

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

**ESTUDO DA INTER-SAZONALIDADE DO FLUXO DE
CALOR LATENTE E SENSÍVEL NO CERRADO-
PANTANAL DE MATO GROSSO**

LEONE FRANCISCO AMORIM CURADO

PROF. DR. JOSÉ DE SOUZA NOGUEIRA
Orientador

Cuiabá, MT

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

**ESTUDO DA INTER-SAZONALIDADE DO FLUXO DE
CALOR LATENTE E SENSÍVEL NO CERRADO-
PANTANAL DE MATO GROSSO**

LEONE FRANCISCO AMORIM CURADO

Tese apresentada junto 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. JOSÉ DE SOUZA NOGUEIRA
Orientador

Cuiabá, MT

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

C975e Curado, Leone Francisco Amorim.
ESTUDO DA INTER-SAZONALIDADE DO FLUXO DE CALOR LATENTE E
SENSÍVEL NO CERRADO-PANTANAL DE MATO GROSSO / Leone Francisco
Amorim Curado. -- 2013
xvi, 104 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientador: José de Souza Nogueira.
Co-orientadora: Luciana Sanches.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física,
Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2013.
Inclui bibliografia.

1. Fluxo de energia. 2. Razão de Bowen. 3. Micrometeorologia. 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: ESTUDO DA INTER-SAZONALIDADE DOS FLUXOS DE CALOR LATENTE E SENSÍVEL NO CERRADO E PANTANAL DE MATO GROSSO

AUTOR: LEONE FRANCISCO AMORIM CURADO

Tese de Doutorado defendida e aprovada em 21 de junho de 2013, pela comissão julgadora:


Prof. Dr. José de Souza Nogueira
Orientador
Instituto de Física - UFMT


Profa. Dra. Luciana Sanches - Coorientadora
Faculdade de Arquitetura, Engenharia e Tecnologia
UFMT


Prof. Dr. Higo José Dalmagro
Examinador Externo
Pós-Doutoramento - CAPES


Prof. Dr. Tonny José Araújo da Silva
Examinador Externo
Instituto de Ciências Agrárias e Tecnológicas
ICAT/CUR/UFMT


Prof. Dr. Rivanildo Dallacort
Examinador Externo
Departamento de Agronomia/UNEMAT

AGRADECIMENTO ESPECIAL

• Ao Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento Científico (CNPq) pelo auxílio financeiro constituído de Bolsa de estudo categoria Doutorado-GD e taxa de bancada, através do processo sob nº 140195/2011-4, vinculado ao projeto 552990/2010-8 - MODELAGEM DOS FLUXOS DE CO₂ E ENERGIA EM ÁREA MONODOMINANTE DE CAMBARÁ NO PANTANAL MATOGROSSENSE.

DEDICATÓRIA

À Deus pela vida, saúde, força, a minha esposa Patrícia por toda dedicação, amor e compreensão nesta caminhada, a Ana Júlia, filha amada, por ter me ensinado a coisa mais pura que a vida pode oferecer: o amor paterno, a minha avó Nair (in memorian) pela lição de vida transmitida, aos meus pais Francisco e Eliete por todo amor, dedicação, carinho e confiança.

AGRADECIMENTOS

- Á Deus, Nosso Senhor Jesus Cristo, pelo dom da vida e por tudo que nela tem acontecido;
 - Ao Professor Doutor José de Souza Nogueira (Paraná) e a Professora Doutora Luciana Sanches pela orientação, pelo incentivo, apoio, confiança e por serem grandes amigos.
 - À Professora Doutora Iramaia Jorge Cabral de Paulo e ao Professor Doutor Sérgio Roberto de Paulo, por terem sido os responsáveis pela porta que se abriu em minha caminhada e pela amizade sempre dedicada.
 - À Professora Doutora Marta Cristina Jesus de Albuquerque Nogueira, pelo incentivo, apoio e confiança e por ser grande amiga.
 - A minha esposa, meus pais irmãos e todos meus familiares pela compreensão e apoio nesta caminhada.
 - A todos os professores do Programa de Pós Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso, dos quais adquiri amizade, conhecimento e lições de vida.
 - À Soilce e Cezário pela colaboração, sempre que precisei, e pela amizade.
 - A todos os colegas de curso que me ajudaram e com os quais aprendi muito
 - À Jô, por toda dedicação, alegria e amizade.
 - Aos amigos e companheiros dos trabalhos que de uma forma ou de outra contribuíram para esta pesquisa.
 - Aos meus amigos de fé, irmãos de todas as horas e todos os lugares seja a pé, de carro ou de ônibus, quero prestar um agradecimento especial a Thiago Rangel Rodrigues, Jonathan Willian Zangeski Novais e Allan Gonçalves de Oliveira, Renan Oliveira, Paula Valéria, Thiago Ventura, Vinícius.
 - À Shapiro (belo obelisco), Gordinho_cibernético, Doido_menino, Spock, o Coice da mulinha, Kolmogorov pelos momentos de alegria.
- Ao Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento Científico (CNPq) pelo auxílio financeiro constituído de Bolsa de estudo categoria Doutorado-GD e taxa de bancada, através do processo sob nº 140195/2011-4.

EPÍGRAFES

“Ainda que eu tivesse o dom da profecia, e conhecesse todos os mistérios e toda a ciência, se tivesse toda a fé, a ponto de transportar montanhas, mas se não tivesse amor, eu nada seria.” (1Cor 13,2)

“E aqueles que estavam dançando foram julgados insanos por aqueles que não poderiam escutar a música.”

(Friedrich Nietzsche)

“A sintaxe é uma questão de uso, não de princípios. Escrever bem é escrever claro, não necessariamente certo. Por exemplo: dizer "escrever claro" não é certo mas é claro, certo?.”

(Luís Fernando Veríssimo)

Sumário

LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE TABELAS	xii
LISTA DE SÍMBOLOS	xiv
RESUMO	xvi
ABSTRACT	xvii
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. HIPÓTESE.....	2
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	3
2.1. CERRADO DE MATO GROSSO.....	3
2.1. O PANTANAL	6
2.3. BALANÇO DE RADIAÇÃO	9
2.4. BALANÇO DE ENERGIA	11
2.5. BALANÇO DE ENERGIA EM ÁREAS ALAGÁVEIS	13
2.6. EVAPOTRANSPIRAÇÃO	16
2.7. MÉTODO DA RAZÃO DE BOWEN.....	24
2.8. VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS.....	26
3. MATERIAL E MÉTODO	31
3.1. LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DAS ÁREAS EXPERIMENTAIS	31
3.2 MEDIDAS MICROMETEOROLÓGICAS E FLUXOS DE ENERGIA	34
3.3 CALIBRAÇÃO	35
3.4 CÁLCULOS.....	36
3.6 ANÁLISES ESTATÍSTICAS	39
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	41
4.1. MICROMETEOROLOGIA NO CERRADO E NO PANTANAL DE MATO GROSSO	41
4.1. 1. Precipitação.....	41
4.1. 2. Temperatura do ar	43
4.1. 3. Radiação solar global e saldo de radiação	47
4.1. 5. Umidade relativa e déficit de pressão de vapor	53
4.3. 3. Emissão de energia da atmosfera	57

4.2. SAZONALIDADE E INTER-SAZONALIDADE DOS FLUXOS DE CALOR LATENTE E SENSÍVEL NO CERRADO DE MATO GROSSO.....	60
4.2. 1. Análise estatística de LE e H no Cerrado e no Pantanal.....	69
4.2. 2. Correlações entre variáveis do balanço de energia, condições atmosféricas e da micrometeorologia no Cerrado e Pantanal.	72
5. CONCLUSÃO	79
6. RECOMENDAÇÕES DE TRABALHOS FUTUROS	81
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	82

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da torre no Cerrado de Mato Grosso

Figura 2: Localização da torre no Pantanal de Mato Grosso

Figura 3- Esquema representativo do balanço energia

Figura 4 - Localização das torres micrometeorológicas na área Baía das pedras (Pantanal) e na Fazenda Miranda (Cerrado)

Figura 5 - Torre micrometeorológica instalada na Baía das Pedras na cidade de Poconé-MT em área de Pantanal

Figura 6 - Torre micrometeorológica instalada na Fazenda Miranda em uma região com vegetação de pastagem com características de Cerrado.

Figura 7 - Precipitação acumulada mensal entre maio/2009 e fevereiro/2012 no Cerrado de Mato Grosso

Figura 8 - Precipitação acumulada mensal entre jan/2007 e set/2010 no Pantanal de Mato Grosso

Figura 9 – Médias diárias da temperatura do ar nos períodos chuvoso e seco entre os anos de 2009 a 2012 no Cerrado de Mato Grosso.

Figura 10 – Médias diárias da temperatura do ar nos períodos chuvoso entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

Figura 11 – Médias diárias da temperatura do ar nos períodos seco entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

Figura 12 – Médias diárias da radiação global e saldo de radiação nos períodos secos entre os anos de 2009 a 2012 no Cerrado de Mato Grosso.

Figura 13 – Médias diárias da radiação global e saldo de radiação nos períodos chuvoso entre os anos de 2009 a 2012 no Cerrado de Mato Grosso.

Figura 14 – Médias diárias da radiação global e saldo de radiação nos períodos chuvoso entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

Figura 15 – Médias diárias da radiação global e saldo de radiação nos períodos seco entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

Figura 16 – Médias diárias da umidade relativa e do déficit de pressão de vapor nos períodos seco e chuvoso entre os anos de 2009 a 2012 no Cerrado de Mato Grosso.

Figura 17 – Médias diárias da umidade relativa e do déficit de pressão de vapor nos períodos chuvosos entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

Figura 18 – Médias diárias da umidade relativa e do déficit de pressão de vapor nos períodos secos entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

Figura 19 – Médias diárias da emissão da atmosfera nos períodos seco e chuvoso entre os anos de 2009 a 2012 no Cerrado de Mato Grosso.

Figura 20 – Médias diárias da emissão da atmosfera nos períodos chuvosos entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

Figura 21 – Médias diárias da emissão da atmosfera nos períodos secos entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

Figura 22 – Médias diárias dos fluxos de calor latente e sensível nos períodos seco e chuvoso entre os anos de 2009 a 2012 no Cerrado de Mato Grosso.

Figura 23 – Médias diárias dos fluxos de calor latente e sensível nos períodos chuvosos entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

Figura 24 – Médias diárias dos fluxos de calor latente e sensível nos períodos secos entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

Figure 25 - Resultados das reamostragens de LE nos períodos chuvoso e seco entre os anos de 2009 a 2012

Figure 26 - Resultados das reamostragens de H nos períodos chuvoso e seco entre os anos de 2009 a 2012

Figure 27 - Resultados do Bootstrap de LE e H nos períodos chuvosos entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso

Figure 28 - Resultados do Bootstrap de LE e H nos períodos secos entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Limite inferior, média e limite superior do *Bootstrap* dos dados de precipitação (mm) nos períodos chuvoso e seco do Cerrado (2009 a 2012) e Pantanal (2007 a 2010) de Mato Grosso.

Tabela 2 – Valores máximo, mínimo e médio sazonais da temperatura do ar nos períodos chuvoso e seco do Cerrado e Pantanal de Mato Grosso.

Tabela 3 – Limite inferior, média e limite superior do *Bootstrap* dos dados de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) nos períodos chuvoso e seco do Cerrado (2009 a 2012) e Pantanal (2007 a 2010) de Mato Grosso.

Tabela 4 – Valores máximo, mínimo e médio sazonais da Radiação global e do saldo de radiação períodos chuvoso e seco do Cerrado e Pantanal de Mato Grosso.

Tabela 5 – Limite inferior, média e limite superior do *Bootstrap* dos dados de radiação global e saldo de radiação ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) nos períodos chuvoso e seco do Cerrado (2009 a 2012) e Pantanal (2007 a 2010) de Mato Grosso.

Tabela 6 – Valores máximo, mínimo e médio sazonais da umidade relativa (%) e do déficit de pressão de vapor (KPa) nos períodos chuvoso e seco do Cerrado e Pantanal de Mato Grosso.

Tabela 7 – Limite inferior, média e limite superior do *Bootstrap* dos dados de umidade relativa (%) nos períodos chuvoso e seco do Cerrado (2009 a 2012) e Pantanal (2007 a 2010) de Mato Grosso.

Tabela 8 – Limite inferior, média e limite superior do *Bootstrap* dos dados de déficit de pressão de vapor (KPa) nos períodos chuvoso e seco do Cerrado (2009 a 2012) e Pantanal (2007 a 2010) de Mato Grosso.

Tabela 9 – Valores máximo, mínimo e médio sazonais emissão de energia da atmosfera nos períodos chuvoso e seco do Cerrado e Pantanal de Mato Grosso.

Tabela 10 - Valores máximos, mínimos e médios de LE e H, em $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$, nos períodos chuvoso e seco no Cerrado durante os anos de 2009 a 2012 e no Pantanal de Mato Grosso entre os anos de 2007 a 2010.

Tabela 11 - Valores da participação de energia em LE e H, em %, nos períodos chuvoso e seco no Cerrado durante os anos de 2009 a 2012 e no Pantanal de Mato Grosso entre os anos de 2007 a 2010.

Tabela 12 - Resultados da análise de correlação de Pearson entre Fluxo de calor latente (LE), Fluxo de calor sensível (H), Saldo de radiação (Rn), Fluxo de calor no solo (G), Temperatura do ar (Tar,),, Umidade relativa do ar (UR), déficit de pressão

de vapor (DPV), Radiação global (Rg) , Velocidade de fricção (U*), estoque de energia na biomassa (Q), emissão de energia da atmosfera (Ea) e Índice de claridade (kt) durante os períodos chuvosos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso. Os valores em negrito indicam alta correlação entre as variáveis para um $p<0,05$.

Tabela 13 - Resultados da análise de correlação de Pearson entre Fluxo de calor latente (LE), Fluxo de calor sensível (H), Saldo de radiação (Rn), Fluxo de calor no solo (G), Temperatura do ar (Tar),, Umidade relativa do ar (UR), déficit de pressão de vapor (DPV), Radiação global (Rg) , Velocidade de fricção (U*), estoque de energia na biomassa (Q), emissão de energia da atmosfera (Ea) e Índice de claridade (kt) durante os períodos secos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso. Os valores em negrito indicam alta correlação entre as variáveis para um $p<0,05$.

Tabela 14 - Resultados da análise de correlação de Pearson entre Fluxo de calor latente (LE), Fluxo de calor sensível (H), Saldo de radiação (Rn), Fluxo de calor no solo (G), Temperatura do ar (Tar),, Umidade relativa do ar (UR), déficit de pressão de vapor (DPV), Radiação global (Rg) , Velocidade de fricção (U*), emissão de energia da atmosfera (Ea) e Índice de claridade (kt) durante os períodos chuvosos de 2007 a 2010 no Cerrado de Mato Grosso. Os valores em negrito indicam alta correlação entre as variáveis para um $p<0,05$.

Tabela 15 - Resultados da análise de correlação de Pearson entre Fluxo de calor latente (LE), Fluxo de calor sensível (H), Saldo de radiação (Rn), Fluxo de calor no solo (G), Temperatura do ar (Tar),, Umidade relativa do ar (UR), déficit de pressão de vapor (DPV), Radiação global (Rg) , Velocidade de fricção (U*), emissão de energia da atmosfera (Ea) e Índice de claridade (kt) durante os períodos seco de 2007 a 2010 no Cerrado de Mato Grosso. Os valores em negrito indicam alta correlação entre as variáveis para um $p<0,05$.

