dos outros centros de estudo onde os dados fluxo de calor latente (Le) foram utilizados para a comparação entre os valores medidos aqui e através de um gradiente de chuvas no Brasil. Essas localizações estão listados na tabela 2, e os símbolos correspondem às florestas da Amazônia (círculos fechados), florestas de transição (círculos abertos) e cerrado (triângulos invertidos fechados).

3.2 MATERIAL

3.2.1 Torre micrometeorológica

Medidas micrometeorológicas e de *eddy covariance* foram realizadas entre o período de março de 2011 e dezembro de 2012. A torre micrometeorológica (Figura) permite a coleta de dados de variáveis climatológicas (temperatura do ar, T_a; umidade relativa do ar, *UR*; velocidade do vento, U; precipitação pluviométrica, P; temperatura do solo, T_s; umidade do solo (sH_2O), assim como para estimativa de densidades de fluxos de calor latente (L_e), calor sensível (H), calor no solo (G), saldo de radiação (R_n) e radiação solar global (R_s).

Os sensores da torre utilizados para o objetivo da pesquisa foram três termohigrômetros modelo HMP45AC (Vaisala, Inc., Woburn, MA, USA) instalados em

três alturas, a 5 m, a 10 m e a 18 m em relação ao nível do terreno. Duas placas de fluxo de calor no solo modelo HFP01-L20 (Hukseflux Thermal Sensors B.V., Delft, The Netherlands) instaladas a 1,0 cm de profundidade, uma delas colocada no solo tipo Arenoso, e a outra colocada no solo tipo Laterita, pois o solo do local é composto por esses dois tipos, e posteriormente foi feito uma média dos fluxos. Um saldo radiômetro modelo NR-LITE-L25 (Kipp & Zonen, Delft, The Netherlands) e um piranômetro modelo LI200X (LI-COR Biosciences, Inc., Lincoln, NE, USA) instalados a 5 m de altura.

A precipitação pluviométrica (P) foi medida por meio de um pluviômetro de báscula modelo TR-525M (Texas Eletronics, Inc., Dallas, TX, USA) instalado a 5 m de altura do solo.

Foto: Thiago Rangel

Figura 4. Torre micrometeorológica instalada na Fazenda Miranda em uma região com vegetação de pastagem com características de Cerrado.

As densidades dos fluxos de calor latente (L_e) e sensível (H) foram estimadas usando o sistema de *eddy covariance*. Os sensores do sistema foram instalados a uma altura de 10 m acima do nível do terreno e 8-8,5 m acima do dossel. A direção do vento foi tipicamente NNW e NNE e a análise da velocidade do vento e abrangência das medidas da torre, de acordo com Schuepp et al. (1990), permitiu identificar que aproximadamente 90% dos fluxos são originados 1 km do local da torre.

O sistema de *eddy covariance* consiste num anemômetro-termômetro sônico 3-D (CSAT-3, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, USA) para medida das médias e flutuações da velocidade do vento e temperatura e um analisador de gases ao infravermelho de caminho aberto (LI-7500, LI-COR, Inc., Lincoln, NE, USA) para medida das médias e flutuações de vapor d'água. Os sensores fazem medidas e armazenam dados a 10 Hz e foram orientados na direção média do vento. As médias dos fluxos foram feitas a cada 30 min e foram armazenados e processados usando um datalloger (CR1000, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, USA).

As médias dos fluxos de L_e e H foram obtidos calculando a covariância entre a flutuação da velocidade vertical do vento e a fração molar do vapor d'água e temperatura respectivamente, ao longo de um intervalo de 30 min seguindo uma rotação de coordenadas do vetor do vento (McMILLEN, 1988). Os fluxos de vapor d'água foram corrigidos por flutuações simultâneas de acordo com Webb et al. (1980).

3.2.2 Avaliação do desempenho do sistema de *eddy covariance*

O desempenho do sistema de *eddy covariance* foi avaliado considerando o fechamento do balanço de energia, por meio de regressão linear, utilizando-se como variável independente a diferença entre saldo de radiação e a densidade de fluxo de calor do solo (R_n - G) medidos com os sensores meteorológicos e como variável dependente a soma das densidades de fluxo de calor sensível e de fluxo de calor latente (H + L_e) medidos com o sistema de *eddy covariance* (McMILLEN, 1988).

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

3.2.3 Sistema de alimentação da torre micrometeorológica

A fonte de energia da torre micrometeorológica é um sistema constituído por duas baterias de capacidade de 150 Ah, alimentadas por um painel solar modelo SP65 (Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, USA), com 65 W de potência.

Os sensores foram conectados a um sistema de controle e armazenamento de dados modelo CR1000 (Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, USA), com varredura a intervalos de 30 s e armazenamento de dados médios dos últimos 30 minutos acoplado a um multiplexador modelo AM16/32A (Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, USA).

3.3 CÁLCULO DA CONDUTÂNCIA DA COPA

Condutância da copa (G_c) foi calculada durante o período (08:00-16:00 h, hora local) com dados micrometeorológicos e de *eddy covariance* usando a equação de Penman-Monteith invertida (MONTEITH, 1981; DOLMAN et al., 1991; HARRIS et al., 2004; RODRIGUES et al., 2014) (Equação 2).

$$\mathbf{G_c = G_a \left[\frac{(\Delta Q + \rho C_p D G_a)}{\gamma L_e} - \frac{\Delta}{\gamma} - 1 \right]^{-1}} \qquad \text{(Equação 2)}$$

onde G_a é a condutância aerodinâmica(m s^{-1} descrita abaixo), Δ é a inclinação da curva de pressão de vapor vs. curva de temperatura (kPa K^{-1}), ρ é a densidade do ar seco (g m^{-3}), C_p é o calor específico (J g^{-1} K^{-1}), D é o déficit de pressão de vapor atmosférico (kPa), γ é a constante psicrométrica (kPa K^{-1}), e Q é a energia disponível calculada como R_n-G (J m^{-2} s^{-1}).

A condutância aerodinâmica, G_a (m s^{-1}), foi calculada segundo a Equação 3.

$$\mathbf{G_a = \frac{u_*^2}{u}} \qquad \text{(Equação 3)}$$

onde u é velocidade do vento foi medida pelo anemômetro sônico e u* é a velocidade de fricção calculada através do fluxo de momentum obtida pelas medidas de *eddy covariance* (BALDOCCHI et al., 1991).

As médias diárias (08:00-16:00 h, horário local) do fator de desacoplamento (Ω) foi calculado de acordo com Jarvis e McNaughton (1986), de acordo com a Equação 4.

$$\Omega = \left[1 + \frac{\gamma}{\Delta+\gamma} \frac{r_c}{r_a} \right]^{-1} \quad \text{(Equação 4)}$$

onde r_c é a resistência da copa (s m^{-1}) e r_a é a resistência aerodinâmica (s m^{-1}), que são o inverso de G_c e G_a, respectivamente. Os valores de Ω variam entre 0-1, uma vez que valores aproximando de zero indicam que a copa é mais acoplada com a atmosfera (JARVIS e McNAUGHTON, 1986). Em florestas de alta rugosidade aerodinâmica, G_a excede G_c, e a copa é mais aerodinamicamente acoplada com a atmosfera. Sob essas condições, as variações em G_c e L_e podem ser mais sensíveis a variações na condutância estomática (g_s) e D do que em copas menos aerodinamicamente acopladas como é o caso de áreas dominadas por gramíneas típica de Cerrado tipo Campo Sujo (JARVIS e McNAUGHTON, 1986; JONES, 1992).

3.4 REFLETÂNCIA ESPECTRAL (EVI)

A série temporal com resolução de 250 m, a cada 16 dias de EVI (*Enhanced Vegetation Index*) do pacote MODIS (Land Products, Collection 5, C5_MOD13Q1) foi obtida para o local da torre pelo Oak Ridge National Laboratory (Oak Ridge National Laboratory-Distributed Active Archive Center, 2013). Os valores de EVI foram a média de 4 pixels que cobriam a área de abrangência da torre micrometeorológica. O preenchimento de falhas na série temporal de EVI, devido à baixa qualidade dos pixels e por a série temporal não ser exatamente frequente a cada 16 dias, foi feito usando o método de médias

móveis autoregressivas (ARIMA) (EDWARDS e COULL, 1987; VOURLITIS et al., 2008).

3.5 PARAMETRIZAÇÃO DO MODELO JARVIS-TYPE

Os valores de condutância da copa (G_c) calculados por meio de medidas instantâneas do balanço de energia, empregando-se a equação de Penman-Monteith invertida (Equação 4) (BALDOCCHI et al., 1991; HARRIS et al., 2004), foram utilizados como "dados observados". Esses dados observados compreendidos no período de 1º de março de 2011 até o dia 29 de fevereiro de 2012 foram empregados para parametrizar o modelo "Jarvis-Type" de G_c (JARVIS, 1976; HARRIS et al., 2004).

Esse intervalo de tempo foi escolhido porque: (a) abrangia todos os períodos sazonais com grande diferença na magnitude pluviométrica e umidade do solo, (b) os dados meteorológicos e de *eddy covariance* estavam completos. O modelo foi parametrizado empregando-se a função Solver do Microsoft Excel versão 2010, estimando-se seus parâmetros a partir da condição de minimizar a soma dos quadrados dos erros entre os dados observados de G_c (G_c^{obs}) e os dados de G_c preditos pelo modelo (G_c^{mod}).

O modelo empírico "Jarvis-Type" foi inicialmente desenvolvido para descrever a condutância estomática (g_s) como função do valor máximo da condutância estomática (g_s^{max}) e as limitações das variáveis ambientais tais como concentração de CO_2, radiação, umidade, temperatura e umidade do solo (JARVIS, 1976). Contudo, esse modelo tem sido usado para, em escala de dossel, estimar a condutância da copa (G_c) (BALDOCCHI et al., 1991; HARRIS et al., 2004; RODRIGUES et al., 2014). A suposição de que G_c é um substituto adequado para a condutância estomática (gs) é discutível , porque os processos não- fisiológicos, tais como o saldo de radiação , condutância aerodinâmica no interior do dossel , e evaporação da superfície afetam G_c (BALDOCCHI et al., 1991).

No entanto, em florestas tropicais que são altamente acopladas à atmosfera (VOURLITIS et al., 2002), G_c é menos controlada por processos não-fisiológicos e mais pela condutância estomática (JARVIS e McNAUGHTON, 1986.) Assim, os modelos que se relacionam com mudanças temporais em G_c em função dos processos ambientais são fundamentais para a compreensão de como a fisiologia em escala do dossel é alterada por variações sazonais de clima e/ou disponibilidade de água (HARRIS et al., 2004; RODRIGUES et al., 2014).

A taxa instantânea (média 30 minutos) de G_c predito pelo modelo (G_c^{mod}) foi calculada com o emprego da Equação 5.

$$G_c^{mod} = G_c^{max} * f(R_s) * f(T_a) * f(D) * f(sH_2O) \quad \text{(Equação 5)}$$

Em que G_c^{max} é a taxa máxima instantânea (média 30 minutos) de G_c e funções escalares $f(x)$ são termos que variam entre os 0-1 que descrevem como G_c é alterado pela variação temporal da radiação de ondas curtas $f(R_s)$, pela temperatura do ar $f(T_a)$, pela umidade do solo (a 20 cm) $f(sH_2O)$, e pelo déficit de pressão de vapor d'água atmosférico $f(D)$, respectivamente. Seguindo Jarvis (1976) e Harris et al. (2004), as funções escalares são dadas por :

$$f(R_s) = (R_s/1100)*[(1100+a_1)/(R_s+a_1)] \quad \text{(Equação 6)}$$

$$f(T_a) = [(T-T_0)*(T_m-T)]^{\tau}/[(a_2- T_0)*(T_m-a_2)]^{\tau} \quad \text{(Equação 7)}$$

$$f(D) = \exp(-a_3*D) \quad \text{(Equação 8)}$$

$$f(sH_2O) = 0{,}5; \text{ se } sH_2O \leq \theta_w$$

$$= 0{,}5+[(sH_2O-\theta_w)/(\theta_s-\theta_w)]; \text{ se } \theta_w < W < \theta_* \quad \text{(Equação 9)}$$

$$= 1; \text{ se } sH_2O \geq \theta_*$$

Em que os coeficientes (a_1-a_3) foram estimados por meio de regressões múltiplas não-lineares e $\tau = [(T_m - a_2)/(a_2 - T_0)]$. Seguindo Harris et al. (2004), T_0 e T_m são a mínima (0ºC) e a máxima (40ºC) temperatura do ar, respectivamente, onde $G_c = 0$ m s^{-1}. O θ_w é o teor de água do solo associado ao ponto de murcha permanente, θ^* é o conteúdo de água no solo, onde G_c é limitado pela umidade do solo, e θ_s é o conteúdo de água do solo saturado.

3.6 ANÁLISE DOS DADOS

Inicialmente foi utilizada a análise de trilha (*Path Analisys*) para avaliar os efeitos diretos e indiretos das variáveis micrometeorológicas (P, R_n, sH_2O e D) e de EVI sobre L_e e G_c (SOKAL e ROHLF, 1995; HUXMAN et al., 2003), segundo uma hipótese previamente estabelecida de relações de causalidade entre essas variáveis. Este método é similar a Regressões Múltiplas, mas é mais apropriado quando a relação entre as variáveis são conhecidas ou quando a independência estatística das variáveis é incerta (SOKAL e ROHLF, 1995). Para calcular o valor de cada "caminho" foram desenvolvidos 5 modelos de regressões múltiplas (Figura), em que (a) L_e ou G_c = *f* (média semanal de P, T_a, R_n, D, sH_2O e EVI), (b) R_n = *f* (média semanal de P), (c) EVI = *f* (média semanal de R_n, D e sH_2O), (d) D = *f* (média semanal de P, T_a e sH_2O) e (e) sH_2O = *f* (média semanal P, R_n e T_a).

A análise dos mínimos quadrados foi utilizada para quantificar os coeficientes padronizados da regressão para cada variável independente. Os efeitos diretos das médias semanais de R_n, EVI, D e sH_2O sobre L_e ou G_c foram estimados pelos coeficientes padronizados das regressões parciais do modelo " a", enquanto os efeitos indiretos das outras variáveis foram calculados como o produto dos coeficientes das regressões parciais contidos em cada "caminho" possível do modelo (Figura) (HUXMAN et al., 2003).