LISTA DE SÍMBOLOS

- Rn – Saldo de radiação
BOC – Balanço de Ondas Curtas
BOL – Balanço de Ondas Longas
Rg – Radiação global
 α – Albedo da superfície
Es – Radiância do solo
Ea – Radiância da atmosfera
LE – Fluxo de calor latente
H – Fluxo de calor sensível
G – Fluxo de calor no solo
Q – Estoque na biomassa
 Q_b - é a energia armazenada na biomassa
 Q_d - a energia armazenada no dossel proveniente das trocas de calor sensível e latente
T – Temperatura do corpo
Ts – Temperatura do solo
Ta – Temperatura do ar
 ΔT - a variação horária da temperatura
 ΔT^* - variação da temperatura entre duas medidas consecutivas
q Umidade específica
 Δq - variação horária da umidade específica
 β – razão de Bowen
 ξ – Parâmetro de condição atmosférica
 σ – Constante de Stefan-Boltzman($5,67 \cdot 10^{-8} \text{W.m}^{-2}\text{K}^{-4}$)
e – Pressão atual de vapor
es – Pressão de saturação

UR – Umidade relativa do ar
DPV – déficit de pressão de vapor
 R_0 – Radiação no topo da atmosfera
 k_t – Índice de claridade
 g - aceleração gravitacional
 c_p – capacidade calorífica
 ρ – densidade do ar
 z – Altura de medição
 U^* - Velocidade de fricção
 n – Números de dados da amostra
 di – Diferença entre os valores estimados e calculados
DMA – Desvio médio absoluto

RESUMO

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

Nos últimos anos, tem-se intensificado as pesquisas ambientais nas regiões do Cerrado e Pantanal a fim de se conhecer o inter-relações micrometeorológicas desses biomas. Neste estudo propôs- se estudar a inter-sazonalidade dos fluxos de calor latente e sensível no Cerrado e no Pantanal de Mato grosso. Foram estimados tais fluxos a partir do método da Razão de Bowen seguindo as correções de Perez et al. (1999 e 2008) e foram feitas análise da sazonalidade e da inter-sazonalidade dos fluxos de calor latente e sensível a partir da técnica de reamostragem do *Bootstrap* e fez-se a análise das relações entre os fluxos de energia e as variáveis do sistema através da Correlação de Pearson. De acordo com os resultados obtidos, os fluxos de calor latente e sensível apresentam diferenças na sazonalidade (entre períodos chuvoso e seco) e na inter-sazonalidade (entre períodos chuvoso e chuvoso e seco com seco de anos diferentes) em praticamente todos os períodos estudados. Quanto à interrelações, os fluxos de calor latente e sensível apresentam comportamento complexo influenciando e sendo influenciada por um conjunto de até 8 variáveis, dentre essas variáveis tem-se: a emissão de energia pela atmosfera e o índice de claridade que são variáveis externas a micrometeorologia, indicando que há uma influência dos fenômenos macrometeorológicos nas dinâmicas micrometeorológicas da região.

Palavras-chave: Fluxos de energia, razão de Bowen, micrometeorologia

ABSTRACT

CURADO, L. F. A. Study of interseasonality of latent and sensible heat fluxes in Savana-Pantanal of Mato Grosso. 2013. Doctoral Thesis (Environmental Physics), Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso, Cuiabá, 2013.

In recent years has intensified the environmental research in the Cerrado and Pantanal regions in order to understand the interrelationships micrometeorological these biomes. This study set out to study the inter-seasonal flows of latent and sensible heat in the Cerrado and the Pantanal of Mato Grosso. Such fluxes were estimated from the Bowen ratio method following the correction of Perez et al. (1999 and 2008) were made and analysis of seasonal and inter-seasonal of latent and sensible heat fluxes from the Bootstrap resampling technique and did the analysis of the relationships between energy flows and system variables through the Pearson correlation. According to the results, the flow of latent and sensible heat present in seasonal differences (between rainy and dry seasons) and inter-seasonal (between the rainy and dry with wet and dry seasons in different years) in virtually all periods . As for interrelations, the fluxes of latent and sensible exhibit complex behavior influencing and being influenced by a group of up to 8 variables among these variables have: the emission of energy by the atmosphere and the clearness index variables that are external to micrometeorology, indicating that there is an influence of micrometeorological and macrometeorological phenomena the dynamics of the region.

Keywords: Energies fluxes, Bowen ration, micrometeorology

1. INTRODUÇÃO

O Brasil, pela sua localização geográfica e suas dimensões continentais, abriga seis biomas: Floresta Amazônica, Mata Atlântica, Caatinga, Cerrado, Pantanal e os Pampas. Essa vasta diversidade de ecossistemas promove grandes interações entre a biosfera-atmosfera através de trocas de energia e matéria. Nesse cenário, o Brasil tem se tornado referência em pesquisas ambientais nas últimas décadas.

As alterações que tem ocorrido nos últimos anos em ambos os ecossistemas brasileiros, sejam elas no clima, na hidrologia ou no uso e ocupação do solo, em virtude do aumento populacional, da expansão da agricultura e da pecuária, com perturbações como incêndios, desmatamentos ou ainda por queima de combustíveis fósseis, podem estar alterando os fluxos de matéria e energia entre os ecossistemas levando a alterações nos processos ambientais. Apesar dos estudos apontarem para uma tendência às mudanças climáticas, ainda pouco se sabe sobre os efeitos que essas mudanças trarão para o meio ambiente e para a vida do homem a curto, médio e longo prazo.

Dos biomas brasileiros, três ocupam o estado de Mato Grosso: uma extensão da Floresta Amazônica ao norte, o Cerrado na porção central e partes da região sul e o Pantanal no extremo sul do estado, o que torna mais que uma oportunidade, uma obrigação dos pesquisadores das Ciências Ambientais desse Estado desenvolver estudos que possibilitem a maior compreensão dos fenômenos e fatores que permeiam as trocas de energia e matéria nesses biomas.

Os fluxos de calor latente e sensível são componentes fundamentais na manutenção desses biomas. Eles são afetados pela disponibilidade de água no solo, cobertura vegetal, radiação que chega ao sistema, dentre outros fatores. Assim, compreender suas dinâmicas, bem como as variáveis micrometeorológicas que influenciam essa dinâmica faz deste estudo um trabalho promissor para a compreensão dos processos ambientais do Pantanal brasileiro e do Cerrado.

Até agora, os estudos em relação aos fluxos de energia no Cerrado e Pantanal, tem se limitado em avaliar os padrões dos valores desses fluxos, sem fazer inferências quanto às interferências que as variáveis ambientais provocam nos valores dos fluxos de calor latente e sensível, bem como as relações entre o ambiente e a inter-sazonalidade e a sazonalidade desses valores.

Sendo assim, o objetivo deste estudo foi avaliar a inter-sazonalidade e as variáveis que inter-relacionam com os fluxos de calor latente e sensível entre os anos de 2009 a 2012 no Cerrado e entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso. Para isso, cumpriram-se os seguintes objetivos específicos:

- Avaliar a sazonalidade e a inter-sazonalidade das variáveis micrometeorológicas e dos fluxos de calor latente e sensível nos dois diferentes biomas mato-grossense (Pantanal e Cerrado);
- Estudar as variáveis ambientais que influenciam os fluxos de calor latente e sensível nos dois diferentes biomas mato-grossense (Pantanal e Cerrado).

1.1. HIPÓTESE

Espera-se que grandes variações sazonais nos fluxos de calor latente e sensível para ambos os locais de estudos devem apresentar diferenças significativas devido às grandes variações na hidrologia, principalmente no Pantanal. Além disso, fatores macrometeorológicos podem influenciar o balanço de energia e massa para esses distintos biomas Mato-grossense.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. CERRADO DE MATO GROSSO

O Cerrado constitui o segundo maior bioma do Brasil ocupando uma área de aproximadamente 2.106 km² (Figura 2) o qual abriga um rico patrimônio de recursos naturais renováveis adaptados às condições climáticas, edáficas e ambientais que determinam a sua existência. O Cerrado é uma savana tropical que tem uma vegetação rasteira, formada principalmente por gramíneas, pequenas palmeiras e pequenas árvores de forma retorcida. Em Mato Grosso a área ocupada por este bioma é aproximadamente 300 mil km², o equivalente a 34% do território estadual onde se encontra as nascentes de duas, das três maiores bacias hidrográficas da América do Sul (Amazônica e Tocantins), o que resulta em um elevado potencial aquífero favorecendo a sua biodiversidade. (CARRILHO, 2011).



Figura 1: Localização da torre no Cerrado de Mato Grosso

Fonte: DANELICHEN, V. H. M. (2012)

Um estudo da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) e o Centro Internacional de Agricultura Tropical (CIAT) identificou cerca de 25 unidades fisiográficas distintas e mais de 70 sistemas de terras diferentes para o cerrado. De acordo com Ribeiro e Walter (1998), Coutinho (1978), existem cinco tipos de variações fisionômicas do cerrado: campo limpo, campo sujo, campo cerrado, cerrado sensu stricto e cerradão.

O bioma Cerrado constitui um corredor, conectando o chaco à caatinga, ocupando a região intermediária entre as duas maiores florestas chuvosas neotropicais: a floresta Amazônica e a floresta Atlântica. A maior parte do Cerrado apresenta gradiente fitofisionômico com vegetação xeromorfa que varia de campo

limpo até cerradão, embora também ocorram matas de galeria e florestas estacionais (MÉIO et al., 2003).

Durante o período chuvoso há uma grande produção de biomassa, especialmente gramas e gramíneas. Durante o período seco, a maior parte da vegetação gramínea está inativa e a maior parte da sua biomassa aérea morre e seca (KLINK e SOLBRIG, 1996), favorecendo a ocorrência de incêndios.

Em geral, a precipitação média anual fica entre 1200 e 1800 mm. Ao contrário da temperatura, a precipitação média mensal apresenta uma grande estacionalidade, concentrando- Os maiores volumes de chuva entre os meses de outubro a março. Curtos períodos de seca, denominados de veranicos, ocorrem em meio a esta estação das chuvas. A estação seca apresenta de 3 a 5 meses de duração. No início deste período a ocorrência de nevoeiros é comum nas primeiras horas das manhãs, formando-se grande quantidade de orvalho sobre as plantas e umedecendo o solo. Já no período da tarde, os índices de umidade relativa do ar caem bastante, podendo chegar a valores extremamente baixos, próximo de, apenas, 15%. (SETTE, 2005).

Com o avanço das ações antrópicas vastas áreas de cerrado foram desmatadas e convertidas em pastagem, culturas de soja, arroz, cana-de-açúcar, etc, ao ponto que atualmente só 20% da área do cerrado são restantes e menos de 2% estão em áreas de proteção (MITTERMEIER et al., 2000).

A conversão de áreas de Cerrado para pastagem traz profundas modificações no funcionamento do ecossistema, sendo a biomassa subterrânea e sua distribuição, em conjunto com as alterações do índice de área foliar desse bioma, o albedo, a rugosidade da superfície e a interceptação direta da precipitação pela vegetação, importantes fatores responsáveis por tais modificações (HOFFMAN e JACKSON 2000, JACKSON et al. 2000).

Atualmente, a principal causa de queimadas no cerrado está associada a práticas agrícolas ou de pastagens; ou seja, o corte raso de áreas extensas para promover o crescimento de culturas, especialmente a soja (Alho & Martins, 1995) e para o gerenciamento de pastagens naturais ou plantadas (Coutinho, 1990). A recorrência das queimadas no cerrado depende da forma fisionômica e do tipo de manejo praticado na área.

A radiação solar no domínio do Cerrado é geralmente bastante intensa, podendo reduzir-se devido à alta nebulosidade, nos meses excessivamente chuvosos do verão. Por esta possível razão, em certos anos, outubro costuma ser mais quente do que dezembro ou janeiro. Como o inverno é seco, quase sem nuvens, e as latitudes são relativamente pequenas, a radiação solar nesta época também é intensa, aquecendo bem as horas do meio do dia. Em agosto-setembro esta intensidade pode reduzir-se um pouco em virtude da abundância de névoa seca produzida pelos incêndios e queimadas da vegetação, tão frequentes neste período do ano. (SETTE, 2000).

Para entender com mais clareza os processos biofísicos na interface solo-vegetação-atmosfera em um ecossistema é vantajoso medir continuamente as variáveis climáticas e os fluxos turbulentos. O monitoramento de longo prazo é fundamental para a compreensão dos padrões de escala sazonal e anual (MEYERS, 2001).

2.1. O PANTANAL

O Pantanal Brasileiro (Figura 1) é uma das maiores planícies inundadas do planeta localizado em território brasileiro, possui 138.183 km², sendo 65% pertencente ao estado de Mato Grosso do Sul e 35% pertencente ao estado de Mato Grosso. (CASTELNOU et al.,2003)

A formação geológica do Pantanal compõe-se de grandes planícies e deltas aluviais na bacia do Paraguai, é um elo entre os biomas Amazônia, Cerrado, Chaco e Floresta Atlântica (AMADOR, 2006).

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

O Pantanal Mato-Grossense foi inicialmente colonizado por ribeirinhos que utilizavam da pesca como a mais importante atividade extrativista da região. Devido às recentes tendências de desenvolvimento, as atividades tradicionais de pesca foram

rapidamente substituídas pela agropecuária, com o uso de pastagens nativas e artificiais de origem exótica e pela exploração intensiva de monoculturas de soja e milho, acompanhado do desmatamento e da degradação dos cursos de água (MATEUS et al., 2004).



Figura 2: Localização da torre no Pantanal de Mato Grosso

Fonte: DANELICHEN, V. H. M. (2012)

Atualmente, a bovinocultura de corte do Pantanal Mato-grossense é a principal atividade econômica da região. A alimentação destes animais é predominantemente constituída de gramíneas nativas, geralmente de produtividade e/ou valor nutritivo baixo em solos arenosos.

Essas, no entanto, tornam-se pouco consumidas pelos animais durante o período seco, exceto nas localidades próximas às vazantes que ficam parcialmente alagadas durante alguns meses do período chuvoso. Deste modo, as variações da altura da lâmina d'água durante as inundações e a duração do período de chuva desempenham papel importante na conservação do equilíbrio ecológico da região.

No entanto, reduzem drasticamente a área útil para o pastejo, principalmente nas áreas mais baixas, onde se localizam as forrageiras de melhor qualidade

(COMASTRI FILHO e POTT, 1998). Devido à sua importância e por ser o Pantanal uma região de grande extensão e com escassa informação sobre as variações microclimatológicas, torna-se necessário investigar os aspectos meteorológicos que singularizam a atmosfera da região, particularmente os processos de troca de energia e massa e suas variações sazonais e interanuais (CURADO, 2011).

O pulso de inundação é considerado a força motriz do Pantanal e as intensificações dos períodos de seca e de cheias são decorrentes das flutuações plurianuais do nível da água que influenciam sazonalmente nas características limnológicas, ecológicas e biológicas (Junk et al., 1989, Junk e Nunes da Cunha 2005 e Junk et al, 2006). Em geral, em outubro as chuvas se iniciam e terminam entre fevereiro e maio, sendo julho e agosto caracterizados como os meses secos na região, causando frequentemente o estresse hídrico para as plantas locais (BIUDES, 2008).

Aliado ao uso da terra, a heterogeneidade da paisagem do Pantanal é influenciada pelos diferentes habitats, tipos de solo e regimes de inundação, abrigando uma riquíssima biota terrestre e aquática. Dentre esses fatores, o pulso de inundação determina os padrões e processos no Pantanal, que seguem um ciclo anual mono-modal, com amplitudes que variam inter e intra-anualmente (BIUDES, 2008).

Muitas espécies vegetais de configuração lenhosa estão presentes no Pantanal e estão sujeitas à inundação, levando à formação dominante de algumas delas, como o Acurizal (*Attalea phaleratta*, Mart. Ex Spreng.), o Cambarazal (*Vochysia divergens* Phol), o Carandazal (*Copernica alba*, Morong) (DAMASCENO-JUNIOR et al., 2005.)

O Experimento Interdisciplinar do Pantanal (IPE-1) foi o primeiro campo micrometeorológicas, campanha realizada em Pantanal, dirigida a proporcionar uma caracterização adequada da estrutura SL sobre a superfície do pantanal, e obter dados úteis para melhor compreensão dos componentes do balanço de energia na superfície associados a camada de água superficial, e algumas variáveis meteorológicas característica dos processos de troca turbulenta entre a superfície e a atmosfera. MARQUES FILHO et. al., (2008)

Devido a esta vasta diversidade o Pantanal possui características próprias. O clima se caracteriza por períodos de cheias e períodos de seca que se alternam ao

longo do ano permitindo a formação de estandes monodominantes devido ao frequente e prolongado período de inundação e à deficiente drenagem do solo. No outro extremo a seca causa frequente estresse hídrico nas plantas, regulando sua fisiologia e a produção de massa. A elevada variação de formação vegetal, aliada à variação temporal dos elementos meteorológicos, contribui para variação nas trocas de energia entre a superfície e a atmosfera (Bellaver., 2010).

Sendo que as características do clima de uma localidade são afetadas pela localização ou pelo desenvolvimento local e regional. A transformação do uso da terra, por exemplo, de floresta para algum cultivo, ou no represamento de um rio, para construção de um lago artificial (MOLION, 1995).