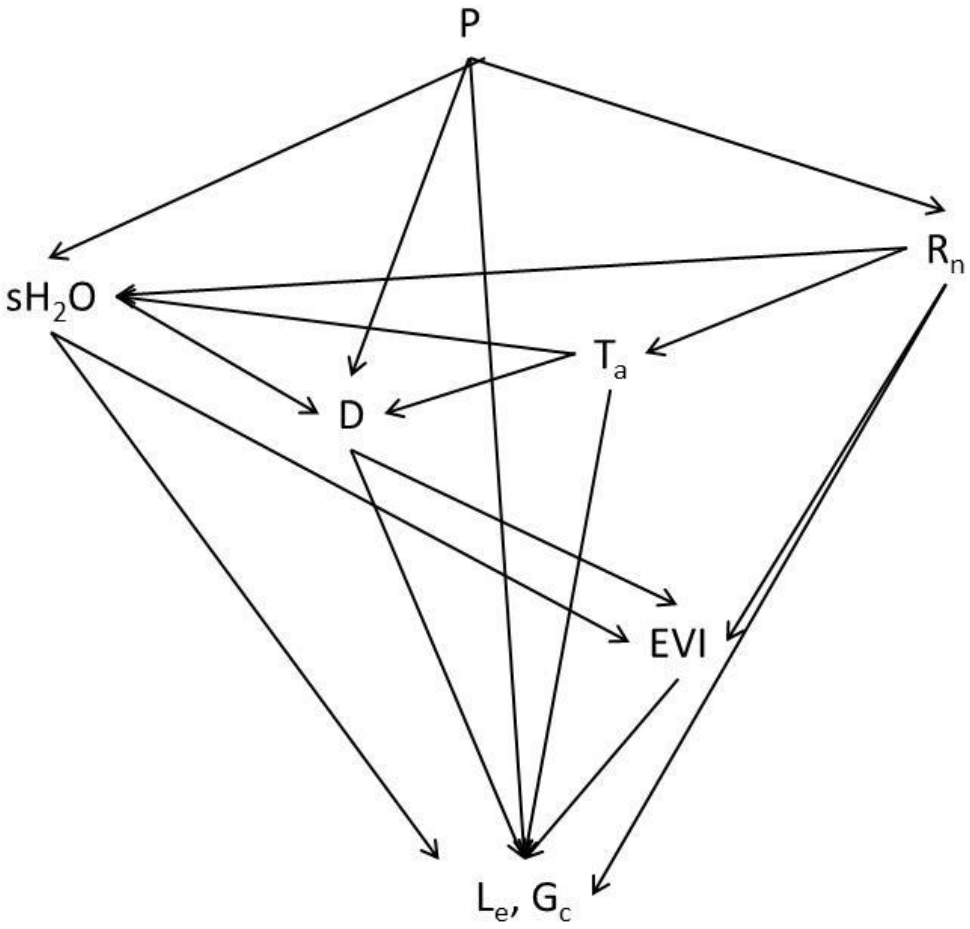


Figura 5. Diagrama de trilha dos efeitos diretos e indiretos da precipitação média semanal (P), saldo de radiação (Rn), umidade do solo (sH_2O), temperatura do ar (T_a), o déficit de vapor de pressão (D), e o índice de vegetação (EVI) sobre a média semanal fluxo de calor latente (L_e) e a condutância da copa (G_c).

Como já foi mencionado no item 3.5, os dados micrometeorológicos obtidos para o período de 1º de março de 2011 até 29 de fevereiro de 2012 (um ano completo) foram utilizados para calcular G_c a partir da Equação 2 e assim calibrar o modelo "Jarvis-Type". Com o modelo provido dos parâmetros devidamente calibrados, procedeu-se à estimativa de G_c nos períodos compreendidos entre março e abril (estação chuvosa), para o mês de maio (transição chuvosa e seca), o de setembro (estação seca), o de outubro (transição seca-chuvosa) e o de dezembro (estação chuvosa), todos do ano de 2012.

Para validar o modelo "Jarvis-Type" para as condições da área de estudo, seu desempenho foi avaliado inicialmente por meio de análise de regressão linear. A inclinação, intercepção e o coeficiente de determinação foram calculados pela técnica dos mínimos quadrados, sendo G_c^{obs} empregado como a variável independente (eixo x) e G_c^{mod} como a variável dependente.

Posteriormente, também foi utilizado o índice de concordância de Willmott (d) a fim de quantificar o grau de correspondência entre os valores de G_c observados (G_c^{obs}) e preditos pelo modelo (G_c^{mod}). O valor de d = 1 indica completa correspondência e o d = 0 indica que não há qualquer correspondência entre os valores observados e os preditos pelo modelo (WILLMOTT, 1982). O valor de d foi calculado segundo a Equação 10:

$$\boldsymbol{d = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^{n}(Pi - Oi)^2}{\sum_{i=1}^{n}(|P'i| + |O'i|)^2}\right]} \qquad \text{(Equação 10)}$$

$$\boldsymbol{P'i = Pi - \overline{O}}$$

$$\boldsymbol{O'i = Oi - \overline{O}}$$

Em que *d* = índice de concordância de Willmott ($0 \leq d \leq 1$), *Pi* = iésimo valor predito pelo modelo, *Oi* = iésimo valor observado, $\boldsymbol{\overline{O}}$ = média dos valores observados.

Para avaliar a estabilidade do modelo quanto às variações micrometeorológicas foi feito uma análise de sensitividade considerando-se, para essa análise, os valores médios diários de G_c. A análise foi feita ora adicionando-se e ora subtraindo-se 10% aos valores de R_s, mantendo-se constantes T, D e sH_2O e depois realizando-se esse mesmo procedimento para cada uma das variáveis, mantendo as demais constantes. Assim, analisou-se o comportamento de G_c predito pelo modelo estimado com os valores modificados de R_s, T, D e sH_2O ($G_c^{mod_alterado}$) por meio do contraste entre $G_c^{mod_alterado}$ e aqueles valores de G_c preditos pelo modelo (G_c^{mod}) iniciais (sem alteração de quaisquer das variáveis R_s, T, D ou sH_2O e que serviram de controle). Em seguida, a partir dos valores instantâneos de $G_c^{mod_alterado}$ e de G_c^{mod} foram calculadas as suas médias diárias. Com essas médias foi feito

um *Bootstrap*, com mil repetições, para analisar se houve diferença significativa entre $G_c^{mod_alterado}$ e G_c^{mod}, observando os limites estabelecidos pelos intervalos de confiança não paramétricos das médias globais dessas variáveis estabelecidos a 95%.

Na elaboração das figuras, as médias e/ou os totais diários das variáveis apresentadas foram resumidos como valores de média (± DP) calculados em intervalos semanais, a menos que especificado. Para as densidades de fluxo de energia e matéria, os dados micrometeorológicos e de condutância da copa, obteve-se a média mensal de cada valor instantâneo, a fim de representar um dia médio característico do mês, com todos os valores semi-horários do período das 08:00 às 16:00 h.

As falhas nos sensores, problemas de infra-estrutura e eventos de curta duração, como chuvas intensas, causaram algumas perdas na coleta de dados. As falhas foram preenchidas por meio de regressão linear, em que a série de dados em falta (ou seja, R_n, Le e H) foi estimada a partir de uma variável semelhante (ou seja, R_s). Essas falhas foram responsáveis por <5% do total das medidas possíveis durante o período de estudo, não resultando em uma perda significativa nos resultados.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 DESEMPENHO DO SISTEMA DE EDDY COVARIANCE

Os valores instantâneos (30 min média) obtidos para H + Le representaram apenas cerca de 75% de Rn - G (R^2 = 0,89, n = 17230) e houve uma intercepção y significativa (Figura a). Assim, os dados de covariância turbulenta tenderam a superestimar os valores de H + L_e quando Rn – G foi menor que 150 W m^{-2} e subestimar os valores de H + L_e quando Rn – G foi maior que 150 W m^{-2}.

O grau de fechamento do balanço de energia encontrado neste trabalho é comparável ao relatado para outros sistemas de covariância turbulenta em florestas temperadas e tropicais (AUBINET et al., 2000; ARAUJO et al., 2002; MALHI et al., 2002; VOURLITIS et al., 2008; GIAMBELLUCA et al., 2009).

Considerando que a superestimativa dos valores de H + L_e ocorreram com maior frequência durante o período noturno e o número de dados analisados para essa condição (igual a 12.170 dados) foi superior ao daqueles em que H + L_e foram subestimados

(igual a 5.652 dados), decidiu-se também avaliar o desempenho do sistema de *eddy covariance* empregando-se as de médias diárias de H + L_e e de R_n - G. No entanto, o grau de fechamento do balanço de energia não mudou quando foram utilizados valores médios diários (Figura b).

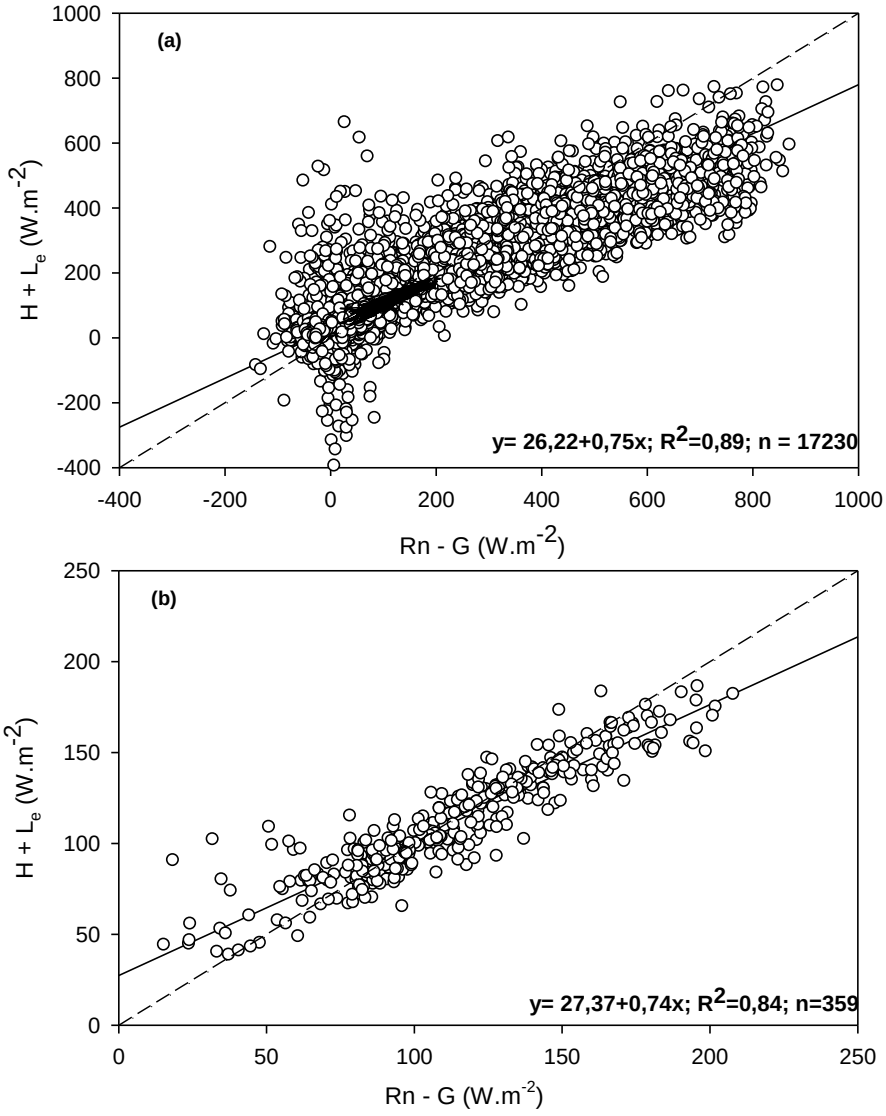


Figura 6. Fechamento do balanço de energia para (a) valores médios a cada 30min (B) valores médios diários de fluxo de calor latente mais o calor sensível (H + Le ; variável dependente) vs saldo de radiação menos o fluxo de calor no solo (Rn- G; variável independente). Também são mostrados os resultados de regressão linear , incluindo a

equação de melhor ajuste , o coeficiente de determinação (R^2), e o número de amostras incluídas na análise de regressão. A linha pontilhada indica a equação y = x.

O não fechamento do balanço de energia é comumente encontrado em ecossistemas tropicais com florestas mais altas e densas (ARAUJO et al., 2002; MALHI et al., 2002; VOURLITIS et al., 2008; GIAMBELLUCA et al., 2009), sendo que nesses casos, provavelmente a estrutura florestal possa ser a responsável por um armazenamento energético não contabilizado. Para o caso específico deste trabalho, como a área experimental possui majoritariamente a espécie *B. humidicola* que é rasteira e não tem as mesmas características estruturais das florestas tropicais mais altas e densas, o não fechamento do balanço de energia pode estar refletindo uma causa ainda não identificada que o esteja afetando.

4.2 VARIAÇÃO SAZONAL EM MICROMETEOROLOGIA E EVI

O clima da área de estudo é altamente afetado pela variação sazonal da precipitação (Figura a). Cerca de 93% da precipitação registrada ocorreu entre os meses de novembro e abril (ou seja, a estação chuvosa), com apenas chuvas esporádicas durante os meses da estação seca de maio a outubro (Figura 7a). Este padrão de chuvas é típico para essa região (VOURLITIS e da ROCHA, 2011). Por exemplo, o mês de março de 2011 apresentou pluviosidade extremamente elevada que superou os 330 mm, enquanto que os outros meses, como maio, julho e agosto não teve chuva mensurável (Figura a). A precipitação total acumulada foi de 1.030 mm durante o período de estudo, que foi, em média, 27% inferior à média de longo prazo para a região (VOURLITIS e da ROCHA, 2011). Supondo-se que a estação seca pode ser definida como o número de meses com chuvas inferiores a 100 mm $mês^{-1}$ (HUTYRA et al., 2005), a duração estação seca para o período de estudo foi de 6 meses (maio - outubro), que é de aproximadamente 1 mês a mais do que a média de longo prazo (VOURLITIS e da ROCHA, 2011) para a região onde está incluída a área de estudo deste trabalho.

A umidade do solo, (0-20 cm), seguiu as mesmas tendências da precipitação, mas as mudanças na umidade do solo em resposta ao pulso de chuva foram muito mais visíveis

durante a estação seca (Figura a). Os valores máximos da umidade do solo foram apenas da ordem de 9%, um baixo valor devido à natureza rochosa do tipo de solo que é comum a Baixada Cuiabana (RADAMBRASIL, 1982). Vourlitis et al. (2013) relatou que o solo da área de estudo deste trabalho apresentava manchas de solo arenoso (70% em peso) e manchas de solo rochoso (65% em peso), e esses solos têm taxas de infiltração muito rápidas, mas com baixa capacidade de retenção de água (TEEPE et al., 2003), o que causa grandes flutuações na umidade do solo em resposta a pulsos de chuva.

Durante a estação chuvosa, o percentual semanal da umidade média do solo variou entre 5-8% , enquanto que durante a estação seca, o conteúdo de água no solo foi tão baixo que registrou 2,1% por várias semanas quando a chuva era escassa ou insuficiente para poder ser registrada (Figura a). No entanto, dois períodos da estação seca são dignos de observação, que ocorreram na primeira semana de junho e no mês de outubro, quando os eventos de chuvas causaram incrementos na umidade do solo (Figura a). Uma vez na estação das chuvas, os eventos de precipitação, como o observado durante a 3ª e 4ª semanas de novembro, levaram a aumentos similares de curto prazo na umidade do solo. No entanto, as variações na umidade do solo da estação úmida foram menores do que aquelas observadas devido aos pulsos de precipitação durante a estação seca, descritos acima.

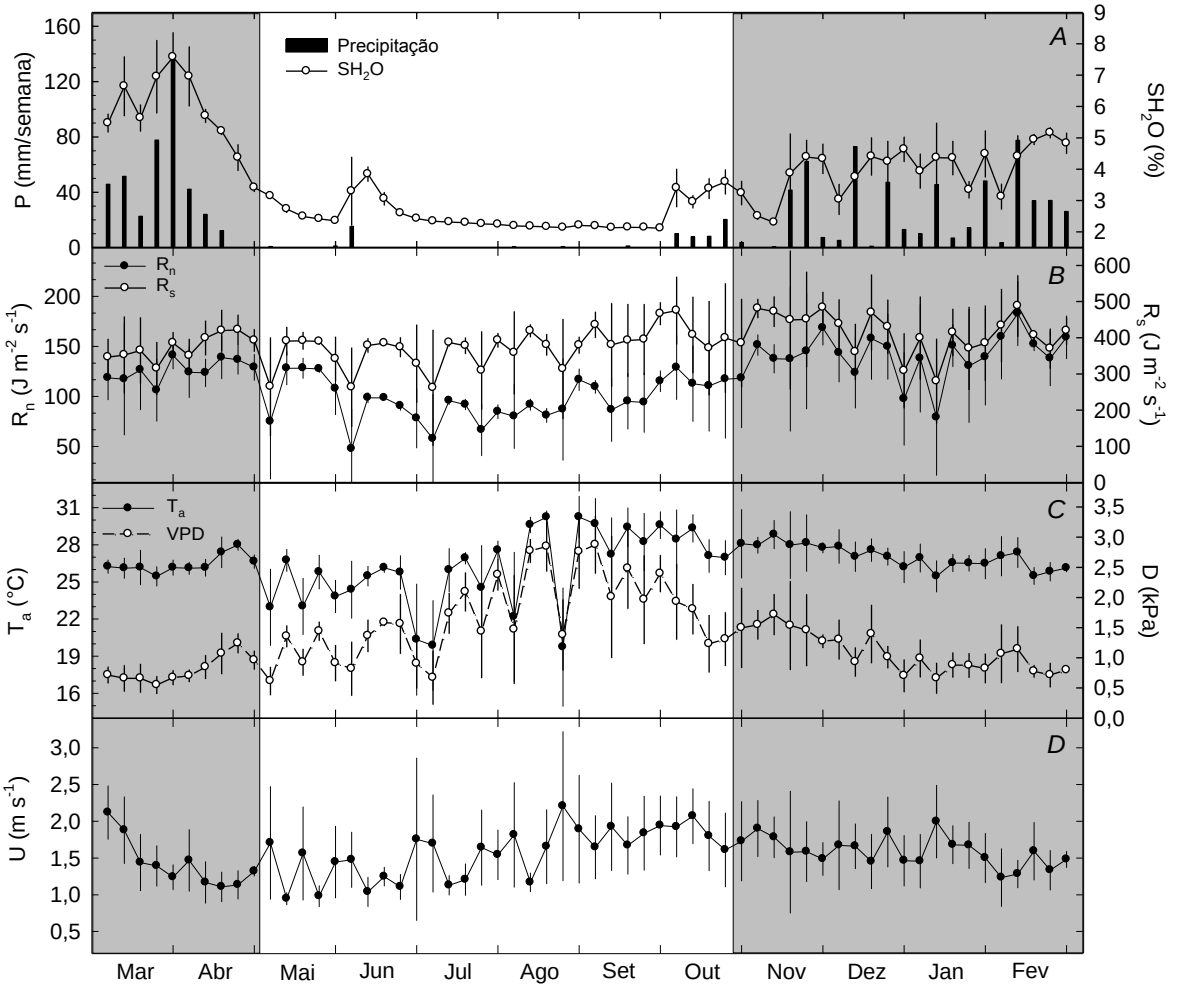


Figura 7. (A) Precipitação semanal total (barras; eixo da esquerda) e média semanal (± DP) de umidade do solo (círculos brancos , eixo da direita), (B) média semanal (± DP) da radiação líquida (círculos preto, eixo da esquerda) e média semanal (± DP) da radiação solar incidente (círculos brancos, eixo da direita), (C) média semanal (± DP) da temperatura do ar (círculos pretos, eixo da esquerda) e média semanal (± DP) do déficit de pressão de vapor (círculos brancos, eixo da direita) e (D) média semanal (± DP) da velocidade do vento durante o período de estudo. Partes sombreadas indicam a estação chuvosa e claras, a estação seca.

A radiação líquida foi geralmente mais elevada durante a estação chuvosa do que durante a estação seca, apesar de ter maiores desvios-padrão durante a estação chuvosa indicando grandes variações do dia-a-dia em R_n (Figura b), quando há cobertura frequente de nuvens (MACHADO et al., 2004). Este padrão é típico do bioma cerrado, mas é oposto

ao observado para a floresta úmida da Amazônia, onde a cobertura de nuvens tende a reduzir o R_n no período chuvoso (ROCHA et al., 2009).

O padrão sazonal para R_s foi menos nítido do que o padrão sazonal de R_n e, em geral, foram observados os maiores valores em outubro-novembro, durante a transição seca-chuvosa (Figura b). Estes dados sugerem que o declínio de R_n na estação seca foi em parte devido a um aumento no albedo da superfície causada por um declínio na área foliar da vegetação devido ao processo de abscisão e/ou da capacidade das folhas em absorverem radiação fotossinteticamente ativa quando sua coloração de verde passa a amarelo e marrom devido ao processo de senescência durante a estação seca, quando a disponibilidade de água no solo foi baixa (MACHADO et al., 2004; RATANA et al., 2005; RODRIGUES et al., 2011; RODRIGUES et al., 2013).

Flutuações temporais na T_a (Figura c) foram substancialmente menores durante a estação chuvosa, em comparação com o período seco, quando as frequentes frentes frias que se originam no sul do Brasil (GRACE et al., 1996) foram determinantes na flutuação em T_a em até 10°C, verificadas de uma semana para outra. Durante o período de estudo, a média (±DP) de temperatura foi de 26,3 ±2,1°C, e o período de menor média de T_a foi em junho (23,5 ± 3,1°C), enquanto o período com a maior média T_a foi em setembro (28,6 ± 0,9°C).

As tendências semanais no déficit de pressão de vapor atmosférico (D) também foram de variações em escalas sazonais, com a menor média de D (0,4-0,7 kPa) observada durante a estação chuvosa e a mais alta (2,5-3,0 kPa) observada durante a estação seca, em agosto e setembro (Figura c). Estas variações sazonais são elevadas em comparação com aquelas observadas nas florestas tropicais de transição (VOURLITIS et al., 2008) e nas florestas tropicais úmidas da bacia amazônica (CULF et al., 1996; ROCHA et al., 2004), mas são semelhante aquelas observadas em savanas tropicais do Brasil Central (GIAMBELLUCA et al., 2009).

As variações sazonais observadas para o EVI foram grandes (Figura) e refletem as variações sazonais na distribuição das chuvas e na disponibilidade de água no solo (Figura

a). Por exemplo, o EVI foi positivamente correlacionado com a precipitação ($r = 0,80$; $p < 0,001$) e sH_2O ($r = 0,57$; $p < 0,001$), o que é consistente com as observações de outros locais de Cerrado próximos à Brasília (RATANA et al., 2005). No entanto, em contraste com Ratana et al. (2005), não houve intervalo de 1-2 mês na resposta no EVI para variações sazonais na chuva ou umidade do solo.

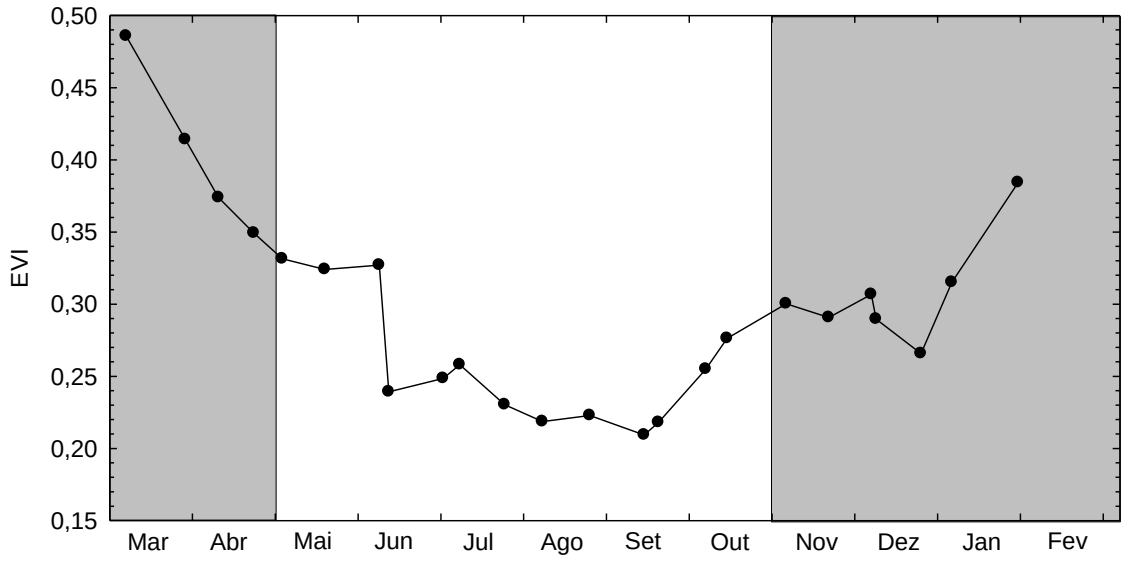


Figura 8. Média do Índice de Vegetação (EVI) obtidos com dados a cada 16 dias abrangendo a área da torre micrometeorológica. Áreas sombreadas indicam o período chuvoso.

O EVI foi maior em março, no início do período de estudo, mas reduziu de forma contínua até a estação seca. O declínio de março-abril no EVI ocorreu apesar dos 411 mm de chuva registrados durante esse período (Figura a). Neste caso, a provável causa foi a abscisão foliar que ocorre durante a transição estação chuvosa-seca para muitas espécies de árvores do cerrado, quando D começa a aumentar (LENZA e KLINK, 2006; SILVÉRIO e LENZA, 2010; . DALMAGRO et al., 2013).

Foram observados os valores mínimos do EVI durante o pico da estação seca (agosto-setembro), mas o EVI aumentou a partir do final de setembro, seguindo todo mês de outubro, aproximadamente quatro semanas antes do fim da estação seca (Figura). Esse

padrão sazonal é consistente com outras áreas de Cerrado (MACHADO et al., 2004; RATANA et al., 2005), refletindo a importância da distribuição das chuvas na expansão foliar e produtividade no Cerrado. As refletâncias espectrais (EVI e NDVI) indicam que o Cerrado com mais arbustos e o Campo Sujo têm a mesma fenologia em resposta às chuvas, no entanto, a dinâmica de locais dominados pelo capim é maior do que do Cerrado dominado por arbustos, porque gramíneas do Cerrado tem um mínimo mais baixo na estação seca do que os locais dominados por arbustos (RATANA et al., 2005). Durante a transição seca-chuvosa, o aumento na precipitação pluviométrica determina o aumento na produção e expansão de folhas, para ambos os tipos de Cerrado (MANTOVANI e MARTINS, 1988; LENZA e KLINK, 2006; SILVÉRIO e LENZA, 2010). Além disso, muitas árvores do Cerrado apresentam uma onda de novas folhas no final da estação seca, fenômeno suportado pelas reservas de água internas das próprias plantas (MANTOVANI e MARTINS, 1988; LENZA e KLINK, 2006; SILVÉRIO e LENZA, 2010). Estes padrões fenológicos estão em contraste com aqueles relatados para as florestas da Amazônia, que apresentam períodos de produção de folhas e expansão durante a transição de período chuvoso-seco, porque a produtividade é principalmente limitada pela radiação nas florestas da Amazônia durante o período chuvoso, porém limitada pela escassez de água no Cerrado durante o período seco (MACHADO et al., 2004; . SALESKA et al., 2009).

4.3 PADRÕES HORÁRIOS DA CONDUTÂNCIA E DAS DENSIDADES DE FLUXOS DE ENERGIA

As médias horárias de R_n, H, L_e e G foram calculadas para cada mês, apresentando grandes variações ao longo do período de estudo (Figura a). Independentemente do mês, R_n atingiu um pico às 12:00 h, hora local, sendo esta mesma tendência foi também seguida por L_e , H e G.

Os picos relativos nos fluxos de energia variaram substancialmente ao longo do período de estudo com base nas chuvas e disponibilidade de água. Por exemplo, durante a estação chuvosa os picos do meio-dia em L_e eram da ordem de 2-4 vezes maiores do que os de H e G (Figura a), sendo L_e responsável por até 50% da energia disponível (R_n). No

entanto, durante a estação seca, os picos de L_e e G foram comparáveis, enquanto H era a via dominante de dissipação de energia (Figura a). H representou até 50% de R_n durante o pico da estação seca (setembro), enquanto G foi responsável por quase 30% de R_n durante o mesmo período. Tal contribuição de G durante a estação seca está em contraste com outros ecossistemas tropicais, como florestas tropicais e de transição, em que G é responsável por apenas 1-2% da energia disponível, e esse aspecto é o reflexo da copa mais aberta que se verifica no Cerrado Campo Sujo. A intensificação em G durante a seca é também decorrente da senescência das gramas e outra vegetação durante essa longa estação (GIAMBELLUCA et al., 2009).

As variações sazonais no fluxo de energia ocorreram abruptamente durante os períodos de transições e refletem a importância da disponibilidade de água de superfície no controle de fluxos de energia em ecossistemas tropicais sazonais (MIRANDA et al., 1997; OLIVEIRA et al., 2005; ROCHA et al., 2009; VOURLITIS e da ROCHA, 2011; RODRIGUES et al., 2013; RODRIGUES et al., 2014).

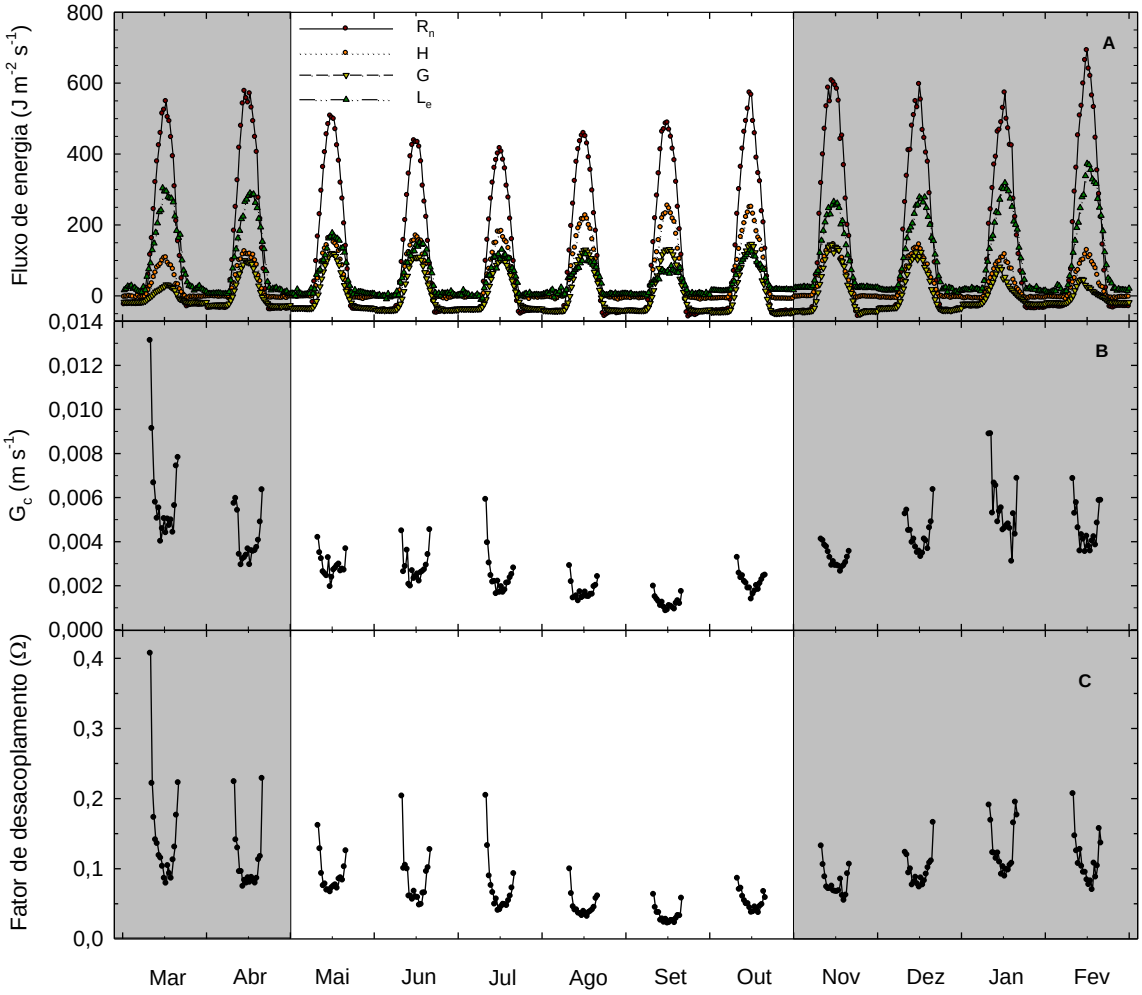


Figura 9. (A) Tendências médias diurnas na radiação líquida (Rn ; círculos preto), de calor latente (LE ; triângulos brancos), sensível (H ; círculos brancos) e fluxo de calor do solo (G - triângulos invertidos) e média diurnas (0800-1600 h hora local) (B) condutância da copa e (C) o fator de desacoplamento calculado para cada mês do período de estudo.