A consequência mais imediata da mudança no uso do solo é uma menor utilização da energia disponível na evapotranspiração – mecanismo de resfriamento da superfície. Assim, sobra mais energia para aquecer o ar, ocasionando um aumento na temperatura local. Dessa forma, as trocas de energia e matéria de um determinado local são afetadas diretamente pelas ações antrópicas nessa região.

2.3. BALANÇO DE RADIAÇÃO

A radiação solar é considerada a única fonte de energia para Terra. Na interação da radiação solar que incide sobre uma superfície vegetada, parte dela é refletida e volta para o espaço, outra é absorvida pelo dossel e, eventualmente, pelo solo, contribuindo para o seu aquecimento, e uma terceira parte é transportada para a atmosfera pelos processos energéticos de trocas turbulentas que envolvem o dossel e a atmosfera (CURADO, 2011).

O estudo da interação da radiação solar entre a atmosfera e uma superfície vegetada reveste-se de grande importância para a compreensão dos processos de fisiologia vegetal, produtividade de biomassa e trocas turbulentas de energia e massa entre a área vegetada (culturas, florestas, pastagens) e a atmosfera (MARQUES FILHO, 1997).

O saldo de radiação (R_n) da superfície é resultante do balanço entre os fluxos radiativos de onda curta e onda longa, ou seja, o balanço entre a radiação global incidente (R_g) menos a radiação global refletida denominado albedo (α), e a radiação

proveniente da atmosfera (E_a) menos aquela emitida pela superfície da Terra (E_s). O balanço de radiação das áreas naturais e agrícola é de extrema importância nos estudos de energia regionais que ajudarão na produção e produtividade da vegetação (SOUZA e ESCOBEDO, 1997).

O balanço de radiação pode ser calculado pela equação 1.

$$R_n = R_g(1 - \alpha) + E_a - E_s \quad 1$$

Esse saldo junto da superfície é a contabilização entre os fluxos radiantes descendentes e ascendentes, ou seja, a soma algébrica do Balanço de Radiação de Onda Curta BOC (0,15 a 3,0 μm) e do Balanço de Radiação de Onda Longa BOL (3,0 a 100,0 μm) à superfície (ARYA, 1998). Conforme equação 2.

$$R_n = \mathbf{BOC} + \mathbf{BOL} \quad 2$$

De acordo com Bisht et al. (2005), o saldo de radiação (R_n) é uma componente de grande importância no balanço de energia e é usado em várias aplicações incluindo monitoramento e previsões climáticas e do tempo e em meteorologia agrícola.

O balanço de radiação em superfícies vegetadas é fundamental para a determinação das perdas de água e na acumulação de matéria seca pelos vegetais, além de caracterizar o seu microclima. As medidas de saldo de radiação em comunidades vegetais possibilitam caracterizar os estados de conforto térmico, conforto hídrico e muitas reações biofísicas e bioquímicas (BORGES, 2002).

O fluxo de radiação de onda longa proveniente da atmosfera (E_a) é um importante componente da troca radiativa no nível da superfície, e esta, por sua vez, é uma importante componente do balanço de energia. O saldo de radiação de ondas longas, também chamada radiação termal ou radiação efetiva, é importante na determinação da troca de energia no período noturno, quando há ocorrência de orvalho e geadas. Por outro lado, o saldo de radiação total é importante na determinação da troca de energia durante o dia, quando ocorre a maior parte da evapotranspiração (VON RANDOW e ALVALÁ, 2006).

Os fluxos de superfície e as estimativas de radiação de ondas longas da atmosfera podem auxiliar na calibração dos Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGAs). Estes modelos requerem parametrizações realísticas de muitos processos de superfície (como a partição de energia), que são características

importantes na determinação dos campos de temperatura, de vento, de umidade e de precipitação (GALVÃO e FISCH, 2000).

Todos os materiais sobre a Terra possuem uma temperatura mais baixa que a do Sol, tal que a radiação que eles emitem tem comprimentos de ondas maiores que a da radiação solar global. A maior parte da radiação emitida pela Terra e pela atmosfera está contida no intervalo de 4 a 100 μm e por isto recebe a denominação de radiação de ondas longas (VILANI et al., 2010).

Os gases atmosféricos absorvem parte da radiação de onda curta incidente e parte da radiação de onda longa radiada pela superfície da Terra e emite por sua vez, uma fração da radiação que seria análoga a emitida por um corpo negro à mesma temperatura. Sendo assim, a emissividade atmosférica pode ser apresentada como uma função cuja variação depende do conteúdo de vapor d'água na atmosfera (Umidade Relativa) e da temperatura do ar (HEITOR et al., 1991).

Considerando os diversos constituintes da atmosfera, pode-se afirmar que o vapor d'água é um importante regulador térmico e desempenha um importante papel no sistema solo, planta e atmosfera. Sua presença é absolutamente indispensável para toda espécie de vida na Terra, pois está diretamente relacionado com os processos físicos, biológicos e fisiológicos de plantas e animais, no que se refere aos processos de troca de energia e matéria. (CURADO, 2011)

2.4. BALANÇO DE ENERGIA

Tendo ocorrido o balanço de radiação em um sistema, a energia resultante é a energia disponível para esse sistema realizar os processos ambientais que possibilita a sua manutenção e sobrevivência. Dessa forma o balanço de radiação torna-se o 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 evapotranspiração em forma de calor latente (LE), no aquecimento do ar em forma de calor sensível (H), no aquecimento do solo (G), uma pequena parte para os processos fotossintéticos (P) e aquela que se acumula no sistema (troncos,

dossel e na lâmina de água) (S). Assim, o balanço de energia de um sistema é uma função desses cinco processos. (RODRIGUES, 2011)

Alterações na partição de energia entre calor latente e calor sensível podem afetar os fluxos da superfície e como resultado modificar o clima (FOLEY et al., 2003). Desse modo, tornam-se necessários estudos dessas interações entre a superfície e a atmosfera, como é o caso da contribuição dos componentes do balanço de energia, que revela a energia resultante em um local, após todas as trocas radiantes, expressas em termos de ondas curtas e longas terem sido efetuadas e é usado no aquecimento, na fotossíntese e como calor latente. (NOVAIS, 2011)

O balanço de energia, baseado no princípio físico da conservação da energia, relaciona as densidades dos fluxos de energia disponível na vegetação (radiação líquida) com a energia utilizada, principalmente o calor latente na evaporação e o calor sensível nas variações de temperatura do ar e do solo (PEREIRA et al., 2002). Métodos micrometeorológicos quantificam estes fluxos e permitem avaliar as transformações da energia radiante em calor latente e sensível, representando, assim, a contabilidade destas interações. A radiação líquida pode ser considerada como um dos elementos meteorológicos principais no controle da evapotranspiração, mesmo em condições áridas em que por advecção, uma quantidade de calor sensível do ar pode ser convertida em calor latente. O conhecimento da demanda atmosférica, para o fluxo de calor latente, fornece subsídios necessários ao planejamento pelo uso racional da água na irrigação (ROSENBERG et al., 1983).

O balanço energético é uma aplicação da primeira lei da termodinâmica, em que deve existir uma igualdade entre o balanço de energia recebida (Energia Incidente) pelo ecossistema e a soma da energia liberada sob a forma de calor sensível e latente (Energia Emitida), e da energia armazenada pelo ecossistema, isto é, solo (G) e biomassa (ΔS) (ROBINSON, 1966).

No período diurno o solo recebe radiação solar em forma de ondas curtas, (Figura 3). Parte dessa radiação é devolvida ao espaço devido ao albedo. O solo irá emitir radiação longa e parte é retransmitida pelas nuvens. A superfície do solo, quando aquecida, cede energia para aquecimento do ar (H), para evaporação da água (LE) e para aquecimento de camadas mais profundas do solo (G). Durante a noite, devido à ausência do Sol, a Terra continua perdendo rapidamente energia, resfriando

mais que o ar adjacente e que camadas mais profundas do solo. Consequentemente, no balanço de energia noturno, a Terra emite radiação longa, a atmosfera emite para a Terra radiação longa refletida pelas nuvens. Como o solo está mais frio que o ar adjacente, o vapor d'água, ao atingi-lo, é condensado, dessa forma a Terra recebe calor latente (LE) de condensação. (ARRUDA, 2011)

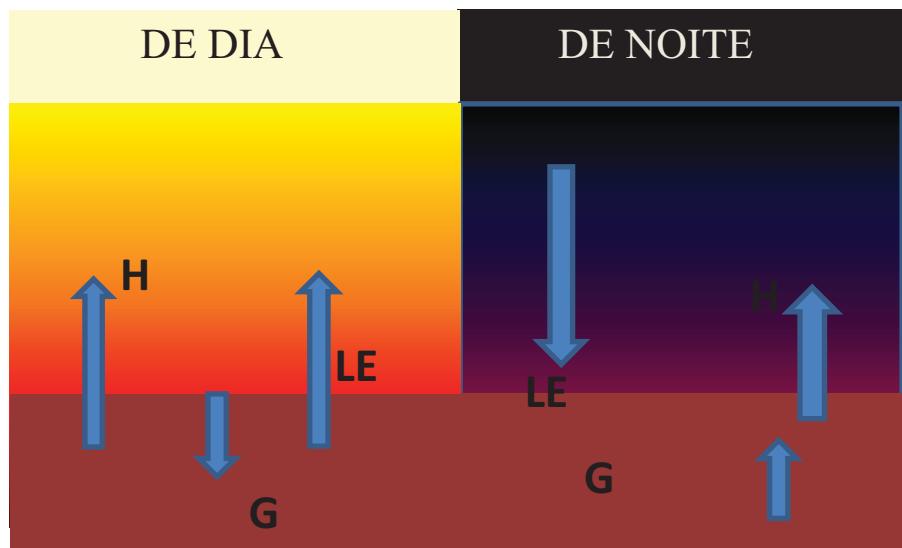


Figura 3- Esquema representativo do balanço energia

2.5. BALANÇO DE ENERGIA EM ÁREAS ALAGÁVEIS

Áreas alagáveis podem ser definidas como áreas de ambientes de muita águas subterrâneas que se caracterizam pela permanente (corpos de águas rasas) ou inundação temporária, ou solos com propriedades hídricas.

Ela fornece um número crítico de funções ecológicas, incluindo a regulamentação dos regimes de água, e suportar uma percentagem significativa de biodiversidade do mundo que se adaptaram à vida em condições saturadas. Biomas de áreas alagáveis dependem dos níveis de água e, portanto, mudança do clima, especialmente mudanças na precipitação, é provável que tenha um impacto significativo sobre esses habitats e espécies associadas (DAWSON, 2007).

As áreas alagáveis têm recebido atenção crescente, devido às suas significativas influências nos ecossistemas (Costanza et. al, 1989; Costanza et. al, 1997 e Chen et. al, 2009), em termos de abastecimento de água, regulação climática, conservação da biodiversidade, degradação de contaminantes, etc. (Mitsch et. al, 1993, Haslam, 2003). Para a restauração ecológica, avaliação de risco ecológico e

engenharia de tratamento de efluentes associados nessas áreas (Linder et. al, 1994; Chen et. al, 2008, Carvalho et. al, 2009). Plantas do pantanal são particularmente vulneráveis às mudanças climáticas por causa do delicado equilíbrio entre a precipitação, temperatura e evapotranspiração que governa sua fisiologia (DAWSON, 2007).

Para KADLEC (2006), o conjunto de processos que envolve o balanço de energia em áreas alagáveis é dirigido e dominado pela radiação solar. A radiação solar incidente é parcialmente refletida, com o restante absorvido pela água e vegetação de áreas alagáveis. O restante da radiação líquida é parcialmente interceptado pelo dossel e transpiração nas plantas. A segunda parte do saldo de radiação é absorvida pela água de áreas alagáveis e utilizada para a evaporação. A perda de água combinada é denominada evapotranspiração. A convecção e a difusão levam a água para longe da superfície e transfere calor do ar para o pantanal. A força motriz para a transferência de calor convectivo e difusivo é a diferença de temperatura entre as áreas alagáveis e o ar acima. Para o transporte de vapor d'água, a força motriz é a diferença de pressão parcial de água entre o pantanal e o ar acima. Além disso, o calor é irradiado a partir do pantanal. O calor também pode ser transferido do solo para o pantanal, mas essa contribuição é normalmente muito pequena. O efeito líquido desses processos é uma diferença entre os fluxos de calor sensível e latente de entrada e de saída.

Kadlec (2006) relata que o balanço de energia em áreas alagáveis é dado pela equação 3.

$$R_n = LE + H + G + (J_0 - J_i) + \Delta S \quad 3$$

Em que, R_n é a energia disponível ao meio, LE é o fluxo de calor latente (energia utilizada no processo de evapotranspiração, H é o fluxo de calor sensível, G é o fluxo de calor no solo, $(J_0 - J_i)$ é o balanço de calor devido a entrada e saída de água no sistema e ΔS é o armazenamento de energia na lâmina d'água.

O ambiente físico e químico de áreas alagáveis afeta todas as processos biológicos, que são os principais determinantes do tratamento potencial. Dois dos fatores abióticos mais importantes e amplamente flutuantes são a temperatura do solo e da água. (KADLEC, 2006)

As escolhas dos detalhes para modelos quantitativos dos processos de transferência de energia próximos à superfície abrangem uma considerável complexidade. As escolhas mais detalhadas e satisfatórias combinam o balanço de energia para o dossel, lâmina d'água e as camadas abaixo do solo (HARES AND NOVAK, 1992; JI, 1995; ZHANG et al., 2002)

Processos hidrológicos desempenham um papel fundamental na determinação do tipo de condições bioquímicas e biota que ocorrem em áreas alagáveis (Mitsch e Gosselink, 2007). Por definição, as áreas alagáveis são ambientes de transição entre ecossistemas terrestres bem drenados e ecossistemas aquáticos de águas profundas e, portanto, dependem fortemente das características hidráulicas para sua própria existência.

Os fluxos em uma área alagável podem ser fortemente modificados pela precipitação e pela evapotranspiração, que podem ter importantes efeitos sobre a qualidade da água. (HEADLEY, 2011)

As áreas alagáveis cobrem cerca de 5% a 8% da superfície da Terra e tem um papel central no balanço de energia dos ecossistemas (Keddy, 2000; Mitsch e Gosselink, 2007). As trocas de energia em áreas alagáveis inclui fluxo de calor sensível (H) e de calor latente (LE) para atmosfera e é muito importante na determinação da hidrologia local, clima e no ciclo bioquímico. (CHAPIN et al., 2002; SHUKLA e MINTZ, 1982).

Fluxos de energia turbulenta foram examinados em uma série de ecossistemas em áreas alagáveis em médias e altas latitude, e os dados indicam fatores ambientais previsíveis de H e LE. Radiação Solar (Rs) e fenologia da planta são frequentemente citados como importantes condutores de ambos os fluxos, enquanto o fluxo de LE é também frequentemente relacionados com o déficit de pressão de vapor (Lafleur et al., 2005; Parmentier et al., 2009; Rocha e Goulden, 2008; Shimoyama et al., 2003). No entanto, o movimento térmico horizontal de massa de água por meio das áreas alagáveis complicam as relações entre fatores ambientais e do balanço de energia desses ecossistemas.

Atualmente, a maioria dos conhecimentos a respeito de balanço de energia em áreas alagáveis está restrito as zonas temperadas, boreais e árticas, com dados coletados principalmente durante o período de crescimento. Pouco se sabe a respeito

das trocas de energia em áreas alagáveis das regiões tropicais e subtropicais onde a sazonalidade é caracterizada por períodos úmidos e de seca. O potencial de crescimento das plantas durante o ano em baixas latitudes é comumente afetado pelo balanço de energia das áreas alagáveis que são diferentes durante os períodos seco e chuvoso, como tem sido observado em alguns ecossistemas tropicais (MALHI et al., 2002; VON RANDOW et al., 2004)

Os ciclos de energia, água e carbono em ecossistemas florestais são fortemente acoplados através dos processos da evapotranspiração (Wilson e Baldocchi, 2000; Law et al., 2002; Noormets et al., 2006). Embora os pesquisadores da terra estejam mais interessados em saldos de água e carbono, o balanço de energia oferece uma visão de como o manejo afeta o microclima da floresta e os “feedbacks” do uso da terra para as alterações climáticas numa escala regional. (Gholz e Clark, 2002; Powell et al., 2005; Restrepo e Arain, 2005; Jackson et al., 2005; Pielke et al., 2007; Liu et al., 2008). Incertezas sobre as consequências combinadas de arborização ou o desmatamento no clima regional e as emissões de gases de efeito estufa indicam a necessidade de mais pesquisas sobre a física e efeitos biológicos do manejo florestal. (BALA et al., 2007; JUANG et al., 2007).