Foi verificado que as médias horárias (08:00-16:00 h, hora local) da condutância da copa (Figura b) também apresentaram grande variação sazonal. Em geral, os valores máximos de G_c foram observados no período matutino, reduzindo-se durante o meio-dia (10:00-1400 h, horário local) e voltando a aumentar durante o final da tarde, sendo que esse padrão foi observado para qualquer estação (Figura a). Esse padrão observado para a área de estudo é contrastante com aquele observado em florestas úmidas, posto que nestas últimas, observa-se um progressivo aumento em G_c no ciclo matutino e que se estende até o

meio dia, com posterior declínio com o correr da tarde (MALHI et al., 2002; HARRIS et al., 2004).

Assim, enquanto no Cerrado Campo Sujo, área objeto de estudo, a G_c segue o curso inverso do D (RODRIGUES et al., 2013), para as florestas tropicais úmidas, onde D não apresenta grandes variações e a disponibilidade de água no solo não é limitante (MALHI et al., 2002; HARRIS et al., 2004), G_c segue o mesmo curso de R_s.

O declínio na magnitude de G_c ao meio-dia se deve provavelmente ao aumento da temperatura do ar (T_a) e do déficit de pressão de vapor (D) nesse horário (MALHI et al., 2002; VOURLITIS et al., 2008; GIAMBELLUCA et al., 2009). No entanto, as magnitudes dos valores máximos e mínimos durante o dia variaram substancialmente ao longo do período de estudo, com os valores mais elevados durante o período chuvoso e os menores valores durante a estação seca.

Os valores mínimos de G_c observados ao meio-dia durante a estação chuvosa eram muitas vezes maiores que os valores máximos de G_c observados durante a estação seca (Figura b). É possível observar que os valores horários de G_c diminuíram na estação seca e começaram a aumentar em outubro, durante a transição seca-chuvosa, quando a chuva causa o aumento da evaporação da superfície e do EVI (Figura). Até o início da estação chuvosa, em novembro, as taxas ao meio-dia de G_c foram cada vez maiores, que coincidiu com o aumento da umidade do solo (Figura a), o declínio em D (Figura c) e o aumento no EVI.

Valores horários de Ω foram maiores durante o início da manhã e o final da tarde (Figura c), quando a velocidade do vento e a condutância aerodinâmica (G_a) foram baixas (dados não mostrados). No entanto, os valores do meio-dia de Ω foram consistentemente menores que 0,12 (Figura c), indicando forte acoplamento entre a vegetação e a atmosfera e, potencialmente, forte controle estomático em G_c (JARVIS e McNAUGHTON , 1986; JONES , 1992) , mesmo durante o período chuvoso, quando a disponibilidade de água do solo e precipitação foram suficientes para promover altos valores de L_e ao meio-dia, (Figura a). Este resultado é um pouco surpreendente, dado que o Campo Sujo é um ecossistema

dominado por graminóides, que são tipicamente aerodinamicamente lisa (baixa rugosidade) e são relativamente menos acopladas à atmosfera em relação às florestas (JARVIS e McNAUGHTON, 1986; JONES, 1992).

O Campo Sujo possui árvores e arbustos dispersos (EITEN, 1972), e na Fazenda Miranda, encontra-se com uma densidade lenhosa de 533 árvores ha^{-1} (VOURLITIS et al., 2013), que é aparentemente adequada para promover alto G_a e assim, baixos valores de Ω. Esses resultados são semelhantes aos relatados por outros locais de pastagem mistas e de Savana com dominância de arbustos (BAGAYOKO et al., 2007), o que indica que a mistura de árvore-grama pode ser altamente acoplada à atmosfera. Devido ao alto grau de acoplamento entre a superfície-atmosfera (isto é, baixo Ω), quedas ao meio-dia em G_c são provavelmente devidas aos declínios na condutância estomática causados por um alto D (JARVIS e McNAUGHTON, 1986; JONES, 1992). Essa interpretação é consistente com outros estudos de Cerrado (GIAMBELLUCA et al., 2009) e de medições da condutância estomática para uma diferentes espécies de árvores do Cerrado (BUCCI et al., 2008; VOURLITIS e da ROCHA, 2011; DALMAGRO et al., 2013).

4.4 TENDÊNCIAS SAZONAIS DA CONDUTÂNCIA E DAS DENSIDADES DE FLUXO DE ENERGIA

As variações temporais da média semanal de L_e foram grandes durante o período de estudo, especialmente durante as transições de chuvoso-seco e de seco-chuvoso (Figura 2a). A magnitude do declínio em L_e durante a transição chuvosa-seca foi de aproximadamente 65% em relação ao período chuvoso.

Verificou-se que L_e apresentou média semanal (± DP) da ordem de 100,8 ± 12,7 J m^{-2} s^{-1} durante a estação chuvosa e de 43,1 + 9,1 J m^{-2} s^{-1} durante a estação seca. Também foram observadas variações transitórias de L_e durante a estação seca e, em geral, L_e aumentou rapidamente em resposta a pequenos e pouco frequentes eventos de chuva. L_e aumentou rapidamente em resposta à chuva durante a transição seca-chuvosa em outubro, e apresentou aumento constante durante a estação chuvosa, alcançando valores que

excederam 120 J m^{-2} s^{-1} para fevereiro de 2012 (Figura 2a). As variações sazonais da L_e são maiores e mais dinâmicas do que as observadas para florestas tropicais e de transição (MALHI et al., 2002; VOURLITIS et al., 2008; da ROCHA et al., 2009), mas são comparáveis às observadas para o Cerrado (ROCHA et al., 2002; SANTOS et al., 2003; OLIVEIRA et al., 2005; GIAMBELLUCA et al., 2009).

Em relação à L_e, foram observadas variações menores nas médias semanais para G_c (Figura 2b) e para Ω (Figura 2c), durante o período de estudo. G_c variou entre 0,005-0,0075 m s^{-1} durante a estação chuvosa, de março a abril de 2011, e foi diminuindo ao longo do período seco, entre maio e setembro (Figura 2b). No entanto, aumentos transitórios da G_c ocorreram durante a estação seca, em resposta a frentes frias (Machado et al., 2004) que trouxeram chuva, vento e temperaturas mais baixas na região (Figura). Os valores de G_c na estação chuvosa são semelhantes aos relatados para floresta tropical de transição (VOURLITIS et al., 2008), mas cerca de 40-50% inferiores aos relatados para floresta tropical úmida (ROCHA et al., 2004).

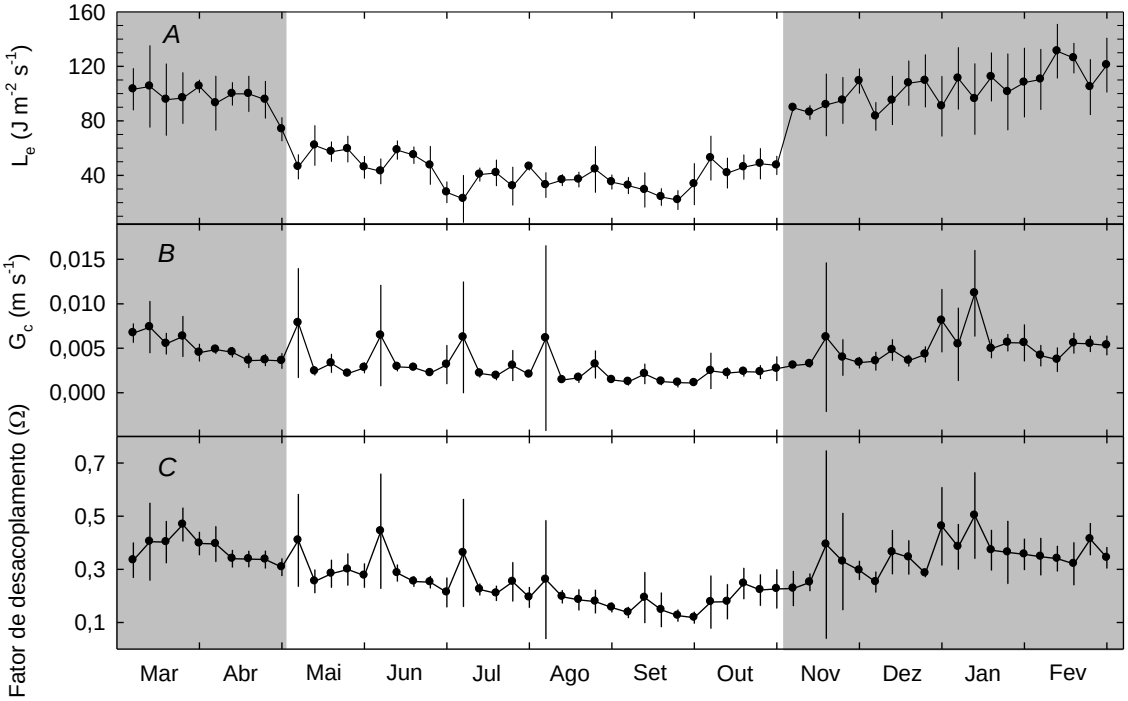


Figura 2. Média semanal (± DP) fluxo de calor latente (A) , condutância da copa (B) , e do fator de desacoplamento (C). Partes sombreadas indicam a estação chuvosa .

No entanto, os valores de G_c para a estação seca são comparáveis a outras áreas de Cerrado dominado por graminóides (GIAMBELLUCA et al., 2009) e refletem menor atividade fisiológica das árvores e gramíneas do Cerrado durante a estação (SANTOS et al., 2004; VOURLITIS e da ROCHA, 2011; DALMAGRO et al., 2013).

O Ω foi em média de 0,48 durante a estação chuvosa e reduziu para um valor mínimo de 0,21 até o final de setembro (Figura 2c), o que corresponde à variação sazonal na D (Figura c).

O Cerrado também exibe uma resposta maior e mais rápida de Le e G_c às variações na precipitação do que aquelas observadas para a floresta tropical de transição e úmida, especialmente durante a estação seca, quando estresse hídrico está no máximo sazonal (GIAMBELLUCA et al., 2009). Estes grandes, mas transitórios, aumentos de L_e e G_c parecem ser conduzidos por evaporação rápida em resposta à chuva.

Para avaliar a resposta do Cerrado a pulsos de chuva, foram selecionados dois dias separados entre si por um dia de chuva, durante a seca (outubro, entre os dias julianos 274-278), com precipitação de 10 mm e no período chuvoso (janeiro, entre os dias julianos 23-28), com precipitação pluviométrica de 45 mm. Nessa comparação, foram escolhidos para aqueles intervalos dias em que o R_n foi semelhante antes e depois desses eventos de chuva , tanto no período seco (Figura 3a) quanto no chuvoso (Figura 3b).

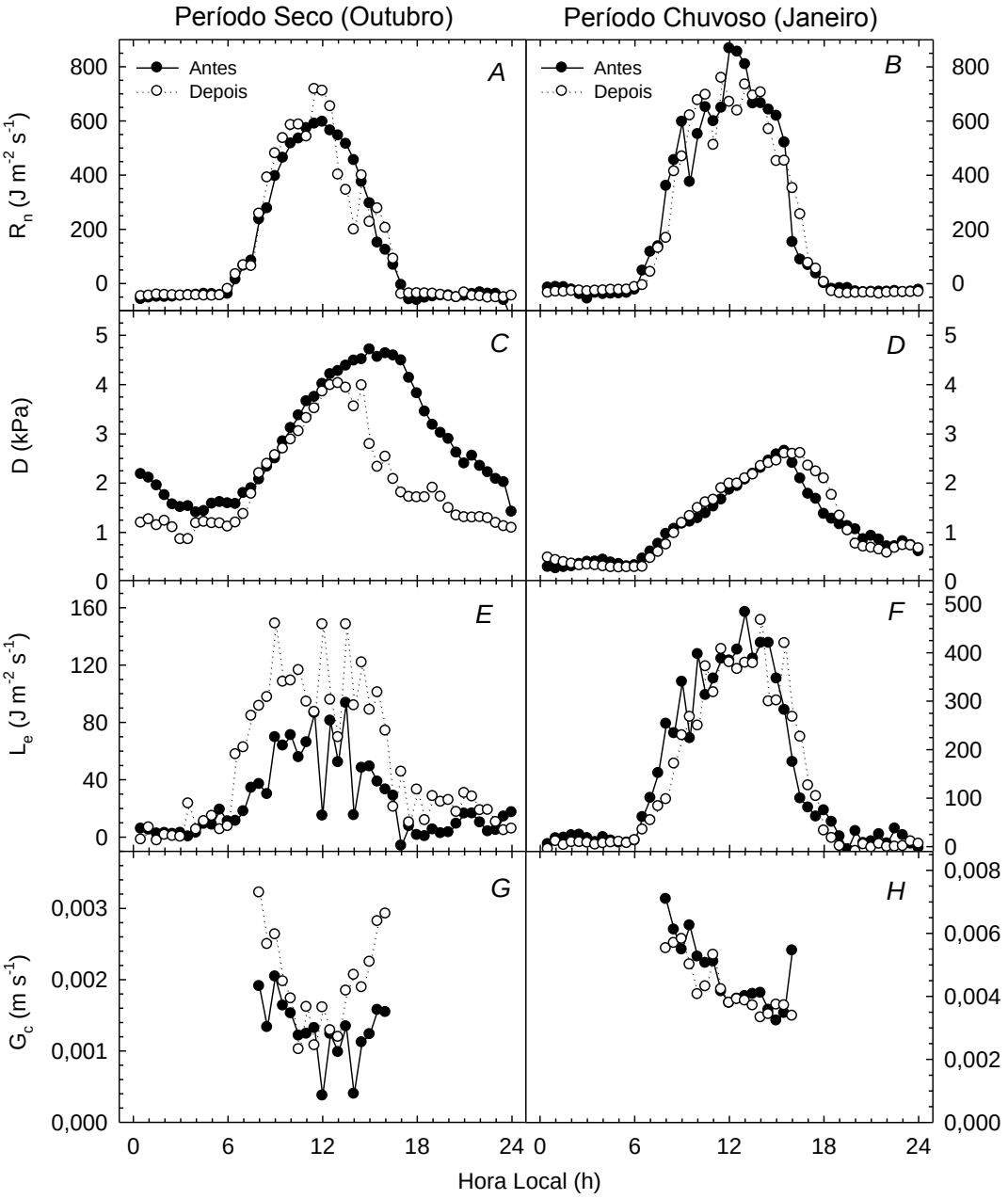


Figura 3. Tendências médias diárias na radiação líquida (A e B) , déficit de pressão de vapor (C e D), fluxo de calor latente (E e F) e condutância da copa (G e H) para um dia antes (símbolos fechados) e depois (símbolos abertos) de um evento de chuva que ocorreu durante a estação seca (lado esquerdo) e na estação chuvosa (lado direito) .

Durante a estação seca, D foi substancialmente maior antes do pulso de chuva em relação ao dia posterior (Figura 3c), enquanto L_e e G_c foram substancialmente mais altos após o pulso de chuvas (Figura 11 e, g). Durante esse período o EVI alcançou o seu valor

mínimo (Figura), quando a atividade fisiológica de gramíneas e de Cerrados mais densos também são reconhecidamente baixos devido à seca prolongada (SANTOS et al., 2004; VOURLITIS e da ROCHA, 2011; DALMAGRO et al., 2013).

Assim, o aumento do L_e e G_c em resposta ao pulso de chuva é presumivelmente devido quase inteiramente à evaporação. Tais respostas em troca de massa são mais comparáveis a ecossistemas semi-áridos, como o chaparral (LUO et al., 2007) e o árido, como o deserto (HASTINGS et al., 2005), e destacam a importância de pulsos de precipitação que ocorrem após prolongados períodos de seca.

Por outro lado, não foram observadas tais variações durante a estação chuvosa (Figura 3d, f, h), embora o evento de chuva tenha sido da ordem de magnitude quatro vezes maior durante a estação chuvosa. Durante a estação chuvosa, o EVI alcança o máximo sazonal e as gramíneas estão fisiologicamente ativas. Pulsos de precipitação agem aumentando ainda mais o teor de água na superfície do solo, que já estão saturados, para suportar altas taxas de evaporação e transpiração (SANTOS et al., 2004; GIAMBELLUCA et al., 2009; VOURLITIS e da ROCHA, 2011; DALMAGRO et al., 2013). Assim, os pulsos de precipitação durante a estação úmida tem pouco efeito sobre as taxas de L_e e G_c.

4.5 EFEITOS DIRETOS E INDIRETOS DE VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS E DO EVI SOBRE G_c E L_e

A partir dos resultados da análise de trilha (*Path Analisys*) para quantificar os efeitos diretos e indiretos da micrometeorologia (R_n , D, T_a), da disponibilidade de água (P e sH_2O) e da fenologia (EVI) sobre L_e e G_c (Figura 4), verificou-se que L_e foi significativa e positivamente afetada por SH_2O e R_n e significativa e negativamente por D (Tabela 1), o que é consistente com os dados de L_e apresentados aqui e em outros estudos em áreas de Cerrado e de Floresta Tropical (da ROCHA et al., 2002; 2009; MALHI et al., 2002; SANTOS et al., 2003; OLIVEIRA et al., 2005; VOURLITIS et al., 2008; GIAMBELLUCA et al., 2009).

Tabela 1. Coeficientes da análise de trilha (Path Analisys) dos efeitos diretos e indiretos da precipitação média semanal (P), saldo de radiação (Rn), teor de umidade do solo (sH_2O), temperatura do ar (T_a), déficit de pressão de vapor (D), e o índice de vegetação (EVI) nas médias semanais do fluxo de calor latente (L_e) e condutância da copa (G_c). Os valores em negrito indicam coeficientes estatisticamente significantes ($p < 0,05$), determinada por meio de regressão linear múltipla, e só correspondem aos efeitos diretos de cada variável sobre L_e ou G_c.

	L_e		G_c	
Variável	Direto	Indireto	Direto	Indireto
EVI	-0,001	NA	0,393	NA
P	0,032	0,044	0,052	-0,411
R_n	**0,976**	-0,133	**-0,820**	-1,229
sH_2O	**0,282**	0,209	-0,053	0,852
T_a	-0,051	-0,272	**2,228**	-1,103
D	**-0,288**	<0,001	**-0,991**	-0,023

Para G_c, a análise de trilha revelou uma interação mais complexa entre as variáveis meteorológicas (Tabela 1). Por exemplo, houve um efeito significativo direto negativo de R_n e D em G_c e um efeito direto positivo significativo de T_a em G_c (Tabela 1). O efeito negativo da D em G_c é um dado esperado devido ao acoplamento entre o dossel e a atmosfera e a importância de D sobre a condutância estomática (BUCCI et al., 2008; VOURLITIS e da ROCHA, 2011; DALMAGRO et al., 2013).

No entanto, o efeito negativo do R_n é surpreendente à primeira vista, mas depois de uma inspeção mais minuciosa, identifica-se que os picos em G_c observados durante o período de estudo (ou seja, as semanas em que se encontram os dias 10 de maio, 14 de junho, 19 de julho e 23 de agosto; Figura 2b) estão associados com pequenas frentes frias que também reduziram R_n (ver Figura b). Se estes pontos são removidos, a relação entre R_n

e G_c se torna positiva, o que se espera dos dados quando comparados com a literatura (DOLMAN et al., 1991; HARRIS et al., 2004).

Outro resultado interessante foi a relação positiva direta entre T_a e G_c (Tabela 1). Mais uma vez, é de se supor que um aumento em T_a levaria a um aumento direto na D e um declínio no G_c. No entanto, quando feita a média sazonal, tanto T_a quanto G_c foram maiores durante a estação chuvosa e menores durante a estação seca (Figura c, b), o que provavelmente explica a relação positiva.

Foi colocado como hipótese que EVI afetaria significativamente e positivamente L_e. No entanto, a análise de trilha não revelou quaisquer efeitos diretos ou indiretos significativos do EVI sobre L_e ou sobre G_c (Tabela 1). Esse resultado foi surpreendente, dado que EVI foi significativamente correlacionada positivamente com Le ($r = 0,74$, $p < 0,001$) e G_c ($r = 0,61$, $p < 0,001$). Em última análise, a razão pela qual o EVI não afetou diretamente L_e ou G_c foi porque todas as três variáveis (EVI, L_e, e G_c) foram direta ou indiretamente afetados pela disponibilidade de água de superfície. Por exemplo, tanto o EVI quanto o L_e foram afetados diretamente positivamente por variações em sH_2O, enquanto G_c foi positivamente afetado indiretamente por sH_2O através de seu controle sobre D. Enquanto EVI (análogo à área foliar) é um controle importante em L_e e em G_c (VOURLITIS et al., 2008; GIAMBELLUCA et al., 2009; YERBA et al., 2013), as variações na disponibilidade de água de superfície controlam as variações temporais no EVI, no L_e, e na G_c.

4.6 COMPARAÇÃO COM OUTROS ESTUDOS

As análises dos dados revelaram grandes variações sazonais nas variáveis de fluxo de energia, mas, infelizmente, o período de estudo abrangeu apenas um ano, o que impede uma avaliação das variações interanuais no balanço energético e limita a capacidade de generalizar os resultados para outros ecossistemas de Cerrado.

Para determinar quão aproximados os dados apresentados neste trabalho são em relação a outros ecossistemas tropicais, foi realizada uma extensa revisão de literatura para identificar como L_e variou dentro dos ecossistemas de Cerrado e de outros ecossistemas

tropicais, como de transição e de Floresta Úmida (veja locais na Figura). Os dados (Tabela 2) abrangem vários locais e/ou anos, e ao que tudo indica, o presente trabalho é o resumo mais exaustivo de informações disponíveis sobre L_e para os ecossistemas tropicais brasileiros. Os dados de L_e nos períodos de seca e chuva aqui relatados são semelhantes aos relatados para outros ecossistemas do Cerrado, embora a precipitação anual observada durante o período de estudo tenha sido aproximadamente 400 mm menor que a média de longo prazo para a região que engloba a área de estudo (VOURLITIS e da ROCHA, 2011). Além disso, a variação sazonal que descrita aqui é típica de outros tipos de cerrado, mas substancialmente menor do que as florestas tropicais úmidas e de transição (Tabela 2).

Outros padrões surgem quando os dados apresentados na Tabela 2 são observados graficamente como uma função da pluviosidade média (Figura 4). Em primeiro lugar, as taxas de L_e na estação seca aumentaram significativamente em função da precipitação média anual (Figura 4a) porque os locais mais úmidos têm maior disponibilidade de água e/ou uma duração mais curta do período seco (VOURLITIS et al., 2005; da ROCHA et al., 2009; COSTA et al., 2010). Em contraste, as taxas de L_e no período chuvoso foram insensíveis às variações de precipitação anual, indicando que o Cerrado, a Floresta de Transição, e as Florestas da Amazônia têm taxas semelhantes de L_e, desde que a disponibilidade de água superficial do solo seja adequada. Além disso, os locais mais úmidos normalmente têm cobertura de nuvens mais frequentes, especialmente durante a estação chuvosa, o que reduz a energia disponível (R_n) e, portanto, L_e (MALHI et al., 2002; da ROCHA et al., 2009; COSTA et al., 2010). Ao longo de um ciclo anual, L_e aumenta em função da precipitação média anual por causa das limitações de água da estação seca observados nos locais mais sazonalmente secos de Cerrado (Figura 4c).

Tabela 2. Estimativas do total anual de precipitação (P) e o fluxo de calor latente médio (L_e) para as estações seca e chuvosa no período de um ano, incluindo os dados coletados aqui (ver os valores em negrito abaixo) e os dados relatados na literatura. Informações dos locais incluem o tipo de vegetação (FA = Floresta Amazônica, FT = Floresta de Transição, Css = Cerrado *Stricto Sensu*, Ccs = Cerrado Campo Sujo , Cd = Cerrado Denso , Cc = Campo Cerrado e FG = Floresta de Galeria). Também mostra a variação do percentual de L_e entre a estação seca e chuvosa calculada como [(Le Seca – Le Chuvosa) / Le Chuvosa] x 100.

		Média de L_e			Diferença (seca-chuvosa)	
ID Local[†]-Tipo	P (mm/ano)	Seca	Chuvosa ($J\ m^{-2}\ s^{-1}$)	Anual	(%)	Referência
K34-FA	2286	98	81	90	21	Rocha et al. (2009)
CUE-FA	2089	79	96	87	-17	Malhi et al. (2002)
K67-FA	1863	85	76	80	12	Hutyra et al. (2005)
K67-FA	1736	87	73	80	18	Hutyra et al. (2005)
K67-FA	2314	86	76	81	14	Hutyra et al. (2005)
K67-FA	2494	93	71	82	32	Hutyra et al. (2005)
K83-FA	1811	114	103	109	11	Rocha et al. (2004)
JRU-FA	2173	109	105	107	4	von Randow et al. (2004)
SIN-FT	1999	71	74	72	-4	Vourlitis et al. (2002,08, unp)
SIN-FT	2161	79	77	78	3	Vourlitis et al. (2002,08, unp)
SIN-FT	2006	71	77	74	-9	Vourlitis et al. (2002,08, unp)
SIN-FT	1861	74	77	75	-4	Vourlitis et al. (2002,08, unp)
SIN-FT	2253	66	61	64	8	Vourlitis et al. (2002,08, unp)
SIN-FT	2040	87	80	83	9	Vourlitis et al. (2002,08, unp)
BAN-FT	1692	90	113	101	-20	Borma et al. (2009)
BAN-FT	1471	91	102	97	-10	Borma et al. (2009)
BAN-FT	1914	80	115	97	-31	Borma et al. (2009)
PEG-Css	1478	39	88	64	-56	Rocha et al. (2002)
FM-Ccs*	**1030**	**43**	**100**	**72**	**-57**	**Este estudo**
FM-Ccs	1415	41	78	59	-48	Rodrigues et al. (2013)
FM-Ccs	1353	40	84	62	-52	Rodrigues et al. (2013)
IGB-Ccs	1017	47	88	68	-46	Santos et al. (2003)
IGB-Cd	1504	53	119	86	-56	Oliveira et al. (2005)
IGB-Ccs	1504	29	108	69	-73	Oliveira et al. (2005)
IGB_Cd	1440	53	68	62	-23	Giambelluca et al. (2009)
IGB_Cc	1440	40	56	49	-28	Giambelluca et al. (2009)
IGB_Cd	1440	54	75	66	-27	Giambelluca et al. (2009)
IGB_Cc	1440	41	69	58	-40	Giambelluca et al. (2009)
PAN-FG	1414	71	113	92	-38	Sanches et al. (2011)

[†]K34 = Manaus, AM (K34); CUE = Manaus, AM (Cueiras); K67 = Santarém, PA (K67); K83 = Santarem, PA (K83), SIN = Sinop, MT; BAN = Ilha do bananal, TO; PEG = Pé de Gigante, SP; FM = Fazenda Miranda, MT; IGB = Reserva Ecológica do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), DF; PAN = Pantanal, MT; JRU = Rebio Jarú, RO.

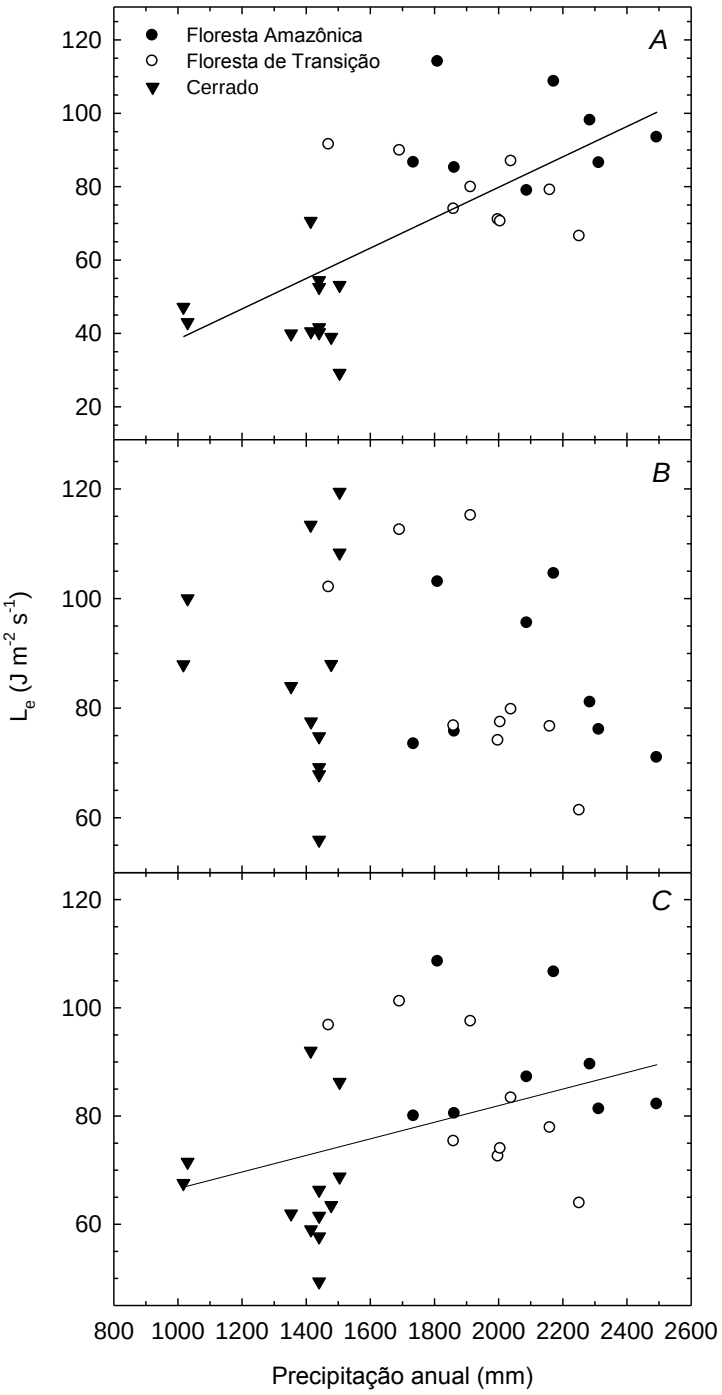


Figura 4. Estimativas da média do fluxo de calor latente na estação seca (A), na estação chuvosa (B), e anual (C) em função da precipitação média anual na Floresta Amazônica (círculos preto), Florestas de Transição (círculos brancos) e Cerrado (triângulos invertidos) relatados na literatura (ver Tabela 2 para fontes de dados e Figura 1 para localização aproximada). Tendências lineares significativas estão representadas com a linha de

tendência, equação de melhor ajuste, o coeficiente de determinação (R^2), e a probabilidade de que a linha é significativamente diferente de zero (p).

A discussão acima ilustra a importância da precipitação em padrões sazonais e anuais de L_e, mas no Cerrado, variações semelhantes podem ser observadas entre as fitofisionomias de Cerrado com dominância de arbustos e aqueles dominados por graminóides. Por exemplo, Cerrado com formações arbóreas maiores, como o Cambarazal do Pantanal (PAN; Tabela 2), apresentam menores variações sazonais em L_e que são semelhantes às observadas em Floresta de Transição (VOURLITIS e da ROCHA, 2011).