2.6. EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A medida ou estimativa da densidade de fluxo de calor latente (LE) indica o quanto uma comunidade vegetal utilizou da energia disponível ao meio (Rn) 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)

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, 2006)

Quantificar os componentes da evapotranspiração (ET) é crucial para avaliar os processos eco-fisiológicos 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 (H_2O) 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). A abertura dos estômatos 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., 1995).

A evapotranspiração é controlada pela demanda evaporativa atmosférica e pela superfície terrestre, que fisiológica e aerodinamicamente regula a evapotranspiração por meio de características como a atividade dos estômatos e rugosidade do dossel (MATSUMOTO et al., 2008).

Mudanças na cobertura da terra ou em práticas de uso da terra tem o potencial para 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 (Halldin, 1984; Aber, 1992). Por afetar a evapotranspiração potencial, 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 (ET) 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 em áreas alagáveis.

Inúmeras metodologias têm sido utilizados para medir a ET total e seus componentes (transpiração e evaporação do dossel e da superfície do solo) em diferentes escalas espaciais, que vão desde simples folha, perfil do solo, dossel, e interface terra e a camada da atmosfera. Estes incluem técnicas de medição de fluxo de seiva de plantas (Schulze et al., 1985), rastreamento de isótopo estável (Ehleringer e Osmond, 1989), balanço de água no solo (Eastham et al., 1988), *eddy covariância* (EC) (Balocchi et al., 1988), balanço hídrico (Bosch e Hewlett, 1982), e uma combinação de todos esses (WILSON et al, 2001; WILLIAMS et al, 2004;.. OISHI et al, 2008).

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

Mudanças na cobertura e uso da terra e impacto no clima (Liu et al, 2008), do ciclo hidrológico regional (De Walle et al. 2000; Sun et al, 2008a) e funções do ecossistema estão diretamente ligados a alteração dos processos de evapotranspiração. A ET também está relacionada à produtividade dos ecossistemas (Law et al., 2002) e biodiversidade (Currie, 1991) e ET é a única variável que liga diretamente os processos hidrológicos e biológicos na maioria dos modelos de ecossistema (McNulty et al, 1994;.. Hanson et al, 2003). A recuperação funcional da hidrologia de arborização ou reflorestamento das bacias hidrográficas depende da recuperação de ET, mas os processos não são bem compreendidos devido à natureza dinâmica e complexa dos processos da ET. (VAN DIJK e KEENAN, 2008; SUN et al., 2008a).

Mudanças nas variáveis meteorológicas desempenham um papel importante na avaliação da evapotranspiração com a mudança climática. A consideração simultânea dos efeitos das variáveis meteorológicas tais como temperatura, umidade relativa e insolação na estimativa da evapotranspiração com as mudanças climáticas são necessário. Em cada estação, verifica-se que um conjunto diferente de variáveis

meteorológica tem influência sobre a estimativa da evapotranspiração (ESLAMIAN, 2011).

Apesar da importância da ET em floresta, medições diretas de ET na escala de paisagem tornaram-se possíveis somente na década passada (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 solo armazenamento de água. 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 pode ser medido com precisão (WILSON et al, 2001; FORD et al, 2007).

Nas técnicas de fluxo de seiva baseada em estimativa de nível do ecossistema a ET é limitada pelo padrão uniforme que têm algumas espécies de árvores com menor ET de plantas sub-bosque (Wullschleger et al, 1998; Ewers et al, 2002; Ford et al, 2007). A prática mais comum para estimar a ET em floresta em curto prazo é empregando e amplamente utilizado a equação Penman-Monteith (McCarthy et al., 1992) ou modelos empíricos ET impulsionado pela disponibilidade das variáveis meteorológicas (Amatya et al, 1995; Amatya e Skaggs, 2001; Lu et al, 2003; Sun et al, 2008b; Zhou et al, 2008;).

O método de *eddy covariance* ganhou popularidade para medição simultânea da ET e fluxos de CO₂, 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 pros e os contras dos principais métodos para estimativa da ET é encontrada em Wilson et al. (2001) e Shuttleworth (2008).

Vários modelos de ET potencial foram aplicadas com êxito áreas alagáveis (Drexler et al, 2004; Rosenberry et al, 2004) após a calibração com medidas independentes da ET (Souch et al, 1996; Jacobs et al, 2002). Calibração é necessária para uma variedade de razões. Primeiro, a ET é fortemente influenciada pelas características da vegetação, tais como área foliar, altura da planta e aspereza, cobertura vegetal e albedo (Peacock e Hess, 2004), que variam durante o ano. Em segundo lugar, ET é influenciada pela presença de águas superficiais, lâmina de água, e umidade do solo, os quais variam por tipo de áreas alagáveis e podem mudar durante o ano (JACOBS et al., 2002).

A quantificação dos impactos das mudanças climáticas sobre a hidrologia tem focado em como as mudanças na precipitação e temperatura podem afetar evapotranspiração (ET) (SCIBEK e ALLEN, 2006; SEAGER et al., 2007; SERRAT-CAPDEVILA et al., 2007; MILLY et al., 2008; BARNETT et al., 2008).

No entanto, na maioria dos estudos de modelagem hidrológica que tentam quantificar os impactos das mudanças climáticas, a inclusão de mudanças reais ET tem sido geralmente o aspecto menos desenvolvido das pesquisas. Isto é principalmente devido às complexidades de medir a ET, a consequente falta de dados e o número de variáveis necessárias para estimar com precisão futura as taxas de evaporação (CAPDEVILA et al., 2011).

Até recentemente, havia sido comumente assumido que os estômatos da planta se fecham durante a noite, impedindo a perda de água através da transpiração durante esse período não fotossintético. No entanto, medições de fluxo de seiva agora estão mostrando que a transpiração noturna é generalizada entre plantas lenhosas e arbustos (BURGESS et al., 1998; DAWSON et al., 2007; DONOVAN et al., 1999; FISHER et al., 2007; HOGG e HURDLE, 1997; MARKS e LECHOWICZ, 2007; OREN et al., 1999; SNYDER et al., 2003; OISHI et al., 2008; WARD et al., 2008).

Enquanto os problemas de preenchimento de falhas da NEE e da evapotranspiração compartilham algumas semelhanças, há uma série de diferenças importantes: (1) ETN é muitas vezes pequena e é gerada em parte pela folhagem, enquanto a respiração noturna é um componente significativo do NEE e é dominado por processos do solo; (2) as variáveis meteorológicas impactando ETN são mais numerosos e dinâmicos (por exemplo, déficit de pressão de vapor, velocidade do vento, saldo de radiação, temperatura do ar), quando comparado aos processos de respiração, que são considerados a ser regida por um menor número de variáveis (ou seja, temperatura do solo e umidade do solo) que não variam significativamente durante a noite (pelo menos quando comparado à velocidade do vento e pressão de vapor), e (3) muitas variáveis que influenciam na ET diária não pode explicar a variação na ETN (ou seja, taxa assimilação, luz) (NOVICK et al., 2009).

Em áreas alagáveis a evapotranspiração, provoca uma grande perda de água por um lado a partir da perda da água da superfície por evaporação e, por outro lado

a partir das plantas pela transpiração. A evapotranspiração pode ser considerada como um dos fatores importantes que influenciam ciclagem de água regional (PAULIUKONIS e SCHNEIDER, 2001; CHEN et al., 2002).

É, portanto, necessário estimar as taxas de ET com precisão para a gestão de áreas alagáveis e avaliação dos recursos hídricos. No entanto, a distribuições de plantas variam em diferentes espécies e propriedades (por exemplo, densidade e índice de área foliar) nessas áreas.

Há diferenças inerentes nas taxas de ET para diferentes espécies de plantas no nível do dossel. Portanto, os balanços locais e regionais de ET podem ser significativamente influenciados pela composição das plantas das áreas alagáveis (BUSCH, 2000; PAULIUKONIS e SCHNEIDER, 2001).

Clima e vegetação influenciam fortemente o ciclo da água no local para escalas regionais. Uma mudança na energia da superfície e balanço hídrico, especialmente em regiões climáticas secas, pode ter um impacto significativo sobre a disponibilidade de água local e, portanto, na gestão de recursos hídricos (LENTERS, 2011)

A necessidade de melhorar nossa compreensão do balanço hídrico global e regional é facilmente perceptível, particularmente na presença de aumento da população, bem como mudanças no uso da terra e do clima. Estudos atuais do balanço hídrico incluem esforços para compreender como os recursos da superfície da água, como lagos e rios estão mudando como resultado de influências climáticas e antropogênicas, com implicações para água potável, irrigação, indústria, ecossistemas e hidrelétricas (BREKKE et al, 2009; GRAY e MCCABE, 2010; MUJUMDAR, 2008; SZWED et al, 2010).

As águas de superfície estão diretamente ligados com processos atmosféricos, mas eles também estão ligados às recargas de águas subterrâneas de aquíferos e, que fornecem água para beber e para irrigação. Compreensão dos efeitos do clima e uso da terra na superfície e recursos de água subterrânea requer um exame atento de ambos o balanço de energia e água do sistema terra-atmosfera (LENTERS, 2011).

Atualmente, existem numerosos estudos sobre avaliação de ET, os métodos mais representativos incluem a medição direta e abordagens de modelagem (Rana e

Katerji, 2000; Paw et al, 2004;. Verstraeten et al, 2008). De acordo com a abordagem da modelagem, ET pode ser estimada multiplicando-se coeficientes de cultura por dados de ET de referência de diferentes tipos de modelos usando medidas microclimatológicas e informações da superfície subjacente. No entanto, existem alguns limites nas abordagens de modelação.

Por um lado, as diferenças entre os fatores da evapotranspiração de diferentes espécies de plantas não pode ser indicada a partir dos dados microclimatológicos (Pauliukonis e Schneider, 2001). Por outro lado, várias calibrações e validações de modelos de evapotranspiração não pode ser realizado por causa de deficiências observadas nos dados. Além disso, métodos de medição direta, como o *eddy covariance* e lisímetro de pesagem, etc., não têm sido amplamente utilizados, por causa do alto custo e dificuldades de operação, especialmente em áreas alagáveis (VALIANTZAS, 2006; ZHOU and ZHOU, 2009).

O aumento da evapotranspiração sobre grandes regiões podem também alterar o clima local, diminuindo as temperaturas e aumentando precipitação. Os efeitos podem ser imperceptíveis ao nível de escala global, mas pode ser importante a nível regional, especialmente em combinação com o aumento do efeito de estufa do CO₂.

A definição da camada limite atmosférica (incluindo ventos, nuvens e precipitação) é fortemente afetada pela capacidade da superfície terrestre em redistribuir a energia que recebe do sol e da atmosfera em fluxos de calor sensível e latente (AVISSAR et. al, 1998).

A importância de particionamento de energia sobre a paisagem tem sido demonstrado por muitos estudos utilizando Modelos de Circulação Geral, que exploram os efeitos da variação da umidade do solo e a variação da evapotranspiração resultando no saldo dos fluxos de calor sensível e latente sobre a circulação regional e global e a precipitação. (SUD et. al, 1996; ROSENZWEIG et. al, 1997; VAREJAO-SILVA et. al, 1998; MARTIN et. al, 1999).

Entre todas as características da superfície da terra, a resistência estomática das plantas, da umidade do solo, índice de área foliar, rugosidade da superfície e albedo desempenham papéis importantes na redistribuição de energia na superfície do solo. Descontinuidades na paisagem, resultante da heterogeneidade espacial

destas características, podem induzir circulações atmosféricas de mesoescala, que têm forte impacto sobre a estrutura da camada limite planetário, nuvens e precipitação (Avissar et. al, 1998). Consequentemente, mudanças de larga escala no uso da terra podem resultar em mudanças nos padrões regionais de temperatura e precipitação (MARTIN et. al, 1999).

Outros estudos de modelagem têm notado a importância de variações regionais na umidade do solo e na evapotranspiração para os aspectos de circulação de mesoescala, desenvolvimento de nuvens, precipitação, e outros aspectos regionais e fenômenos atmosféricos de menor escala (AVISSAR et. al, 1998; ZENG, 1998; YU et. al, 2002).

Recentemente, tem havido uma crescente atenção dada à superfície águas subterrânea e suas interações, particularmente com respeito a fluxos de água, processos biogeoquímicos e ecologia (Woessner, 2000; Sophocleous, 2002). No entanto, a maioria destas pesquisas foi realizada em ambientes de clima temperado e tropical (JOLLY et al., 2008).

A disponibilidade de água em áreas alagáveis como está determinada não apenas por insumos hidrológicos, mas também pela demanda atmosférica. Submetido às condições em que evapotranspiração potencial excede as chuvas, as áreas alagáveis geralmente passam por ciclos de molhagem e secagem que resultam em interações transitórias entre águas subterrâneas e água da superfície.

Como consequência da variável de entrada e perda de água evapotranspirada, tais sistemas são frequentemente associados com localizada superfície extensa e / ou salinização das águas subterrâneas. A acumulação de sal em sistemas de águas subterrâneas rasas foi observado em uma variedade de ambientes de áreas alagáveis, incluindo os pântanos do Okavango Delta, Botswana (McCarthy et al., 1991, 1993), o Pantanal do Brasil (Barbiero et al., 2002), as áreas alagáveis da pradaria na América do Norte (Arndt e Richardson, 1993), e as planícies australianas (Salama et al, 1993; Jolly et al, 1993).. Em muitos casos, existe um retorno da salinidade à vegetação, o que resulta no forte acoplamento entre a vegetação e a dinâmica da coluna de água (RUNYAN e D'ODORICO, 2010).

Muitas das áreas alagáveis do mundo estão ameaçadas por mudanças em seu regimes de água, muitas vezes com consequências adversas para sua biota e a manutenção do ecossistema (Finlayson e D'Cruz, 2005). Como consequência, há um aumento nas recomendações destinadas as pesquisas de água de superfície para manter ou restaurar pelo menos, algumas características dos regimes de água original, observando que em muitos casos, isso pode ser limitado pelo tempo e grau de adequação do abastecimento de água. Portanto, uma determinação mais precisa dos vários componentes do regime de água (incluindo precipitação, evaporação, de entrada, saída, armazenamento e interação com águas subterrâneas) pode levar a decisões mais informadas sobre a conservação, desenvolvimento e gestão das áreas alagáveis. A evaporação pode incluir um componente importante do balanço de água de dessas áreas, mas tem sido provado ser difícil estima-la precisão (LINACRE et al., 1970; LOTT e HUNT, 2001).

2.7. MÉTODO DA RAZÃO DE BOWEN

Para se medir e identificar os efeitos que as atividades antropogênicas podem provocar no tempo e clima da região, através da determinação dos fluxos energéticos de uma dada superfície vegetada, existem métodos micrometeorológicos que quantificam estes fluxos e permitem avaliar as transformações da energia radiante em calor latente e sensível, representando assim, a contabilidade destas interações (MEIRELLES et al., 2003; FARIAS et al., 2004).

Dentre os métodos utilizados para obtenção dos valores das densidades de fluxo de calor sensível (H) e latente (LE) destacam-se o da correlação dos vórtices turbulentos (VON RANDOW et al., 2004; VOURLITIS et al., 2005; ZERI & SÁ, 2010), único que mede diretamente os fluxos, e o da razão de Bowen, que produz estimativas a partir dos gradientes verticais das propriedades atmosféricas (TODD et al., 2000; ANGELL et al., 2001). Apesar da precisão do método de vórtices turbulentos ele requer uma instrumentação de alta precisão e alto custo, desse modo o método da razão de Bowen é comumente utilizado por requerer apenas gradientes de temperatura e pressão de vapor. Em relação ao método aerodinâmico, o da razão de Bowen é consideravelmente mais simples, por admitir rigorosamente a igualdade

nos coeficientes de transporte turbulento e não necessitar de um perfil de vento para a determinação da velocidade característica de escoamento do vento, porém exige as medidas de R_n e densidade de fluxo de calor no solo (G), as quais são relativamente mais simples de serem obtidas (PEREIRA et al., 1997).

O método da razão de Bowen é fundamentado pelo princípio da conservação de energia, e representa a soma das interações dos diversos tipos de energia com a superfície, constituindo-se, basicamente, na utilização do saldo de radiação para evapotranspiração (LE), para o aquecimento do ar (H) e para o aquecimento da superfície (G).