A menor variação de L_e no Cerrado em relação à Floresta é devido a maior estabilidade do índice de área foliar apresentado por esta última (IAF) (RATANA et al., 2005) e mais profundo enraizamento (OLIVEIRA et al., 2005; SANCHES et al., 2011). O Cerrado com maior cobertura de árvores e arbustos, como o Cerradão e o Cerrado Stricto Sensu, normalmente têm taxas mais altas de L_e na estação chuvosa e anual do que no Campo Cerrado, dominado por graminóides (Tabela 2) (OLIVEIRA et al., 2005; GIAMBELLUCA et al., 2009). Estas variações de densidade de fluxo de energia dentro do bioma são afetadas por características estruturais, tais como a densidade de árvores e cobertura, LAI, e profundidade das raízes (OLIVEIRA et al., 2005; GIAMBELLUCA et al., 2009), que por sua vez pode ser afetado mais pela química do solo e propriedades físicas e/ou regimes de perturbação (EITEN, 1972; de ASSIS et al., 2011; VOURLITIS et al., 2013), que propriamente pelo tempo e/ou quantidade de chuvas. Controles estruturais semelhantes sobre L_e provavelmente estão operando em todo o gradiente de Floresta Amazônica-Cerrado descritos aqui (Tabela 2; Figura 4), no entanto, sobre esta escala espacial maior, variações na estrutura estão altamente correlacionados com o tempo e/ou quantidade de chuva (KELLER et al., 2004; MACHADO et al., 2004; SALESKA et al., 2009).

4.7 PARAMETRIZAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO JARVIS-TYPE

Os resultados obtidos com a análise de trilha (Tabela 1) para entender de que forma cada varável afeta G_c permitiu a escolha do modelo “Jarvis-Type” para a estimativa da

condutância da copa (G_c), sendo esse modelo já calibrado e aplicado em vários estudos (DOLMAN et al. 1991; MALHI et al., 2002; HARRIS et al., 2004; RODRIGUES et al., 2014).

No caso particular deste estudo, os parâmetros a_1, a_2 e a_3 calibrados para as condições locais para serem empregados nas funções do efeito da radiação (Equação 6), da temperatura (Equação 7) e do déficit de pressão de vapor (Equação 8) foram iguais a 10; 22,7 e 0,44; respectivamente.

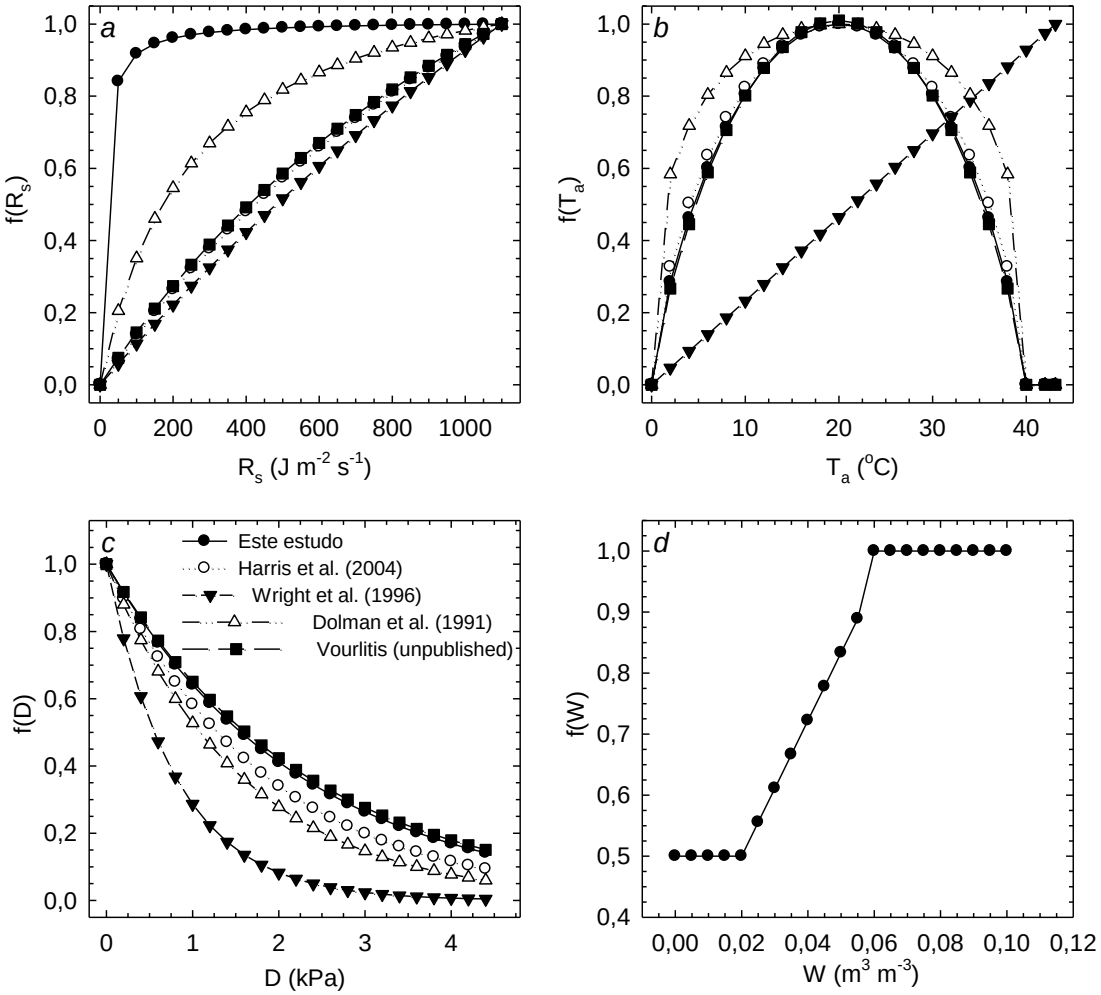


Figura 5. Comportamento dos parâmetros de cada *f*(x) do modelo "Jarvis-Type" para este local de estudo (circulo fechado), e para outros estudos colocados como comparativo Harris et al., 2004 (circulo aberto), Wright et al., 1996 (triangulo invertido), Dolman et al., 1991 e Vourlitis (não publicado, Sinop).

É interessante notar a importância da calibração do modelo para as condições específicas do ambiente de estudo. Observa-se, na Figura 13, uma comparação de como as funções referentes aos efeitos da radiação, da temperatura do ar e do déficit de pressão de vapor d'água podem variar drasticamente segundo o ambiente analisado.

Uma vez tendo seus parâmetros devidamente calibrados para as condições locais deste experimento, o desempenho do modelo "Jarvis-Type" foi ótimo. O resultado da análise de regressão tendo como variável independente os valore de G_c calculados segundo a Equação 2 e como variável dependente os valores de G_c preditos pelo modelo "Jarvis-Type" permitiu identificar que o coeficiente angular não diferiu de 1,0 e o linear, apesar de diferir significativamente de 0,0 afetou as estimativas de G_c pelo modelo, determinando um erro médio de subestimativa da ordem de magnitude de 14% (Figura 13). Do universo de dados de G_c obtidos para o ambiente em estudo, o valor do coeficiente linear de -0,0006 indica uma subestimativa do menor valor de G_c calculado da ordem de 33,3% e do maior valor de G_c calculado da ordem de 9,5%. Esse erro pode ser considerado pequeno, uma vez que na literatura especializada o erro de estimativa de G_c encontra-se ainda num patamar muito maior, posto que o coeficiente angular pode ser menor que 0,6 (DOLMAN et al., 1991; WRIGHT et al., 1996; HARRIS et al., 2004).

Confirmando o otimismo com relação à predição do modelo "Jarvis-Type" para o ambiente de estudo, o índice de concordância d foi igual a 0,9856; indicando a confiabilidade do modelo.

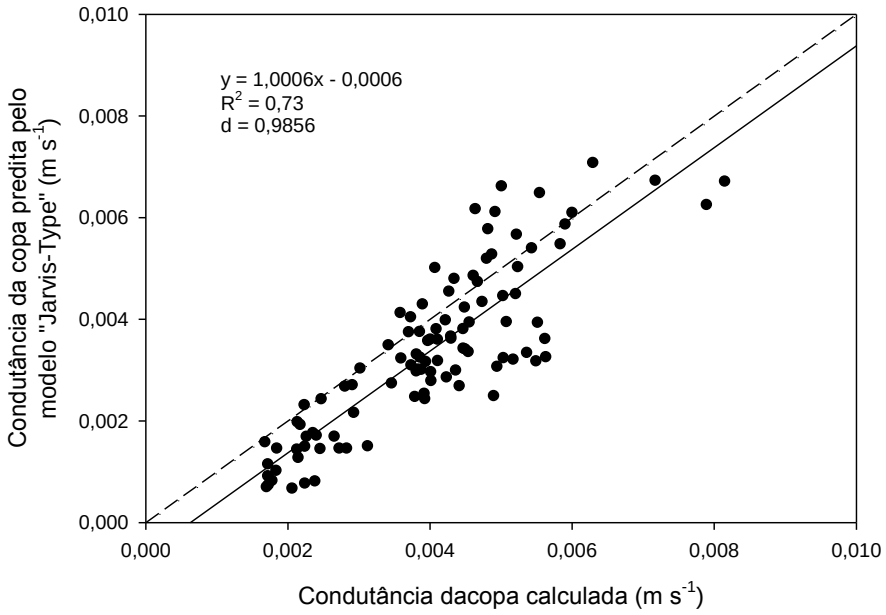


Figura 14. Regressão linear para dados diários de G_c entre os dados calculados através da equação de Penman-Monteith invertida (variável independente, eixo x) e os dados estimados pelo modelo "Jarvis-Type" calibrado para as condições locais. É apresentado ainda a equação de ajuste da regressão linear, o R^2 e o índice de concordância de Willmott (d). A linha pontilhada indica a equação y = x.

Os dados medidos e os dados preditos de G_c podem ser observados na Figura 14. Algumas observações podem ser feitas apenas analisando o valor de cada parâmetro. O baixo valor do parâmetro relacionado à radiação reflete que G_c no local é pouco influenciado pelas mudanças na quantidade de luz (HARRIS et al., 2004; RODRIGUES et al., 2013; 2014), uma vez que diferentemente de ecossistemas amazônicos que são limitados de radiação (MALHI et al., 2002; MACHADO et al., 2004) a região não tem limitações em relação à radiação nos períodos secos e chuvosos (RODRIGUES et al., 2013).

O parâmetro relacionado ao déficit de pressão de vapor (D) mostra que esta variável pode apresentar muitas mudanças durante os períodos sazonais, podendo ser um forte parâmetro de regulação, uma vez que processos de evaporação e evapotranspiração dependem fortemente de sua magnitude (MALHI et al., 2002; HARRIS et al., 2004;

VOURLITIS et al., 2011). Esse parâmetro é um dos responsáveis pela envergadura acentuada ou não da parábola que descreve o comportamento diário de G_c. A função que descreve a temperatura quando calibrada com os parâmetros locais, não apresenta muita mudança em relação aos outros ecossistemas comparados na Figura 12, uma vez que o padrão de temperatura entre os locais são relativamente iguais. Em locais onde geralmente não há limitação de água, essa parcela normalmente é ignorada (DOLMAN et al., 1991), uma vez que ela sempre contribuirá com seu máximo, como é o caso de ecossistemas amazônicos.

No caso da Fazenda Miranda, os processos de intercâmbio de água entre a superfície e a atmosfera dependem fortemente do conteúdo de água no solo (RODRIGUES et al., 2013; 2014), sendo essa parcela do modelo responsável pela posição vertical da parábola que descreve G_c (Figura 15).

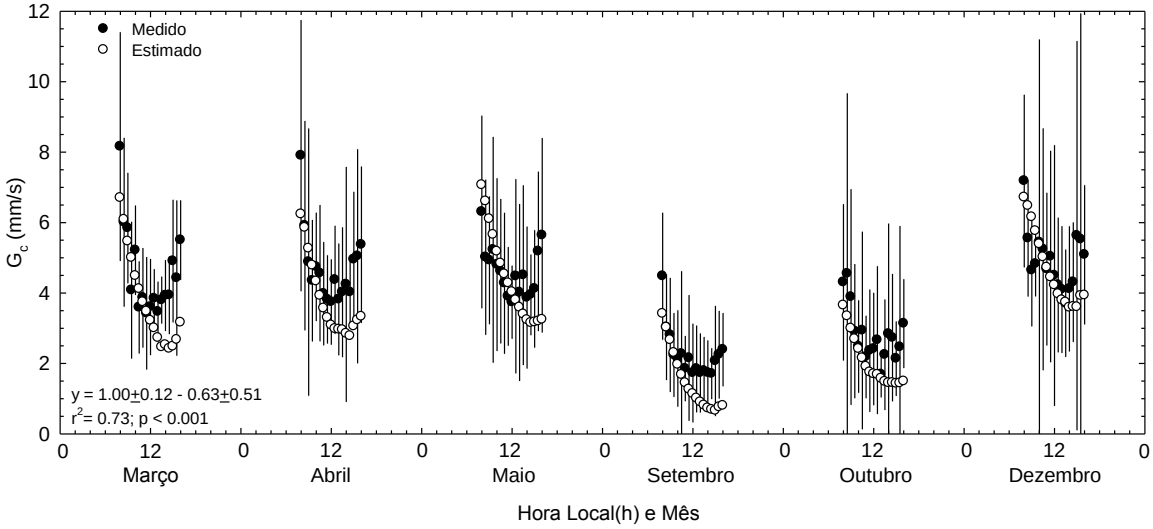


Figura 15. Médias diurnas mensais de G_c medido através da equação de Penman-Monteith invertida (círculos fechados) e G_c predito pelo modelo "Jarvis Type" parametrizado para as condições da área de estudo (círculos abertos) com desvio padrão.

O modelo "Jarvis-Type", parametrizado para as condições de Cerrado do local da torre, se apresenta como uma forma de obtenção dos dados de G_c com dados de sensores micrometeorológicos que não apresentam tantas falhas como o sistema de *eddy covariance*. A sua aplicação, observando a variação de cada função *f*(x), serve como suporte para uma

análise da importância de cada variável ao longo dos períodos sazonais, uma vez que cada *f*(x) determina o quanto aquela variável contribui (ou seja, seu peso) na variável G_c.

Para se ter independência nas observações de magnitudes das diferenças sazonais, foram analisadas três situações para observar a sensitividade do modelo. Uma com dados anuais, uma com dados apenas do período seco e por fim uma com dados apenas do período chuvoso (Figura 16).

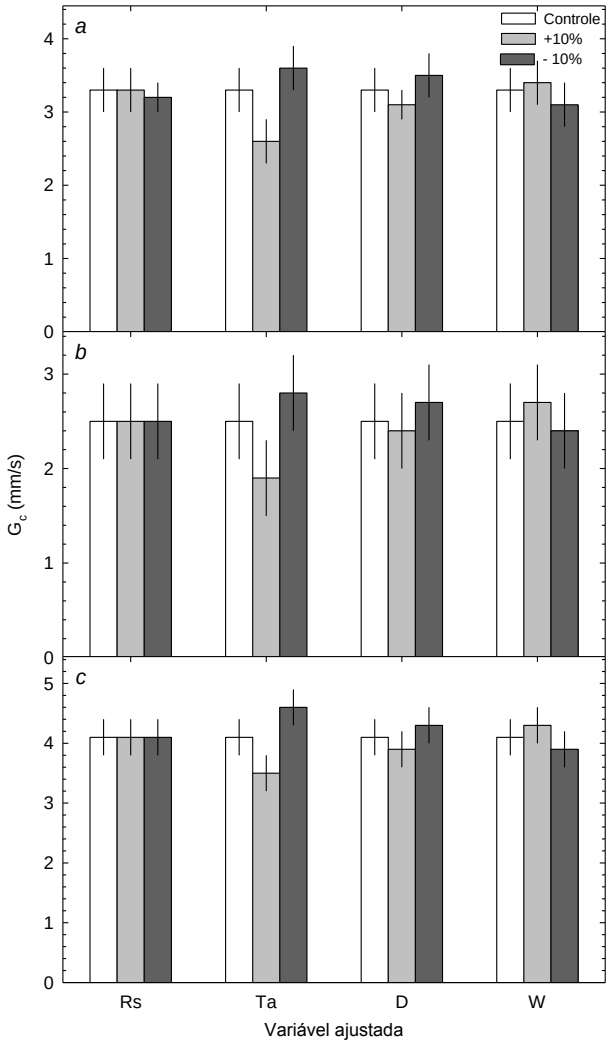


Figura 16. Médias obtidas para os dados diários de G_c usando *Bootstrap* e seus intervalos de confiança para os dados estimados pelo modelo "Jarvis-Type" sem alteração nenhuma em qualquer variável (controle) e para G_c estimado pelo modelo "Jarvis-Type" com alteração em +/- 10% (a) nos dados anuais, (b) no período seco e (c) no período chuvoso.