O método é adequado quando o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente apresentam um mesmo sinal, em geral quando a superfície está mais úmida e quente que o ar, ou quando está mais fria e seca que o ar. Quando a superfície está mais úmida e fria que o ar, como ocorre para o efeito oásis, ou ainda mais seca e quente, como no caso da penetração de uma brisa lacustre fria e úmida sobre uma margem quente e seca, a razão de Bowen pode tornar-se negativa (KARAM e PEREIRA FILHO, 2006).

Com relação ao valor numérico da razão de Bowen (β), ele tende a se diferir muito com condições de mudanças significativas na umidade do solo. Em períodos onde a umidade do solo é elevado, a razão de Bowen tende a dar um valor próximo de 0 (zero), pois a maior parte da energia será destinada à mudança de estado físico da água, já que o calor latente de evaporação da água é significativamente superior ao seu calor sensível. Em contraposição, em períodos nos quais a umidade do solo e consequentemente do ar for muito baixa, a razão de Bowen tende a valores próximos de 1 (um), já que grande parte de energia disponível será utilizada para o aquecimento do ar (BETTS et al., 2007)

A quantificação de LE e H pelo método da razão de Bowen foram utilizadas para a determinação do balanço de energia em muitos trabalhos a respeito da dinâmica energética de florestas e para o manejo da disponibilidade de água para determinadas culturas pela evapotranspiração estimada pelo fluxo de calor latente (BIUDES et al., 2009; CHEN et al., 2009; GIAMBELLUCA et al., 2009; OLIVEIRA et al., 2009; SAVAGE et al., 2009; ANTUNES JÚNIOR, 2010).

2.8. VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS

A Camada-Limite Atmosférica (CLA) é a parte mais baixa da atmosfera e é caracterizada pela interação da superfície, durante a partição de energia, através de processos mecânicos e térmicos, e a atmosfera livre pelo processo de arrastamento (FISCH, 2004). STULL (1988) é um dos autores que propõe a divisão da camada da atmosfera em subcamadas (CONTI, 2006). Segundo STULL (1988), a camada-limite atmosférica inclui a porção da troposfera que é diretamente influenciada pela superfície terrestre, respondendo à ação dos forçantes mecânicos e térmicos. Nela ocorrem trocas diretas de energia com a superfície, nas formas de momentum, calor e umidade.

Os primeiros quilômetros da troposfera são afetados diretamente por seu contato com a superfície do planeta. Esta camada inicial é denominada por camada-limite atmosférica (CLA), ou camada-limite planetária (CLP) (OKE, 1987; STULL, 1988). A camada-limite atmosférica (CLA) é particularmente caracterizada por uma mistura turbulenta bem desenvolvida, que é gerada por arrasto de fricção a partir do movimento da atmosfera sobre as irregularidades da superfície terrestre, e pela formação de “bolhas ascendentes” de ar a partir da superfície aquecida (STULL, 1988).

Esta camada recebe grande parte desse fluxo de calor e igualmente vapor d’água da superfície por meio dessas correntes turbulentas (OKE, 1987).

A resposta da vegetação (resistência à seca, produtividade etc.) está fortemente interligada a intermitênci a imprevisibilidade da disponibilidade das chuvas (NOY-MEIR, 1973 apud LAIO et al., 2001). A ocorrência e a quantidade de agua em cada um dos eventos de precipitação são variáveis estocásticas.

A capacidade da superfície em transmitir água para a atmosfera é a condutância (Kelliher et al., 1995). Ao nível individual das folhas dos vegetais, o controle das trocas gasosas é quantificado pela condutância estomática (C_e) (Takagi et al., 2003) que determina o limite da taxa de entrada de um fluxo de gás no poro estomático (Larcher, 2006). Para o dossel, a capacidade de transmitir água para a atmosfera pode ser expressa pela condutância de superfície (C_s), parâmetro

determinado na prática por medidas de evapotranspiração (ou de transpiração) e de outros parâmetros meteorológicos atuantes sobre a vegetação (TAKAGI et al., 2003).

As taxas de momentum, fluxo de calor latente e água trocadas entre o dossel vegetal e a camada superficial atmosférica, assim como folha/superfície do solo e o ar em torno, são descritas utilizando a condutância aerodinâmica (Ca) e a condutância superficial (Cs) (OLCHEV et al., 2008) que representam, respectivamente, a capacidade de conduzir fluxo de ar acima da superfície vegetativa e fluxo do vapor de água de uma superfície evaporante (estômato vegetal e solo) (LECINA et al., 2003)

A transferência de vapor no interior do dossel é dependente da velocidade do vento, ou indiretamente da Ca, que segundo GRELLE et al. (1999) é função de parâmetros de turbulência enquanto a Ce é, principalmente, controlada pelas variáveis da evaporação como a radiação global e o déficit de pressão de vapor. Para JONES (1992), a Ca 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 Ca.

A partir da equação de Penman-Monteith, McNaughton e Jarvis (1983) desenvolveram o conceito do fator de desacoplamento ($0 \leq \Omega \leq 1$) que é um indicativo da interação biosfera-atmosfera nos processos de evapotranspiração vegetal. Quando igual ou próximo a 0, o controle biótico sobre a evapotranspiração é grande e quando próximo a 1, as condições externas são determinantes no processo.

O Índice de área foliar (IAF) de uma vegetação depende da composição de espécies, estádio de desenvolvimento, condições locais prevalentes, sazonalidade, manejo adotado (Jonckheere et al., 2004) e de condições locais particulares como o suplemento de água e a fertilidade do solo (MAASS et al., 1995).

O IAF é considerado um componente inter-relacionados aos ciclos biogeoquímicos dos ecossistemas (Bredá, 2003; Eriksson et al., 2005), pois caracteriza a interface dossel-atmosfera e está relacionado a interceptação da precipitação, ao microclima do dossel, a extinção da radiação, as trocas de água,

carbono e energia com a atmosfera, e a interceptação da deposição atmosférica de nutrientes (SONNENTAG et al., 2007).

Em seu caminho por meio da cobertura vegetal, a radiação solar atravessa várias camadas de folhas justapostas, decrescendo sua intensidade exponencialmente com o aumento da cobertura vegetal (Larcher, 2006), a capacidade do dossel de extinguir a luz que penetra em seu interior é determinada pelo coeficiente de extinção da radiação (k), cuja estimativa foi proposta por Goudriaan (1988) que considera uma distribuição aleatória do ângulo foliar e uma copa aproximadamente esférica da vegetação em estudo.

O k descreve o ângulo das folhas em relação ao sol e varia entre 1 (completamente perpendicular ao sol) e 0 (completamente vertical ao sol) e, por definição, o ângulo entre o sol e as folhas depende do ângulo de saída para o horizonte e do ângulo do sol no horizonte (AWAL et al., 2005)

O estudo da interação da radiação solar entre a atmosfera e uma superfície vegetada reveste-se de grande importância para a compreensão dos processos de fisiologia vegetal, produtividade de biomassa e trocas turbulentas de energia e massa entre a área vegetada (culturas, florestas, pastagens) e a atmosfera (MARQUES FILHO, 1997).

A radiação que penetra na copa vegetal densa, com folhas paralelas ao horizonte, é absorvida e espalhada fortemente na parte superior dessa cobertura, já em coberturas vegetais pouco densas, com folhas eretas, a radiação se espalha pela cobertura vegetal de maneira mais homogênea (LARCHER, 2006).

A radiação incidente sobre uma comunidade vegetal pode influenciar cumulativamente a utilização de água, armazenagem de glicose (fotossíntese), crescimento das plantas e atuar diretamente sobre a temperatura dos elementos do dossel que, por sua vez, governa as taxas dos processos bioquímicos (LEITÃO, 1994).

A radiação difusa constitui uma fonte de calor da maior importância para a superfície da Terra, especialmente em altas latitudes, onde, nos meses de inverno, a radiação solar global é bastante reduzida (NIEUWOLT, 1977). Mesmo em latitudes médias, ela corresponde a 30 – 40% da radiação solar total incidente. A nebulosidade

aumenta consideravelmente a razão entre as radiações difusa e a solar total (ARYA, 1988).

Como a intensidade de radiação solar que atinge uma superfície horizontal é variável, devido à atenuação sofrida ao atravessar a atmosfera, a variação do índice de claridade indicará o percentual atenuado em função da presença de nuvens, poeira, poluição e outros. Naturalmente que num dia nublado, a intensidade da radiação solar será menor e, consequentemente o valor do índice de claridade também será menor. Ocorrendo o contrário num dia claro ou com céu sem nuvens (MARQUES et al., 2000).

Ao longo do dia, nas horas de brilho solar, o saldo de radiação em uma superfície qualquer tende a ser positivo, pois os fluxos incidentes (global e atmosférico) são superiores às frações refletidas e emitidas. Por outro lado, durante a noite, é comum que esses valores sejam negativos, pois o fluxo incidente passa a ser apenas atmosférico e a energia emitida pela superfície, superior a este, resultando em um saldo de radiação negativo (PEZZOPANE et al., 1995).

O fluxo de saldo de radiação de onda longa é um mecanismo controlador da formação de geadas, enquanto a força dirigente da evapotranspiração é o fluxo líquido de radiação total (saldo de radiação), que fornece o calor latente de vaporização exigido, embora a condução de calor e a convecção também contribuam para a evapotranspiração (HEITOR et al., 1991).

O fluxo de radiação de onda longa proveniente da atmosfera (E_a) é um importante componente da troca radiativa no nível da superfície, e esta, por sua vez, é uma importante componente do balanço de energia. O saldo de radiação de ondas longas, também chamada radiação termal ou radiação efetiva, é importante na determinação da troca de energia no período noturno, quando há ocorrência de orvalho e geadas. Por outro lado, o saldo de radiação total é importante na determinação da troca de energia durante o dia, quando ocorre a maior parte da evapotranspiração (VON RANDOW e ALVALÁ, 2006).

A maior dificuldade é que essa emissão interage com a atmosfera. Assim, uma alternativa para o melhor entendimento da onda longa emissão é estudar os elementos atmosféricos que mais interage com a radiação terrestre (Curado et. al,

2011) e que portanto, interfere diretamente nos processos de interação entre a superfície e a atmosfera .

O vapor d'água desempenha o papel fundamental de agente termo regulador da atmosfera ao absorver a radiação infravermelha, assim, a emissão atmosférica através do vapor d'água faz com que a superfície terrestre não resfrie demasiadamente durante á noite, na qual parte da radiação perdida pela emissão da superfície retorne a esta, mantendo assim a sua temperatura dentro dos padrões dessa superfície (VIANELLO e ALVES, 1991).

3. MATERIAL E MÉTODO

3.1. LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DAS ÁREAS EXPERIMENTAIS

O estudo foi realizado em duas áreas (Figura 4), sendo a primeira localizada na Reserva Particular do Patrimônio Natural - RPPN SESC – Pantanal, município de Barão de Melgaço – MT, distante 160km de Cuiabá – MT. Nesta área estava instalada uma torre micrometeorológica (Figura 5) de 32m de altura ($16^{\circ}39'50''S$; $56^{\circ}47'50''O$) e altitude de 120m. Esta área apresenta vegetação monodominante de Cambará (*Vochysia divergens*, Phol), tal área é conhecida localmente como cambarazal, com altura do dossel variando entre 28 a 30m.

O clima da região, segundo a classificação climática, é do tipo Aw, que corresponde a invernos secos e verões chuvosos. A letra “A” corresponde à zona climática tropical úmida, ocupada pela categoria florística das megatermas, caracterizada por vegetação tropical com temperaturas e umidade relativa do ar sempre elevadas. A letra “w” corresponde, na região, a uma precipitação anual entre 1000 e 1500mm, com total mensal médio do mês mais seco inferior a 40mm. A temperatura anual média do ar na RPPN SESC - Pantanal oscila entre $22^{\circ}C$ e $32^{\circ}C$ e a precipitação média anual entre 1100 e 1200mm, HASENACK et al (2003). O solo é classificado como GLEISSOLO HÁPLICO (EMBRAPA, 1999b).

A segunda área está situada na Baixada Cuiabana, mais precisamente na Fazenda Miranda, de propriedade do prof. Clóvis Nobre de Miranda, situada a 15 km ao Sul de Cuiabá ($15^{\circ}43' S$, $56^{\circ}04' O$ e 157 m.s.n.m.), em uma faixa de transição entre o Cerrado e o Pantanal, com pastagem, vegetação característica de Cerrado. Essa área é caracterizada pela dominância da vegetação herbácea que surgiu depois da derrubada parcial da vegetação original. Observa-se apenas a cobertura parcial da vegetação no solo em locais onde a superfície é distinguida pela textura cascalhenta Rodrigues (2011). O clima Aw segundo Köppen. Nessa área foi construída uma torre micrometeorológica (Figura 6) financiada pelo projeto “Implantação de Postos de Observação de Gases-Traços e de Aerossóis na Atmosfera em Mato Grosso” (edital MCT-CNPq-CT Infra-CT Energ n. 07-2006; Processo de concessão do recurso: 620082/2006-2)



Figura 4 - Localização das torres micrometeorológicas na área Baía das pedras (Pantanal) e na Fazenda Miranda (Cerrado).



Figura 5 - Torre micrometeorológica instalada na Baía das Pedras na cidade de Poconé-MT em área de Pantanal



Figura 6 - Torre micrometeorológica instalada na Fazenda Miranda em uma região com vegetação de pastagem com características de Cerrado.

3.2 MEDIDAS MICROMETEOROLÓGICAS E FLUXOS DE ENERGIA

Na torre do Cerrado da Baixada Cuiabana, os termohigrômetros e anemômetros estavam instalados a três alturas, a 5 m, a 10 m e a 18 m de altura em relação ao nível do terreno. O saldo radiômetro, o piranômetro e o sensor de radiação fotossinteticamente ativa estavam instalados a 5 m de altura. A placa de fluxo de calor no solo estava instalada a 1,0 cm de profundidade. As temperaturas do solo foram medidas às profundidades de 1, 3, 5, 10 e 20 cm. A umidade do solo foi

medida exclusivamente a 20 cm de profundidade, devido à característica litólica do mesmo.

Na torre na área de Cerrado, no Pantanal, os termohigrômetros e anemômetros estão instalados a três alturas, a 12 m, a 15 m e a 22 m de altura em relação ao nível do terreno. O saldo radiômetro, o piranômetro e o sensor de radiação fotossinteticamente ativa estão instalados a 5 m de altura.

A placa de fluxo de calor no solo está instalada a 1,0 cm de profundidade a partir da superfície e as temperaturas do solo são medidas às profundidades de 1, 3, 5, 10 e 20 cm e a umidade, às profundidades de 5, 20 e 80 cm. Nesta torre, há um sensor de fluxo de calor no solo empregado para medir o fluxo de calor na água e cinco outros sensores de temperatura instalados de tal maneira que sempre farão medições às profundidades de 1, 3, 5, 10 e 20 cm abaixo da lâmina de água.

Os dados produzidos por sinais e pulsos elétricos dos transdutores foram processados e armazenados por um datalogger (CR 10X, Campbell Scientific, Inc., Ogden, Utah), com médias de 15 minutos. Para aumentar o número de canais de entrada do registrador foi utilizada uma placa multiplexadora (AM16/32A-ST-SW, Campbell Scientific, Inc., Ogden, Utah).

Neste estudo, os meses do período chuvoso foram: Janeiro, Fevereiro, Março, Abril, enquanto que os meses do período seco foram: Maio, Junho, Julho e Agosto para o Cerrado de acordo com Rodrigues (2012) e Junho, Julho, Agosto e Setembro para o Pantanal de acordo com Curado (2012) e Curado et al. (2012). Para análise, foram feitas médias diárias das variáveis utilizadas. Os anos de dados disponíveis para este estudo foram de 2007 a 2010 para a torre do Pantanal de 2009 a 2012 para a torre do Cerrado. Para isso foram usados dias em que não apresentaram nenhuma falha, no ano de 2009, houve falha em alguns equipamentos, por isso o número de dados utilizados para esse ano foi equivalente a 62 dias para o período chuvoso e 31 para o período seco.

3.3 CALIBRAÇÃO

A calibração dos instrumentos utilizados neste estudo foi feita antes da instalação dos mesmos na torre micrometeorológica, de modo que foram dispostos

em mesma condição e registrando durante sete dias. A partir deste registro foram feitas médias de cada medida e traçado um gráfico de dispersão entre a medida do instrumento e a média dos registros feitos pelos equipamentos. A análise para afirmar se o instrumento estava funcionando corretamente foi feito pelo teste do R^2 , onde R^2 está entre 0 e 1, sendo o zero nenhuma semelhança entre a medida do instrumento com os outros instrumentos e resultado 1 mostra total semelhança com os outros instrumentos. Os instrumentos instalados na torre micrometeorológica apresentaram R^2 muito próximo de 1, indicando confiabilidade nos dados coletados. Para a calibração dos TDRs foram coletadas aproximadamente 10 amostras de solos, para determinar umidade em laboratório, através de secagens em estufa e pesagens das amostras. Posteriormente foi feita uma análise de regressão como descrita anteriormente.

Essas equações de regressão são utilizadas para a correção dos dados brutos vindos da torre, para que se tenha a garantia que os dados dos vários instrumentos seguem o padrão de calibração.

3.4 CÁLCULOS

Uma alternativa para obter a estimativa do fluxo de calor latente está de acordo com a equação do balanço de energia, equação 4, em que, o fluxo de calor latente obtido como resíduo do balanço de energia é uma opção viável quando se tem dados de boa qualidade Amiro, (2009). O balanço de energia pode ser expresso pela equação 4:

$$Rn = LE + H + G \quad (4)$$

$$LE = Rn - H - G \quad (4.1)$$

Em que, Rn é o saldo de radiação ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), LE o fluxo de calor latente ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), H o fluxo de calor sensível ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), G o fluxo de calor no solo ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$).

O fluxo de calor sensível (H) foi calculado a partir do método da razão de Bowen, segundo a equação 5, e os respectivos erros dos valores estimados foram minimizados segundo as condições propostas por Perez et. al (1999, 2008).

$$H = (R_n - G) \frac{\beta}{(\beta+1)} \quad (5)$$

$$\beta = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (6)$$

Em que β é a razão de Bowen, γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), ΔT é a diferença de temperatura ($^\circ\text{C}$) entre dois níveis considerados no cálculo no perfil atmosférico, e é a diferença na tensão atual de vapor atmosférico (kPa)

A constante psicrométrica foi calculada pela equação 7.

$$\gamma = \frac{C_p \cdot P}{0,622L} \quad (7)$$

Em que C_p é o valor do calor específico à pressão constante igual a $1010 \text{ J kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ segundo a dedução de Monteith e Unsworth (1990), P é a pressão atmosférica local (kPa), aproximadamente 103 kPa e L o calor latente de evaporação (J kg^{-1}) que varia com a temperatura, de acordo com a equação 8 (Henderson-Sellers, 1984)

$$L = 1,91846 \cdot 10^6 \cdot \left(\frac{T+273}{(T+273)-33,91} \right)^2 \quad (8)$$

O estoque de energia, Q , armazenado na região, foi feito pela contabilização da energia armazenada nas folhas, troncos, galhos, e serrapilheira. Para isso, foi utilizada a parametrização proposta por MOORE e FISCH (1986) para calcular o estoque de calor na biomassa e no dossel. Para tanto, foram necessárias medidas de temperatura e umidade específica do ar em dois pontos da torre experimental, assim

$$Q = Q_b + Q_d \quad (9)$$

Em que, Q_b é a energia armazenada na biomassa, Q_d é a energia armazenada no dossel proveniente das trocas de calor sensível e latente, expressas em W m^{-2} . Essas duas parcelas do estoque da biomassa foram calculadas pelas equações 10.

$$Q_b = 12,6\Delta T^*$$

$$Q_d = 16,7\Delta T + 28\Delta q \quad (10)$$

Em que, Q_b é a energia armazenada na biomassa, Q_d é a energia armazenada no dossel proveniente das trocas de calor sensível e latente, expressas em W m^{-2} , ΔT^* é a variação da temperatura entre duas medidas consecutivas, ΔT é a variação horária da temperatura e Δq é a variação horária da umidade específica (g kg^{-1})

A cobertura do céu pode ser expressa em termos do índice de transmissividade atmosférica (Nkemdirim, 1972), determinada pelo índice de claridade (k_T), definido como a razão entre a radiação solar global incidente (R_{gi}) e a irradiação no topo da atmosfera (R_0) (equação 11).

$$\frac{R_g}{R_0} = k_t \quad (11)$$

R_0 foi obtida pela equação 12

$$R_0 = \frac{86,4 J_0 (h \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin h)}{\pi} \quad (12)$$

Em que J_0 é a constante solar em KW.m^{-2} , dada por:

$$J_0 = 1400 \left[1 + \frac{\cos(m+84)}{360} \right] \quad (13)$$

Sendo, m o e-mésimo dia do ano, h o ângulo horário dado por:

$$h = \cos^{-1}(-\tan \varphi \tan \delta) \quad (14)$$

Em que, φ é a latitude do local e δ é a declinação solar dada por:

$$\delta = 23,45 \sin\left\{\frac{[2\pi(284+m)]}{365}\right\} \quad (15)$$

A classificação da cobertura do céu (T_g) foi baseada no trabalho de Dallacort et al. (2004) que, no intervalo de $0 \leq T_g \leq 0,3$ foi definido como céu nublado, entre $0,3 \leq T_g \leq 0,65$ como céu parcialmente nublado e entre $0,65 \leq T_g \leq 1$ como céu limpo.

A pressão atual de vapor foi obtida por meio da equação 16:

$$e = \frac{\text{UR.e}_s}{100} \quad (16)$$

Onde, e é a pressão atual de vapor (KPa), UR (%) é a umidade relativa e e_s é a pressão de saturação(KPa) obtida pela equação de Teténs (Saucier, 1955)

$$e_s = 6,1078 \cdot 10^{(7,5T/237,3+T)} \quad (17)$$

Em que T é a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$).

Por ser a umidade relativa fator determinante na evapotranspiração, e por também determinar o comportamento da atmosfera no que diz respeito a sua emissão de energia fez-se um estudo da energia emitida pela atmosfera e a relação com o fluxo de calor latente. A emissão da atmosfera foi obtida por meio da equação do balanço de radiação (equação 18)

$$R_n = R_g(1 - \alpha) + E_a - E_s \quad (18)$$

$$E_a = R_n - R_g(1 - \alpha) + E_s \quad (18.1)$$

Em que, α é o índice de reflexão da superfície, E_s é a emissão de energia da superfície do solo e E_a é a emissão proveniente da atmosfera.

A emissão da superfície foi calculada segundo a Lei de Stefan-Boltzmann (Lei da radiação de corpo negro), que prevê que a energia emitida por uma superfície é proporcional a quarta potência de sua temperatura absoluta, e de sua emissividade, sendo essa última, um índice que define a capacidade de emissão de uma superfície, que é calculada pela razão entre a energia emitida pela superfície e a energia absorvida por ela. O valor da emissividade varia de 0 a 1, sendo o valor zero um indicador que a superfície não emite radiação, e o valor 1 indicando que toda energia absorvida é reemittida (Corpo Negro). Matematicamente, a Lei de Stefan-Boltzmann pode ser descrita pela equação 19.

$$R = \varepsilon\sigma T^4 \quad (19)$$

Assim, a emissão da superfície pôde ser obtida pela equação 19.1

$$E_s = \varepsilon\sigma T_s^4 \quad (19.1)$$

Sendo, R a energia emitida por unidade de área e unidade de tempo (W.m^{-2}), ε :a emissividade do corpo que emite a radiação (adimensional), para o caso do solo tem o valor igual a 1, σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{W.m}^{-2}\text{K}^{-4}$) e T_s :é a temperatura da superfície emissora (K).

O cálculo das condições atmosféricas foi feito por meio do parâmetro de estabilidade ξ que foi dado por:

$$\xi = -\frac{0,4gzH}{\rho c_p T_k u^{*3}} \quad (20)$$

Em que, g é a aceleração gravitacional ($9,8 \text{ m.s}^{-1}$), T_k é a temperatura do ar (K), u^* é a velocidade de fricção do ar (m.s^{-1}), ρ é a densidade do ar ($1,292 \text{ kg m}^{-3}$), c_p é o calor específico do ar úmido ($1013 \text{ J Kg}^{-1}\text{C}^{-1}$), H é o fluxo de calor sensível e z é a altura onde foi medida a velocidade do vento.

A estabilidade atmosférica será considerada estável ou neutra quando $\xi > -0,1$, e instável quando $\xi < -0,1$. (ARRUDA, 2011)

3.6 ANÁLISES ESTATÍSTICAS

Para avaliação das variáveis micrometeorológicas que mais influenciam na evapotranspiração do local deste estudo foi utilizado o método estatístico de correlação entre os valores de LE e H com variáveis meteorológicas como pressão atual de vapor, radiação solar, emissão da atmosfera, condições da atmosfera (estabilidade e instabilidade) e o índice de claridade.

O Desvio Médio Absoluto (DMA) foi utilizado para verificar a variabilidade dos dados em relação ao valor médio sazonal das variáveis. Valores baixos de DMA são esperados, quanto menor o valor do DMA, menor é a discrepância entre os valores dos dados e a média sazonal.

Tanto a sazonalidade quanto a intersazonalidade dos fluxos de energia foram comparados utilizando a comparação das médias Bootstrap (SOKAL e ROHLF, 1998). A escolha de um método de reamostragem não paramétrico, como é o caso do Bootstrap foi por causa da facilidade em se trabalhar com tal método, visto que, a necessidade de condições de normalidade dos dados quando se usa um teste paramétrico (ANOVA, por exemplo) não é necessário ao se trabalhar com o Bootstrap.

Para analisar as influências de LE, H no meio ambiente foi utilizada a correlação de Pearson entre essas variáveis e o saldo de radiação (R_n), radiação global (R_g), temperatura do ar (T), umidade relativa (UR), déficit de pressão de vapor (DPV), velocidade de fricção (U^*) parâmetro de estabilidade atmosférica(ξ), índice de claridade (k_t) e emissão da atmosfera (E_a).

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. SAZONALIDADE E INTER_SAzonalidade MICROMETEOROLOGIA NO CERRADO E NO PANTANAL DE MATO GROSSO

4.1. 1. Precipitação

A Figura 7 e 8 apresenta os valores acumulados mensais da precipitação nos períodos chuvoso e seco do Cerrado e do Pantanal. Os dados de precipitação do Pantanal foram obtidos através do Satélite TRMM retirados de Danelichen et al. (2013).

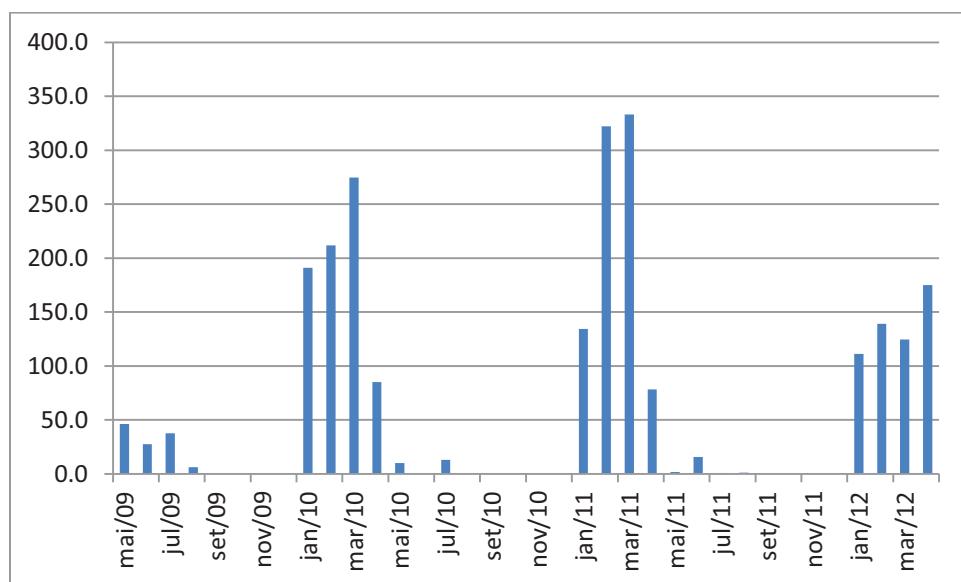


Figura 7 - Precipitação acumulada mensal entre maio/2009 e fevereiro/2012 no Cerrado de Mato Grosso

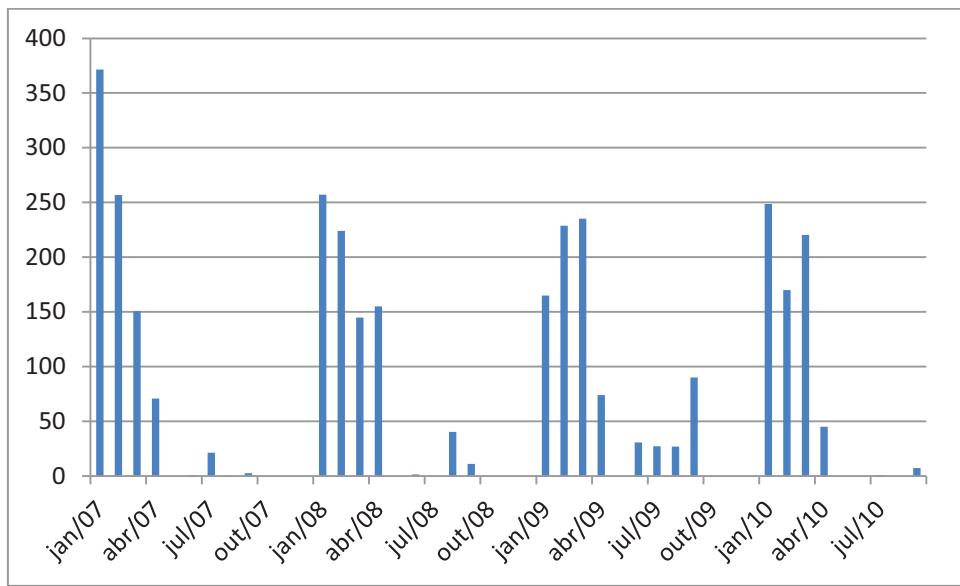


Figura 8 - Precipitação acumulada mensal entre jan/2007 e set/2010 no Pantanal de Mato Grosso

De acordo com as Figuras 7 e 8, tanto o Cerrado quanto o Pantanal apresenta regime de chuvas definidos com alta precipitação nos primeiros meses do ano (período chuvoso) e baixa ou nenhuma precipitação nos períodos de seca. Por ser a precipitação um fator determinante na regulação dos sistemas ambientais foram feitas comparações entre as variações interanuais da precipitação através da técnica de reamostragem do *Bootstrap*. A tabela 1 apresenta esses valores.

Tabela 1 – Limite inferior, média e limite superior do *Bootstrap* dos dados de precipitação (mm) nos períodos chuvoso e seco do Cerrado (2009 a 2012) e Pantanal (2007 a 2010) de Mato Grosso.

	Pantanal				Cerrado				
	2007	2008	2009	2010	2009	2010	2011	2012	
CHUVA	Limite Inferior	110,65	149,85	112,68	88,80		116,80	106,35	117,85
	Média	211,12	195,10	175,18	170,79		191,49	220,64	136,99
	Limite Superior	314,15	240,60	231,90	234,45		253,75	330,30	162,30
SECAS	Limite Inferior	0,25	0,70	26,85	0,00	14,03	0,25	1,00	
	Média	6,19	13,06	43,56	1,87	29,50	5,85	4,93	

Limite Superior	16,15	30,5	74,175	5,4	41,85	11,4	12,15
-----------------	-------	------	--------	-----	-------	------	-------

De acordo com a Tabela 1 verifica-se que os valores de precipitação do período chuvoso não apresentaram diferenças significativas entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal e entre 2009 e 2012 no Cerrado, o que é um indicativo de que as variáveis ambientais como temperatura, LE e H podem seguir a mesma tendência, visto que essas variáveis são fortemente influenciadas pela precipitação. Com relação ao período seco, nos dois locais praticamente não houve precipitação, com exceção em 2009, que apresentou precipitação elevada comparada com outros períodos secos nos dois biomas, o que pode ter influenciado a micrometeorologia no período seco daquele ano.

4.1. 2. Temperatura do ar

A tabela 2 e 3 e as Figuras 9, 10 e 11 apresentam os valores máximo, mínimo e médio sazonal e os padrões dos valores diários de temperatura nos períodos chuvoso e seco no Cerrado e Pantanal Mato-grossense.

Tabela 2 – Valores máximo, mínimo e médio sazonais da temperatura do ar nos períodos chuvoso e seco do Cerrado e Pantanal de Mato Grosso.