Essa análise permitiu concluir que não houve diferença significativa entre os dados de controle, e aqueles que foram adicionados ou subtraídos 10%, fazendo uma ressalva para os dados anuais de temperatura do ar (T_a) que diferiram significativamente dos dados de controle. Uma das observações que podem ser feitas para essa diferença, é que a variável temperatura do ar (T_a) carrega informações da radiação e do déficit de pressão de vapor (D) (HARRIS et al., 2004; VOURLITIS et al., 2011), podendo assim ter mais oscilação na resposta quando perturbada em 10%. Dessa forma o modelo se apresenta também como uma sugestão para quando existem dados falhos no sistema de *eddy covariance*, com alta confiabilidade e estabilidade, podendo ser usado para estimativa da variável que direta e indiretamente (Tabela 1) explica as trocas de água entre a superfície e a atmosfera.

5. CONCLUSÃO

A variação sazonal da precipitação e/ou disponibilidade de água na superfície foram as variáveis mais importantes no controle dos fluxos de energia e na condutância da copa.

A variação sazonal na disponibilidade de água no solo (sH_2O) controlou G_c, e o alto acoplamento superfície-atmosfera (ie, baixo Ω) indica que a variação na condutância estomática foi o controle mais importante sobre as taxas de G_c, especialmente durante a estação seca, quando o estresse hídrico limita a condutância estomática.

G_c, L_e, e Ω exibiram respostas rápidas e dinâmicas para pulsos de chuvas que foram qualitativamente semelhantes aos observados em ecossistemas áridos e semi-áridos, sendo esse fenômeno mais evidenciado quando o evento de chuva ocorreu no período de seca.

As variações sazonais observadas para L_e na área experimental foram típicas para muitos ecossistemas de Cerrado. Contudo, a tendência de aumento em L_e com o aumento na precipitação pluviométrica, fenômeno que se verifica quando são comparados vários ecossistemas, só é verdadeira no período seco, mas não no chuvoso, para a área de estudo.

Foi possível calibrar os parâmetros do modelo “Jarvis-Type” e validá-lo para a área de estudo. Com o modelo calibrado, foi possível inferir sobre importantes relações das variáveis micrometeorológicas nas variáveis que descrevem o intercâmbio de água

entre a superfície e a atmosfera (G_c e L_e). O modelo serve, ainda, como uma ferramenta de obtenção dos dados de G_c quando existem falhas no sistema de *eddy covariance*, possibilitando também a análise do comportamento de cada função *f*(x) nos períodos sazonais.

Verificou-se que, nas condições edafoclimáticas da área experimental, o balanço energético do Cerrado é diretamente afetado pelas variações sazonais na chuva. As mudanças climáticas e na cobertura do solo são esperadas para levar a um aumento na duração dos períodos secos e uma diminuição da pluviosidade. O particionamento de energia e a alta sensibilidade à disponibilidade de água no cerrado dominado por gramimóides estudado aqui, e outros ecossistemas de Cerrado relatados na literatura, tem implicações importantes para o balanço energético local e regional.

6. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

A primeira sugestão, e talvez a mais evidente, é a do emprego do modelo "Jarvis-Type" calibrado para as condições locais para avaliar cenários futuros apresentados pelo último relatório do Painel Intergovernamental para Mudanças Climáticas (IPCC).

Outra sugestão se relaciona ao desenvolvimentos de pesquisas de natureza ecofisiológica para identificar os mecanismos de captura e armazenamento de água são utilizados pelas plantas na área experimental em resposta às abruptas mudanças na disponibilidade causadas pelos pulsos de chuva, especialmente durante o período de seca.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABER, J.D., FEDERER, C.A. A generalized, lumped-parameter model of photosynthesis, evapotranspiration and net primary production in temperate and boreal forest ecosystems. **Oecologia** 92, 463–474., 1992.

AMIRO, B. Measuring boreal forest evapotranspiration using the energy balance residual. **Journal of Hydrology,** 366 112–118, 2009.

ARAIN, M.A.; ARAIN, M.A.; BLACK, T.A.; BARR, A.G.; JARVIS, P.G.; MASSHEDER, J.M.; VERSEGHY, D.L.; NESIC, Z.; Effects of seasonal and interannual climate variability on net ecosystem productivity of boreal deciduous and conifer forests. **Can. J. Forest Res**. 32, 878–891. 2002.

ARAÚJO, A. C., et al.. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonia rainforest: The Manaus LBA site, **Journal of Geophysical Research**, 107(D20), 8090, 2002. DOI 10.1029/2001.

AUBINET, M.; GRELLE, A.; IBROM, A.; RANNIK, Ü.; MONCRIEFF, J.B.; FOKEN, T.; KOWALSKI, A.S.; MARTIN, P.H.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, CH.; CLEMENT, R.; ELBERS, J.; GRANIER, A.; GRÜNWALD, T.; ORGENSTERN, K.; PILEGAARD, K.; REBMANN, C.; SNIJDERS, W.; VALENTINI, R.; VESALA, T.; Estimates of the net annual carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. **Adv. Ecol. Res**. 30, 113–175, 2000.

BAGAYOKO, F., S. YONKEU,. J. ELBERS, N. VAN DE GIESEN. Energy partitioning over the West African savanna: Multi-year evaporation and surface conductance measurements in Eastern Burkina Faso, **Journal of Hydrology**, vol. 334, pp. 545–559, 2007. DOI 10.1016/j.jhydrol.2006.10.035.

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

BALDOCCHI, D. D., R. J. LUXMOORE, e J. L. HATFIELD. Discerning the forest from the trees: An essay of scaling canopy stomatal conductance, **Agricultural and Forest Meteorology**, vol.54, 197– 226, 1991. DOI 10.1016/0168-1923.

BALDOCCHI, D., FALGEB, E., GU, L., OLSON, R., HOLLINGER, D., RUNNINGFE, S., ANTHONI, P., BERNHOFER, C., DAVIS, K., EVANS, R., FUENTES, J., GOLDSTEIN, A., KATUL G., LAW, B., LEE, X., MALHI Y., EYERS, T., MUNGER, W., OECHEL, W., PAW K. T., PILEGAARD, K., CHMID H. P., VALENTINIS, R., VERMA, S., VESALA, T.; WILSON, K. AND WOFSY, S.; FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystemscale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. **Bull. Am. Meteorol. Soc**. 82, 2415–2434. 2001.

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

BARR, A.G.; GRIFFIS, T.J.; BLACK, T.A.; LEE, X.; STAEBLER, R.M.; FUENTES, J.D.; CHEN, Z., AND MORGENSTERN, K.; Comparing the carbon budgets of boreal and temperate deciduous forest stands. **Canadá Journal Forest. Res**. 32, 813- 822. 2002.

BARR, A.G.; MORGENSTERN, K.; BLACK, T.A.; MCCAUGHEY, J.H.; NESIC, Z.; Surface energy balance closure by the eddy-covariance method above three boreal forest stands and implications for the measurement of the CO2 flux. **Agricultural and Forest Meteorology** 140, 322-337. 2006.

BLACK, T. A.; CHEN, W. J.; BARR, A. G.; ARAIN, M. A.; CHEN, Z.; NESIC, Z.; HOGG, E. H.; NEUMANN, H. H., AND YANG, P. C.; Increased carbon sequestration by a boreal deciduous forest in years with a warm spring. **Geophys. Res. Lett**., 27(9), 1271–1274, Doi:10.1029/1999gl011234, 2000.

BORMA, L. S., et al., Atmospheric and hydrological controls of the evapotranspiration over a floodplain forest in the Bananal Island region, Amazonia, **Journal of Geophysical Research**, 2009. DOI 10.1029/2007JG000641.

BUCCI, S.J., F. G. SCHOLZ., G. GOLDSTEIN., F. C. MEINZER., A. C. FRANCO., Y. ZHANG., e G. Y. HAO.. Water relations and hydraulic architecture in Cerrado trees: adjustments to seasonal changes in water availability and evaporative demand, **Brazilian Journal of Plant Physiology**, vol. 20 (3), pp. 233-245, 2008. DOI /10.1590/S1677-04202008000300007.

COSTA, M. H., M. C. BIAJOLI, L. SANCHES, A. C. M. MALHADO, L. R. HUTYRA, H. R. da ROCHA, R. G. AGUIAR, e A. C. de ARAÚJO. Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different?, **Journal of Geophysical Research**, 115, G04021, 2010. DOI10.1029/2009JG001179.

CULF, A. D., J. L. ESTEVES, A. de O. MARQUES FILHO, e H. R. da ROCHA. Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia, pages 175-192

in Gash, J. H. C., C. A. Nobre, J. M. Roberts & R. L. Victoria (eds), **Amazonian climate and deforestation**. J. M. Wiley and Sons, New York, NY, USA, 1996.

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

de ASSIS, A.C.C., R. M. COELHO, E. S. PINHEIRO, e G. DURIGAN. Water availability determines physiognomic gradient in an area of low-fertility soils under Cerrado vegetation, **Plant Ecol**, vol. 212, pp.1135-1147, 2011. DOI 10.1007/s11258-010-9893-8.

DE WALLE, D.R., SWISTOCK, B.R., JOHNSON, T.E., MCGUIRE, K.J. Potential effects of climate change and urbanization on mean annual streamflow in the United States. **Water Resources Research** 36 (9), 2655–2664., 2000.

DALMAGRO, H.J, F.A LOBO, G.L VOURLITIS, Â.C DALMOLIN, M.Z ANTUNES, Jr., C.E.R ORTÍZ, e J.S NOGUEIRA. Photosynthetic parameters for two invasive tree species of the Brazilian Pantanal in response to seasonal flooding, **Photosynthetica**, vol.51, pp.281-294, 2013. DOI 10.1007/s11099-013-0024-3.

DOLMAN, A., GASH, J., ROBERTS, J., SHUTTLEWORTH, W. Stomatal and surface conductance of tropical rainforest. **Agric. For. Meteorol**. 54, 303–318, 1991. DOI 10.1016/0168-1923.

EDWARDS, D., e B. C. COUL. Autoregressive trend analysis: An example using long-term ecological data, **Oikos**, 50, 95– 102, 1997.

EITEN, G. 1972. The cerrado vegetation of Brazil. **Bot. Rev**. 38: 201-341.

EMBRAPA. EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. Rio de Janeiro, 412 p, 1999.

ESLAMIAN, S., KHORDADI, M.J., ABEDI-KOUPAI, J. Effects of variations in climatic parameters on evapotranspiration in the arid and semi-arid regions**. Global and Planetary Change**. 78, 188–194, 2011.

FALGE, E.A.R.; BALDOCCHI, D.S.A; TENHUNEN, J.; AUBINET, M.D.; BAKWIN P.; BERBIGIER P.; BERNHOFER C.E; BURBA, G.F ; CLEMENT, R.H.; DAVIS, K.J.; ELBERS, J.A.; GOLDSTEIN, A.H.; GRELLE, A.; GRANIER, A.; GUDMUNDSSON J.; OLLINGER, D.; KOWALSKI, A.S.; KATU, G.; LAW, B.E.; MALHI Y.; MEYERS, T.; MONSON, R. K.; MUNGER J. W.; OECHEL, W.; PAW, K. T. U.; PILEGAARD, K.; RANNIK, Ü.; REBMANN, C.; SUYKER, A.;VALENTINI, R.; WILSON, K.; WOFSY, S.; Seasonality of ecosystem respiration and gross primary production as derived from FLUXNET measurements. **Agric. Forest Meteorol**. 113, 53–74. 2002.

FORD, C.R., HUBBARD, R.M., KLOEPPEL, B.D., VOSE, J.M. A comparison of sap fluxbased evapotranspiration estimates with catchment-scale water balance. **Agricultural and Forest Meteorology**, 145, 176–185., 2007.

GIAMBELLUCA T W, SCHOLZ F G, BUCCI S J, MEINZER F C, GOLDSTEIN G, HOFFMANN W A, FRANCO A C, BUCHERT M P. Evapotranspiration and energy balance of Brazilians Savannas with contrasting tree density. **Agricultural and Forest Meteorology**, 149, 1365-1376, 2009. DOI 10.1016/j.agrformet.2009.03.006.

GHOLZ, H.L., CLARK, K.L. Energy exchange across a chronosequence of slash pine forests in Florida. **Agricultural and Forest Meteorology** 112, 87–102., 2002.

GOULDEN, M.L.; MUNGER, J.W.; FAN, S.; DAUBE, B.C.; Sensitivity of boreal forest carbon balance to soil thaw. **Science** 279, 214–217. 1998.

GOULDEN, M.L., LITVAK, M., MILLER, S.D. Factors that control Typha marsh evapotranspiration. **Aquatic Botany** 86, 97-106., 2007.

GRACE, J., Y. MALHI, J. LLOYD, J. MCINTYRE, A. C. MIRANDA, P. MEIR, e H. S. MIRANDA. The use of eddy covariance to infer the net carbon dioxide uptake of Brazilian

rain forest, **Global Change Biol**., 2, 209–217, 1996. doi:10.1111/j.1365-2486.1996.tb00073.x.

GRELLE, A.; LINDROTH, A.; MÖLDER, M. Seasonal variation of boreal forest surface conductance and evaporation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 98- 99, 563-578, Dezembro, 1999.

GRIFFIS, T.J., ROUSE,W.R., WADDINGTON, J.M. - Interannual variability in net ecosystem CO2 exchange at a subarctic fen. **Global Biogeochem. Cycles** 14, 1109– 1121. 2000.

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

HARRIS, P. P., C. HUNTINGFORD, P. M. COX, J. H. C. GASH, and Y. MALHI. Effect of soil moisture on canopy conductance of Amazonian rainforest, **Agric. For. Meteorol**., 122, 215– 227, 2004. DOI 10.1016/j.agrformet.2003.09.006.

HASTINGS, S. J., OECHEL, W. C. e MUHLIA-MELO, A. Diurnal, seasonal and annual variation in the net ecosystem CO_2 exchange of a desert shrub community (Sarcocaulescent) in Baja California, Mexico. **Global Change Biology**, v.11, pp 927–939, 2005. DOI 10.1111/j.1365-2486.2005.00951.x.

HUTYRA, L. R., J. W. MUNGER, C. A. NOBRE, S. R. SALESKA, S. A. Vieira, and S. C. WOFSY. Climatic variability and vegetation vulnerability in Amazonia, **Geophys. Res. Lett**., **32**, 2005. L24712, DOI 10.1029/2005GL024981.

HUXMAN, T.E., A.A. TURNIPSEED, J.P. SPARKS, P.C. HARLEY, e R.K MONSON. Temperature as a control over ecosystem CO_2 fluxes in a high-elevation, subalpine forest, **Oecologia**, 134, 537 – 546, 2003. DOI 10.1007/s00442-002-1131-1.