CERRADO				PANTANAL				
	2009	2010	2011	2012	2007	2008	2009	2010
CHUVA	Máximo	30,84	32,4	32,78	32,54	32,09	32,45	32,16
	Média	27,75	28,11	28,58	29,12	28,14	27,82	28,41
	Mínimo	22,5	20	23,55	22,21	20,01	24,37	22,33
	DMA	1,77	1,71	1,5	1,86	2,03	1,81	2,27
SECA	Máximo	31,69	35,42	34,42	34,34	34,97	29,18	33,96
	Média	26,4	27,24	27,83	26,75	28,69	24,18	26,99
	Mínimo	11,91	11	14,7	12,26	16,05	17,61	10,45
	DMA	3,18	3,99	3,8	4,62	4,01	3,44	5,02

Tabela 3 – Limite inferior, média e limite superior do *Bootstrap* dos dados de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) nos períodos chuvoso e seco do Cerrado (2009 a 2012) e Pantanal (2007 a 2010) de Mato Grosso.

	Pantanal				Cerrado				
	2007	2008	2009	2010	2009	2010	2011	2012	
CHUVA	Limite Inferior	28,74	27,75	27,39	28,01		27,18	27,32	28,30
	Média	29,13	28,14	27,83	28,42		27,52	27,55	28,63
	Limite Inferior	29,51	28,50	28,31	28,78		27,84	27,79	28,96
SECA	Limite Inferior	25,94	27,91	23,06	26,13		25,64	25,32	25,55
	Média	26,74	28,66	24,21	26,99		26,40	26,16	26,44
	Limite Inferior	27,55	29,40	25,30	27,85		27,08	27,03	27,32

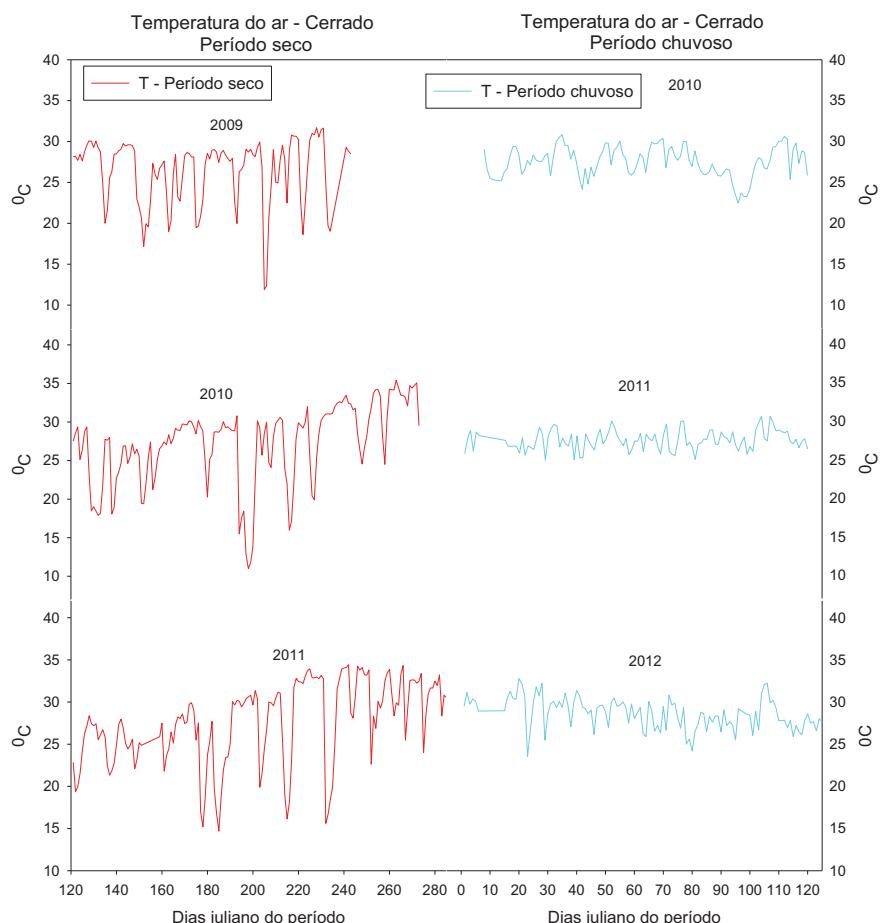


Figura 9 – Médias diárias da temperatura do ar nos períodos chuvoso e seco entre os anos de 2009 a 2012 no Cerrado de Mato Grosso.

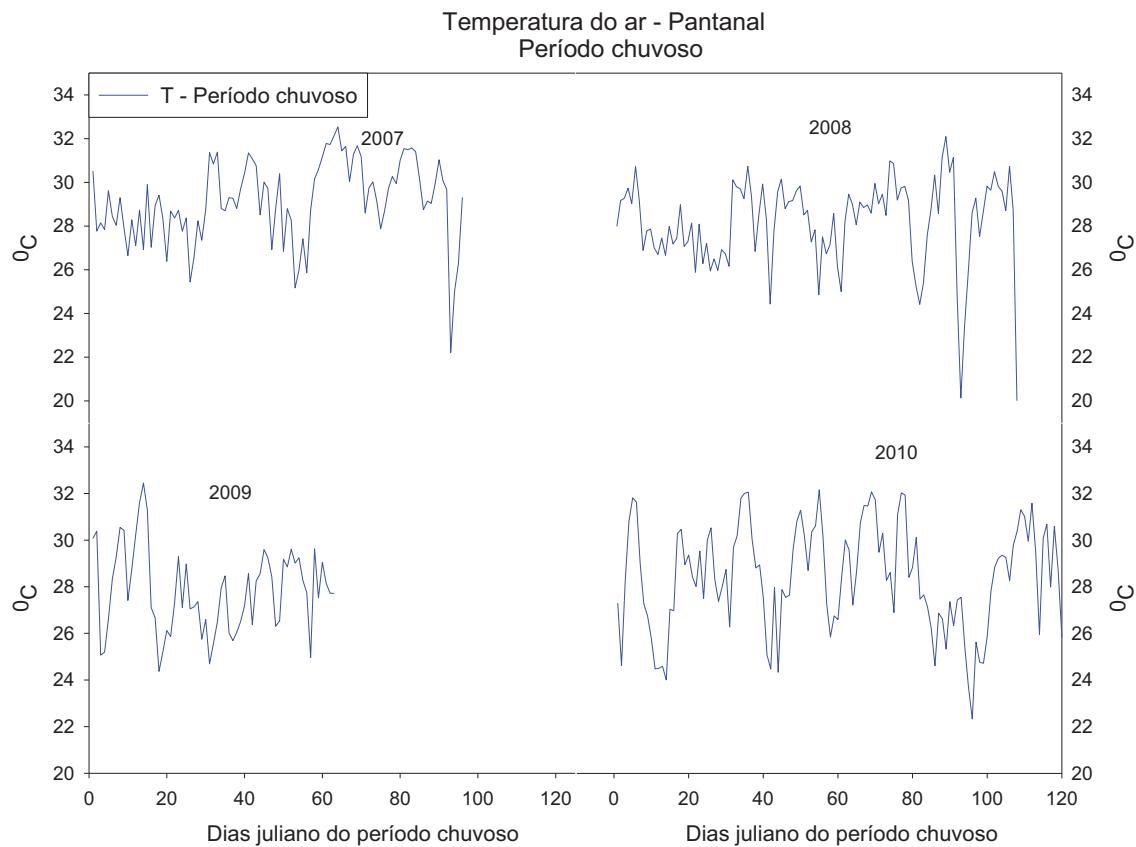


Figura 10 – Médias diárias da temperatura do ar nos períodos chuvoso entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

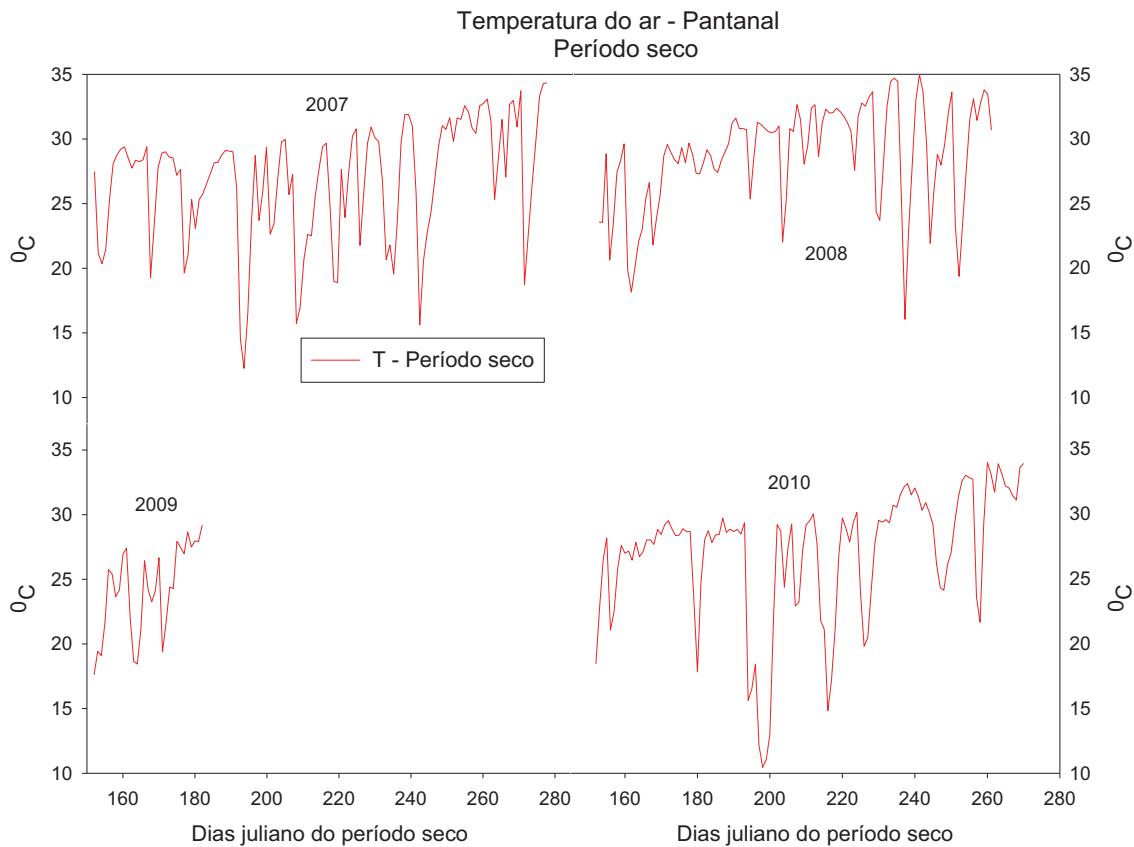


Figura 11 – Médias diárias da temperatura do ar nos períodos seco entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

De acordo a Tabela 2 e 3 e com as Figura 9, 10 e 11 nota-se que os padrões da temperatura do ar tanto no Cerrado como no Pantanal tiveram máximas nos períodos chuvosos, época que coincide com o verão local, e outro fator é o maior conteúdo de água na atmosfera que causa maior retenção de radiação emitida pela superfície, aquecendo mais a atmosfera Souza Filho et al. (2006), o que faz com que esse período apresente maior temperatura do que no período seco. Quanto ao período seco, houve as maiores amplitudes devido ao menor conteúdo de água na atmosfera, com exceção do período seco de 2009 no Pantanal que apresentou amplitude semelhante aos períodos chuvosos, isso foi ocasionado pela ocorrência de precipitação (a maior de todos os períodos secos estudados) nesse período que influenciou nos padrões da micrometeorologia local. Segundo Curado et al. (2011) e Novais et al. (2012), o menor conteúdo de água na atmosfera gera um padrão mais oscilante, com maior amplitude na temperatura do ar. Esse padrão também foi relatado por Chen et al. (2009) e Schedlbauer et al. (2011).

Ainda a respeito da estação do ano, o período chuvoso da região coincide com as estações de primavera e verão, havendo maior disponibilidade da energia proveniente do Sol e consequentemente da radiação que chega à superfície local que ocasiona numa maior disponibilidade do fluxo de calor sensível que faz aumentar a temperatura nesse período. Chen et al. (2009) estudando o balanço de energia no Hemisfério Norte também encontrou padrões semelhantes com maiores valores de temperatura em Julho (verão naquele hemisfério). Schedlbauer et al. (2011), em estudo na Flórida, encontraram padrões semelhantes aos encontrados neste estudo.

4.1. 3. Radiação solar global e saldo de radiação

A Radiação global é uma importante componente do balanço de radiação e consequentemente do balanço de energia, de forma que, ela interfere diretamente na energia disponível para o ambiente bem como em diversos processos dos ecossistemas.

Os valores sazonais da radiação global (R_g) e do saldo de radiação (R_n) nos períodos chuvoso e seco do Pantanal e do Cerrado de mato Grosso são apresentados na tabela 4.

Tabela 4 – Valores máximo, mínimo e médio sazonais da Radiação global e do saldo de radiação períodos chuvoso e seco do Cerrado e Pantanal de Mato Grosso.

PANTANAL				CERRADO			
	chuva	seca		chuva	seca		
	R_n	R_g	R_n	R_g	R_n	R_g	R_n
2007	Mínimo	74,36	148,15	33,56	74,34	2009	29,4
	Média	314,77	389,66	226,05	370,64		248,85
	Máximo	459,29	535,4	311,16	498,99		368,38
2008	Mínimo	48,67	110,17	13,73	67,43	2010	527,44
	Média	270,87	381,87	227,6	388,32		25,13
	Máximo	419,18	611,46	348,29	572,25		57,38
						275,71	396,68
						415,2	482,4
						530,71	284,83

	2009	Mínimo	-33,3	46,5	43,36	75,91	2011	71,98	167,13	6,97	63,08
	2010	Média	243,93	346,95	184,02	296,46		274,92	392,05	233,83	402,88
	2010	Máximo	424,96	606,44	268,7	419,99		435,91	560,5	310,17	514,88
	2010	Mínimo	19,35	70,59	29,12	75,82	2012	21,07	70,32		
	2010	Média	257,57	373,49	201,75	349,88		295,03	402,73		
	2010	Máximo	422,84	564,25	333,35	463,96		438,76	562,23		

Note que assim como na radiação global, o saldo de radiação apresentou maiores valores nos períodos de chuva, devido à estação do ano, indicando uma relação positiva entre essas duas variáveis, outros fatores podem ter influenciado o maior valor do saldo de radiação no período chuvoso, como veremos adiante, o maior valor da emissão da atmosfera nesse período causa um incremento no balanço de radiação Curado (2011). Segundo Geraldo-Ferreira et al. (2011), é dependente de fatores da composição da atmosfera e da presença de nuvens, e de algumas características da superfície, como albedo, emissividade, umidade e propriedades térmicas do solo. As Figuras 12-15 apresentam os valores médios diários da radiação global e do saldo de radiação nos períodos chuvoso e seco entre os anos de 2007 e 2010 no Pantanal e entre 2009 e 2012 no Cerrado de mato Grosso.