JARVIS, P.G. The interpretation of the variation in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 273, pp 593-610, 1976.

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

JONES H.G. Plants and Microclimate, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge, 428 pages, 1992.

KELLER M., A. ALENCAR., G.P ASNER., B. BRASWELL., M. BUSTAMANTE., E. DAVIDSON.et al. Ecological Research in the Large Scale Biosphere Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA): Early Results, **Ecological Applications**, vol. 14, pp. S3-S16, 2004. DOI 10.1890/03-6003.

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

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

LARCHER, W. **Ecofisiologia Vegetal**. São Carlos: Editora Rima, pp.550, 2006.

LAW, A. M.; KELTON, W. D. Simulation modeling and analysis. 3. ed. New York: McGraw-Hill, 2000.

LAW, B.E., FALGE, E., GU, L., BALDOCCHI, D.D., BAKWIN, P., BERBIGIER, P., DAVIS, K., DOLMAN, A.J., FALK, M., FUENTES, J.D., GOLDSTEIN, A., GRANIER, A., GRELLE, A., HOLLINGER, D., JANSSENS, I.A., JARVIS, P., JENSEN, N.O., KATUL, G., MAHLI, Y., MATTEUCCI, G., MEYERS, T., MONSON, R., MUNGER, W., OECHEL, W., OLSON, R., PILEGAARD, K., PAW, U.K.T., THORGEIRSSON, H.,

VALENTINI, R., VERMA, S., VESALA, T., WILSON, K., WOFSY, S. Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation. **Agricultural and Forest Meteorology** 113, 97–120., 2002.

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

LENZA, E. e KLINK, C.A. Comportamento fenológico de espécies lenhosas em um cerrado sentido restrito de Brasília, DF. **Revista Brasileira de Botânica**, v.29, pp627-638, 2006.

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

LUO H, OECHEL WC, HASTINGS SJ, ZULUETA R, QIAN Y, KWON H. Mature semiarid chaparral ecosystems can be a significant sink for atmospheric carbon dioxide. **Global Change Biology**, v.**13**, pp 386–396, 2007. DOI 10.1111/j.1365-2486.2006.01299.x.

MACHADO, L.A.T., LAURENT, H., DESSAY, N., e MIRANDA, I. Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia: a comparison of different vegetation types and large scale forcing, **Theoretical and Applied Climatology**, vol. 78, no. 1–3, pp. 61–77, 2004. DOI 10.1007/s00704-004-0044-9.

MAITELLI, G.T. **Uma abordagem tridimensional de clima urbano em área tropical continental: o exemplo de Cuiabá-MT**. 1994. 220f. Tese (Doutorado em Geografia) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

MALHI, Y., E. PEGORARO, A. NOBRE, J. GRACE, A CULF, e R. CLEMENT. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest**, Journal of Geophysical Research**., 107(D20), 8061, 2002. DOI: 10.1029/2001JD000623.

MANTOVANI, W., e MARTINS, F.R. Variáveis fenológicas das espécies de cerrado da Reserva biológica de Mogi Guaçu. Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Botânica** v.11, pp101-112, 1988.

MASMAN, W; LEE, X; LAW, B.E. Handbook of micrometeorology. A guide for surface flux measurement and analysis, Klever Academic Publisher, Boston, 250pp, 2004.

MATSUMOTO, K.; OHTA, T.; NAKAI, T.; KUWADA, T.; DAIKOKU, K.; IIDA, S.; YABUKI, H.; KONONOV, A. V.; VAN DER MOLEN, M.. K.; KODAMA, Y.; MAXIMOV, T. C.; DOLMAN, A. J.; HATTORI, S. Responses of surface conductance to forest environments in the Far East. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, 1926-1940, Dezembro, 2008.

McMILLEN, R. T. An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain, **Boundary Layer Meteorology**, 43, 231– 245, 1988. DOI 10.1007/BF00128405.

MCNULTY, S.G., VOSE, J.M., SWANK, W.T., ABER, J.D., FEDERER, C.A. Regional scale forest ecosystem modeling: database development, model predictions and validation using a geographic information system. **Climate Research** 4, 223– 231, 1994.

MINOR, M.A. Surface energy balance and 24-h evapotranspiration on an agricultural landscape with SRF willow in central New York**. Biomass and Bioenergy** 33, 171 0–1718, 2009.

MIRANDA, A.C., MIRANDA, H.S., LLOYD, J. et al. Fluxes of carbon, water and energy over Brazilian cerrado: an analysis using eddy covariance and stable isotopes**, Plant, Cell and Environment**, vol. 20, no. 3, pp. 315–328, 1997. DOI 10.1046/j.1365-3040.

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

Oak Ridge National Laboratory- Distributed Active Archive Center (ORNL=DAAC), http://daac.ornl.gov/cgi-bin/MODIS/GR_col5_1/mod_viz.html. Accessed June, 2011.

OISHI, A.C., OREN, R., STOY, P.C. Estimating components of forest evapotranspiration: a footprint approach for scaling sap flux measurements. **Agricultural and Forest Meteorology** 148, 1719–1732., 2008.

OLIVEIRA R S, BEZERRA L, DAVIDSON E A, PINTO F, KLINK C A, NEPSTAD D C, Moreira A. Deep root function in soil water dynamics in Cerrado savannas of central Brazil. **Functional Ecology**, 19, 574–581, 2005. DOI 10.1111/j.1365-2435.2005.01003.x.

OLIVEIRA, M. B. L.; VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; ALVALÁ, R. C. S.; SÁ, L. D. A.; LEITÃO, M. M. V. B.R.; SOUZA, A. Fluxos turbulentos de energia sobre o Pantanal sul mato-grossense. **Revista Brasileira de Meteorologia**, vol. 21, 371-377, Dezembro, 2006.

PEREIRA, P. S. F. S**. Plantio de Quatro Espécies Leguminosas Arbóreas em uma área de Cerrado no Distrito Federal, Brasil**. 68 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade de Brasília, Brasília, 1997.

POWELL, T.L., STARR, G., CLARK, K.L., MARTIN, T.A., GHOLZ, H.L. Ecosystem and understory water and energy exchange for amature, naturally regenerated pine flatwoods forest in North Florida. **Canadian Journal of Forest Research** 35 (7), 1568–1580, 2005.

RADAMBRASIL. 1982. Levantamentos dos Recursos Naturais Ministério das Minas de Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD 21 Cuiabá, Rio de Janeiro. 1982.

RATANA, T., HUETE, A.R e FERREIRA, L. Analysis of cerrado physiognomies and conversion in the MODIS seasonaltemporal domain, **Earth Interactions**, vol. 9, n 3, pp 1-22, 2005.

RIBEIRO, J. F.; WALTER, B. M. T. Fitofisionomias do Bioma Cerrado. In: SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P. (Ed.). Cerrado: Ambiente e flora. Brasília: Embrapa Cerrados, p. 87-166, 1998.

ROCHA, H. R., H. C. FREITAS, R. ROSOLEM et al. Measurements of CO_2 exchange over a woodland savanna (Cerrado Sensu stricto) in southeast Brazil. **Biota Neotropica** 2: 1-11, 2002.

ROCHA H R, GOULDEN M L, MILLER S D, MENTON M C, PINTO L D V O, de FREITAS H C, SILVA FIGUEIRA A M. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. **Ecological Applications**, 14, 522–532, 2004. DOI 10.1890/02-6001.

ROCHA, H. R., A. O. MANZI, O. M. CABRAL et al. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. **Journal of Geophysical Research-Biogeosciences** 114, G00B12, 2009. DOI 10.1029/2007JG000640.

RODRIGUES, T.R. **Variabilidade interanual da sazonalidade de fluxos de energia e matéria em área de Cerrado na Baixada Cuiabana**. 2011. 85p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2011.

RODRIGUES T R, CURADO L F A, NOVAIS J W Z, de OLIVEIRA A G, PAULO S R, BIUDES M S, NOGUEIRA J S. Distribuição dos componentes do balanço de energia do Pantanal Mato-grossense. **Revista de Ciências Agro-Ambientais** (Online), 9(2), 165-175, 2011.

RODRIGUES, T.R., DE PAULO, S.R., NOVAIS, J.W.Z., CURADO, L.F.A., NOGUEIRA, J.S., de OLIVEIRA, R.G., LOBO, F.A e VOURLITIS, G.L, Temporal

Patterns of Energy Balance for a Brazilian Tropical Savanna under Contrasting Seasonal Conditions**, International Journal of Atmospheric Sciences**, Vol.2013, Article ID 326010, 9 pages, 2013. DOI 10.1155/2013/326010.

RODRIGUES, T.R, VOURLITIS, G.L, LOBO, F.A, de 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. **Journal of Geophysical Research (Biogeoscience)**, vol 119, 1-13, 2014.

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

SALESKA, S., H. R. da ROCHA, B. KRUIJT., A. NOBRE. Ecosystem Carbon Fluxes and Amazonian Forest Metabolism, Amazonia and Global Change, Geophysical Monograph Series 186, 2009. 10.1029/2008GM000728.

SANCHES, L., VOURLITIS, G.L., ALVES, M.C., PINTO-JÚNIOR, O.B e NOGUEIRA, J.S. Seasonal patterns of evapotranspiration for a Vochysia divergens forest in the Brazilian Pantanal, **Wetlands**, v.3, p.1215-1225, 2011. DOI 10.1007/s13157-011-0233-0.

SANTOS, A. J. B., G. T. D. A. SILVA, H. S. MIRANDA, A. C. MIRANDA, and J. LLOYD. Effects of fire on surface carbon, energy and water vapour fluxes over campo sujo savanna in central Brazil. **Functional Ecology** 17: 711-719, 2003. DOI: 10.1111/j.1365-2435.2003.00790.x.

SANTOS, A. J. B., C. A. QUESADA., G. T. da SILVA., J. F. MAI A., H. S . MIRANDA., A. C. MIRANDA., and J. LLOYD. High rates of net ecosystem carbon assimilation by Brachiara pasture in the Brazilian Cerrado, **Global Change Biology**, vol. 10, pp. 877–885, 2004, DOI 10.1111/j.1529-8817.2003.00777.x .

SCHUEPP, P. H., M. Y. LECLERC, J. I. MACPHERSON, e R. L. DESJARDINS. Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation, **Boundary Layer Meteorology**, 50, 355– 373, 1990. DOI 10.1007/BF00120530.

SHUTTLEWORTH, W.J. Evapotranspiration measurement methods. **Southwest Hydrology** 7, 22–23., 2008.

SELLERS, P.; HALL, F.; MARGOLIS, H.; KELY, B.; BALDOCCHI, D.; den HARTOG, G.; CIHLAR, J.; RYAN, M.G.; GOODISON,B.; CRILL, P.; RANSON, J.K.; LETTENMAIER, D.; AND WICKLAND, D.E.; The Boreal Ecosystem- Atmosphere Study (BOREAS): an overview and early results from the 1994 field year**. Bull. Am. Meteorol. Soc.** 77, 1549–1577. 1995.

SILVÉRIO, D.V e LENZA, E. Fenologia de espécies lenhosas em um cerrado típico no Parque Municipal do Bacaba, Nova Xavantina, Mato Grosso, Brasil**. Biota Neotropica**, v.10, pp 205-216, 2010.

SOKAL, R. R., e F. J. ROHLF. **Biometry**, 3rd ed., 887 pp., Freeman, San Francisco, Califórnia, 1995.

SOUZA FILHO, J. D. Da C. **Variação sazonal dos componentes do balanço de radiação e energia sobre a floresta de Caxuanã.** 2002. 67 f, Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola), Universidade Federal de Viçosa, 2002.

STOY, P., KATUL, G.G., SIQUEIRA, M.B.S., JUANG, J.Y., NOVICK, K.A., MCCARTHY, H.R., OISHI, A.C., UEBELHERR, J.M., KIM, H.-S., OREN, R. Separating the effects of climate and vegetation on evapotranspiration along a successional chronosequence in the southeastern US. **Global Change Biology** 12, 2115–2135., 2006.

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

TEEPE, R., DILLING, H. e BEESE, F. Estimating water retention curves of forest soils from soil texture and bulk density. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science** 166, 111-119, 2003.

VON RANDOW, C., MANZI, A.O., KRUIJT, B., de OLIVEIRA, P.J., ZANCHI F.B., SILVA R.L., HODNETT M.G., GASH J.H.C, ELBERS, J.A., WATERLOO, M.J., CARDOSO, F.L., KABAT, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, 78, 5–26, 2004. DOI 10.1007/s00704-004-0041-z.

VOURLITIS, G. L., N. PRIANTE-FILHO, M. M. S. HAYASHI, J. de SOUSA NOGUEIRA, F. T. CASEIRO, e J. H. CAMPELO, JR. Seasonal variations in the evapotranspiration of a transitional tropical forest of Mato Grosso, Brazil. **Water Resources Research** 38(6): 30, 2002. DOI 10.1029/2000WR000122.

VOURLITIS, G. L., J. de S NOGUEIRA, N. PRIANTE-FILHO, W. HOEGER, F. RAITER, M. S. BIUDES, J. C. ARRUDA, V. B. CAPISTRANO, J. L. B. de FARIA, and F. de ALMEIDA LOBO. The sensitivity of diel CO2 and H2O vapor exchange of a tropical transitional forest to seasonal variation in meteorology and water availability, **Earth Interactions**, Volume 9, Paper 27, 2005. DOI 10.1175/EI124.1.

VOURLITIS, G. L., J. de S. NOGUEIRA, F. de A. LOBO et al. Energy balance and canopy conductance of a tropical semi-deciduous forest of the southern Amazon Basin. **Water Resources Research** 44, W03412, 2008. DOI 10.1029/2006WR005526.

VOURLITIS, GL e HR DA ROCHA. Flux dynamics in the Cerrado and Cerrado-Forest Transition of Brazil. Pages 97-116 in MJ Hill and NP Hanan (eds), Ecosystem Function in Global Savannas: Measurement and Modeling at Landscape to Global Scales." CRC, Inc., Boca Raton, FL, USA, 2011.

VOURLITIS, G.L., LOBO, F.A., LAWRENCE, S., LUCENA, I.C., BORGES, O.P. Jr., DALMAGRO, H.J., Ortiz, C.E.R., e 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**, 2013. doi: 10.2136/sssaj2012.0336.

YERBA, M., A. VAN DIJK., R. LEUNING., A. HUETE., J. P. GUERSCHMAN. Evaluation of optical remote sensing to estimate actual

evapotranspiration and canopy conductance, **Remote Sensing of Environment**, vol. 129, pp.250–261, 2013. DOI 10.1016/j.rse.2012.11.004.

WEBB, E.K., PEARMAN, G. I., e LEUNING, R. Corrections of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer, **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.106, pp.85-100, 1980.

WILLIAMS, D.G., CABLE, W., HULTIN, K., HOEDJES, J.C.B., YEPEZ, E.A., SIMONNEAUX, V., ER-RAKI, S., BOULET, G., DE BRUIN, H.A.R., CHEHBOUNI, A., HARTOGENSIS, O.K., TIMOUK, F. Evapotranspiration components determined by stable isotope, sap flow and eddy covariance techniques. **Agricultural and Forest Meteorology** 125, 241–258., 2004.

WILLMOTT, C.J. Some comments on the evaluation of model performance. **Bulletin American Meteorological Society**, p.1309-1313, 1982.

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

WILSON, K.B., HANSON, P.J., MULHOLLAND, P.J., BALDOCCHI, D.D., WULLSCHLEGER, S.D. A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance**. Agricultural and Forest Meteorology** 106, 153–168., 2001.

WRIGHT, I. R.; GASH, J. H. C.; ROCHA, H. R e ROBERTS, J. M. Modeling surface conductance for Amazonian pasture and forest. *In:* Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. **Amazonian Deforestation and Climate**. John Wiley and Sons, 1st ed. p.437-458, 1996.