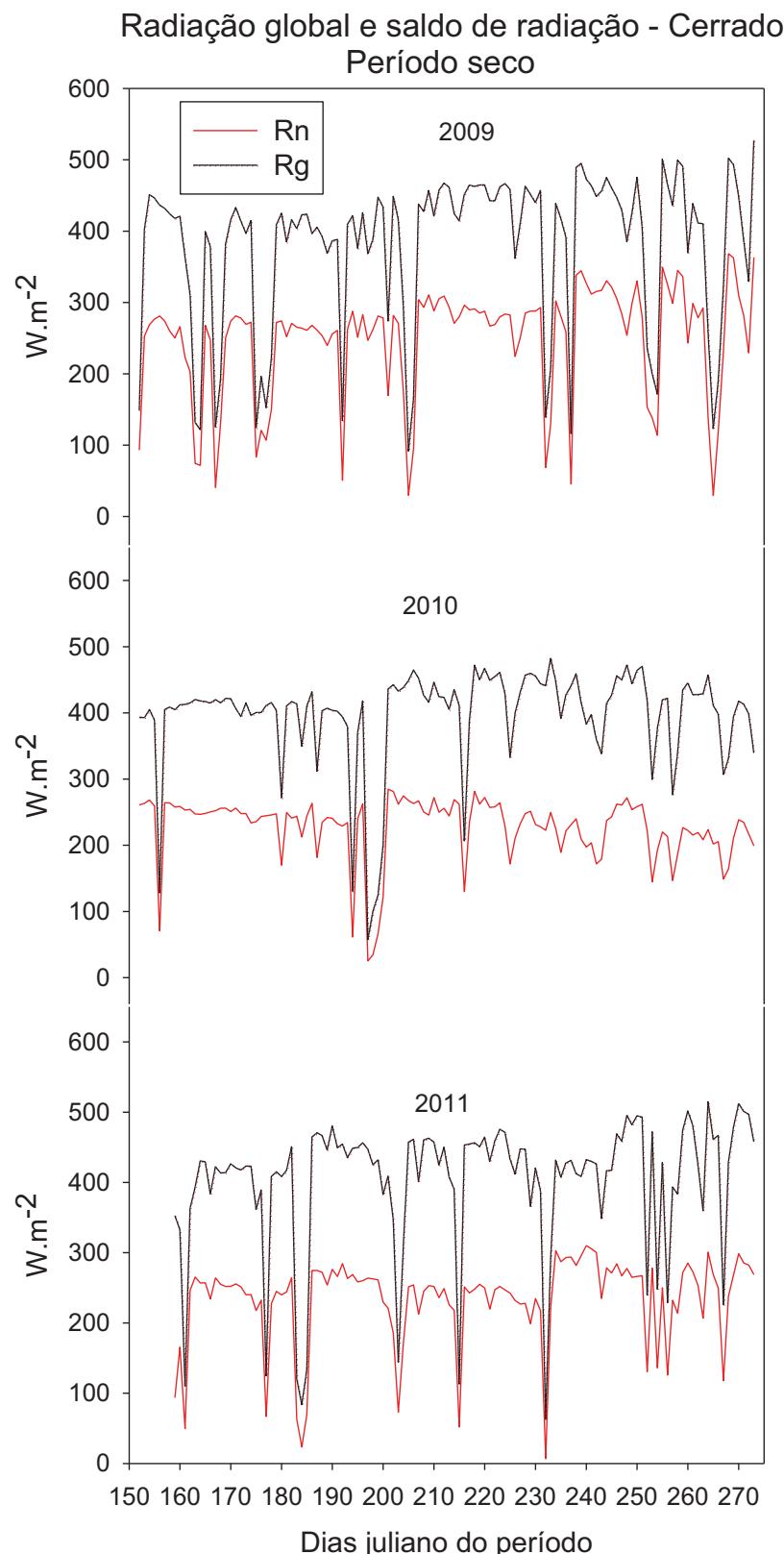


Figura 12 – Médias diárias da radiação global e saldo de radiação nos períodos secos entre os anos de 2009 a 2012 no Cerrado de Mato Grosso.

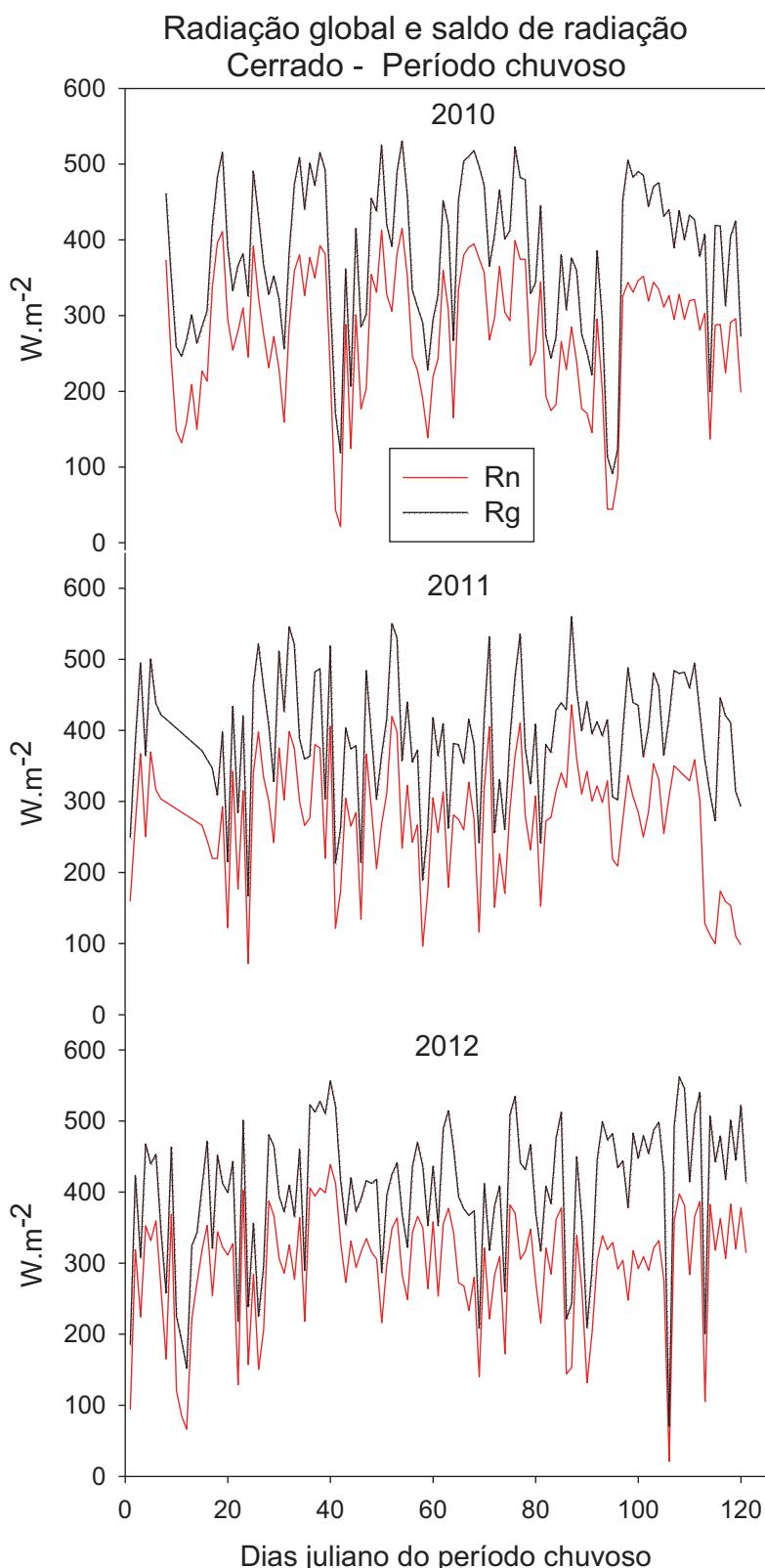


Figura 13 – Médias diárias da radiação global e saldo de radiação nos períodos chuvoso entre os anos de 2009 a 2012 no Cerrado de Mato Grosso.

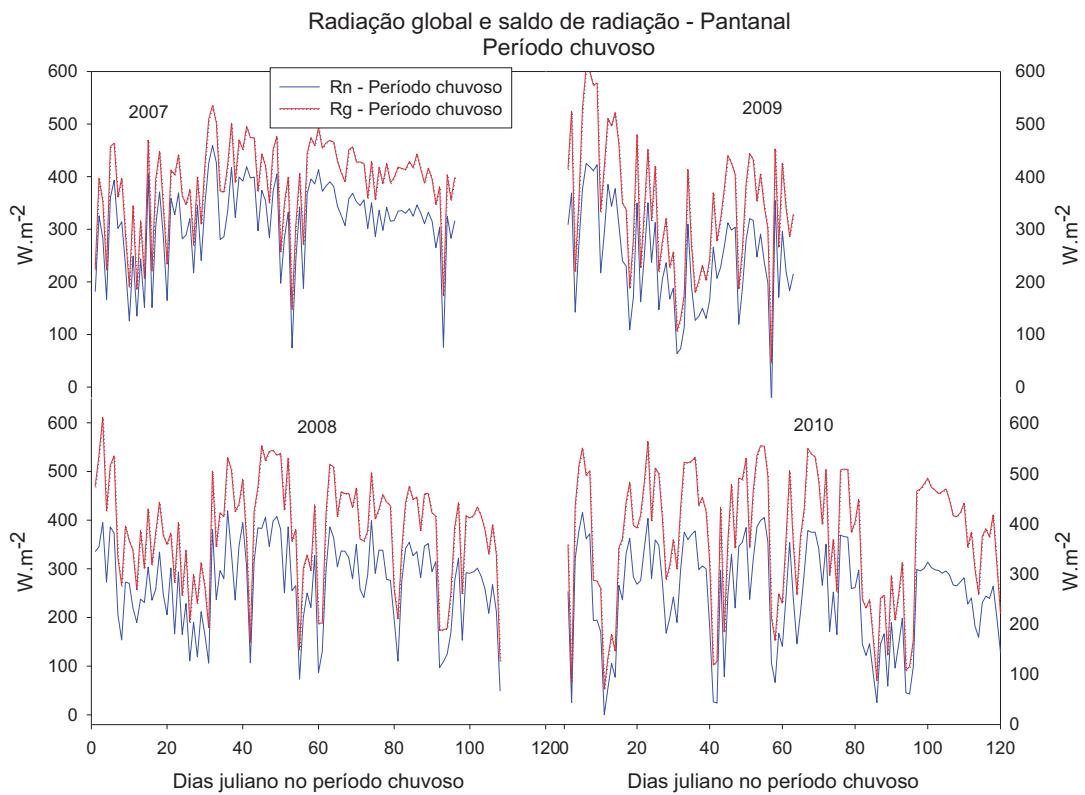


Figura 14 – Médias diárias da radiação global e saldo de radiação nos períodos chuvoso entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

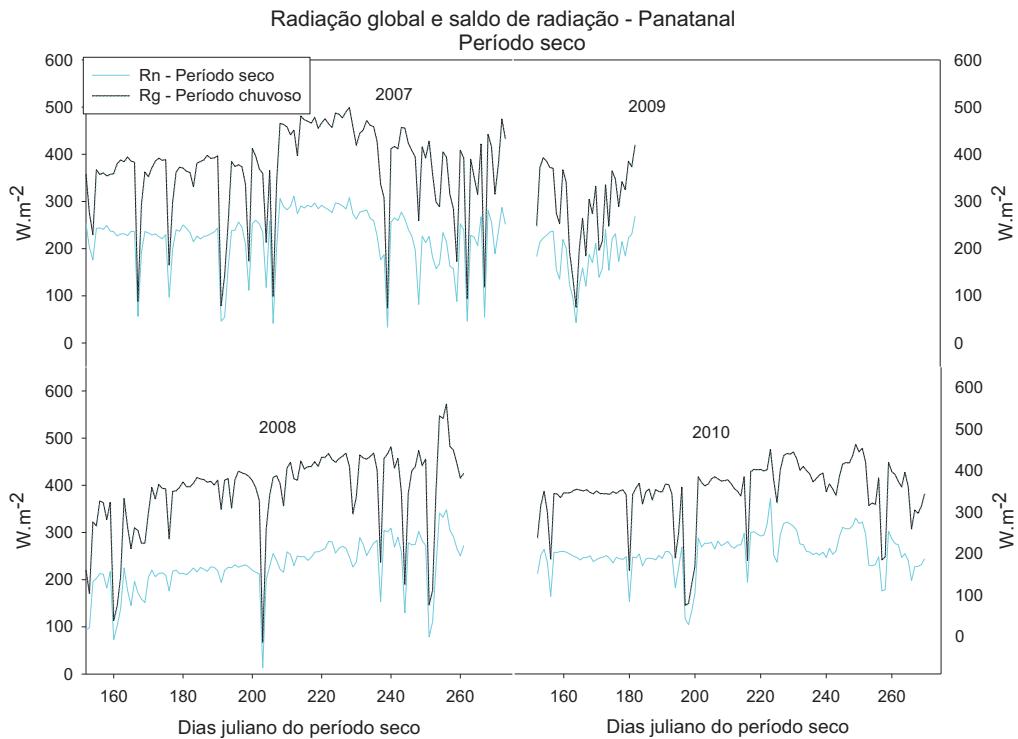


Figura 15 – Médias diárias da radiação global e saldo de radiação nos períodos seco entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

Outro fator que favorece o aumento da radiação global e do saldo de radiação no período chuvoso é que nesse período ocorreu a estação do verão nas duas regiões o que aumenta a incidência de energia provinda do Sol na superfície e consequentemente, o aumento do saldo de radiação, assim como o que ocorreu com a temperatura do ar nos dois biomas.

Tabela 5 – Limite inferior, média e limite superior do *Bootstrap* dos dados de radiação global e saldo de radiação ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) nos períodos chuvoso e seco do Cerrado (2009 a 2012) e Pantanal (2007 a 2010) de Mato Grosso.

	PANTANAL				CERRADO				
	CHUVA		SECA		CHUVA		SECA		
	Rn	Rg	Rn	Rg	Rn	Rg	Rn	Rg	
2007	Mínimo	299,33	372,56	214,58	352,57	2009	2010	235,16	360,60
	Média	314,80	389,57	226,02	370,19			248,92	381,05
	Máximo	330,19	405,11	236,61	386,68			262,46	399,57
2008	Mínimo	255,15	361,03	216,71	371,08	2011	2012	259,04	258,89
	Média	271,05	381,65	227,56	388,82			226,62	382,52
	Máximo	287,44	402,16	237,47	405,04			275,64	274,57
2009	Mínimo	222,22	316,70	224,63	353,73	2011	2012	226,92	396,61
	Média	244,09	346,46	242,32	382,12			292,55	290,08
	Máximo	267,84	376,12	255,92	405,05			235,11	409,08
2010	Mínimo	240,00	351,40	193,35	335,91	2011	2012	358,80	377,00
	Média	257,87	372,99	201,91	349,66			222,58	384,83
	Máximo	274,80	395,81	210,52	361,35			377,62	391,74

De acordo com a tabela 5 nota-se que tanto o saldo de radiação, com exceção do período chuvoso de 2007 e seco de 2010, tanto quanto a radiação global não apresentaram inter-sazonalidade no Pantanal de Mato Grosso, o que indica que tanto a radiação provinda do Sol, quanto à energia disponível ao meio não varia anualmente para o mesmo período. Isso é consequência da posição aparente do Sol ser a mesma para o mesmo período entre os anos e consequentemente o saldo de radiação também segue a mesma tendência que a radiação global, visto que esta é uma importante componente do Rn. Quanto a sazonalidade (chuvoso e seco), com exceção do ano de 2009, houve diferenças nos valores do saldo de radiação devido a diferença no conteúdo de água da atmosfera.

Já no Cerrado o saldo de radiação apresentou diferenças inter-sazonais no período chuvoso de 2010 com outros períodos chuvosos e no período seco de 2009 com

outros períodos secos e a radiação global apresentou diferenças no período chuvoso de 2010 com outros períodos chuvosos.

4.1. 5. Umidade relativa e déficit de pressão de vapor

Os valores da umidade relativa e do déficit de pressão de vapor nos período chuvoso e seco do Cerrado e Pantanal são apresentados na tabela 6.

Tabela 6– Valores máximo, mínimo e médio sazonais da umidade relativa (%) e do déficit de pressão de vapor (KPa) nos períodos chuvoso e seco do Cerrado e Pantanal de Mato Grosso.

	CERRADO					PANTANAL					2009	2010					
	2009	2010	2011	2012	2007	2008	2009	2010	2009	2010							
CHUVA	Máximo	93,4	3,11	87,5	3,76	91,61	2,95	68,54	0,05	67,84	0,04	40,72	0,26	50,6	0,24		
	Média	71,6	1,21	68,3	1,37	65,85	1,48	80,3	0,89	81,68	0,78	73,38	1,12	71,87	1,16		
	Mínimo	43,6	0,2	34,1	0,36	41,57	0,24	98,63	1,62	98,55	1,53	91,94	2,43	90,9	2,28		
	DMA	8,14	0,45	9,23	0,52	8,21	0,47	7,17	0,37	7,94	0,34	11,11	0,54	9,65	0,51		
SECA	Máximo	92,72	3,4	75	4,81	91,9	4,37			32,71	0,02	26,43	-0,07	49,76	0,23	21,37	0,11
	Média	61,21	1,61	50,3	2,25	53,7	2,14			61,8	1,67	53,66	2,12	67,92	1,13	49,54	2,15
	Mínimo	33,4	0,12	19	0,13	21,3	0,15			98,92	3,77	100	4,02	89,95	2,12	89,8	4,28
	DMA	11,24	0,74	14,6	0,99	14,4	0,96			15,75	0,9	17,73	1,03	11,56	0,54	14,5	0,96

De acordo com os valores sazonais e com a Tabela 6, os valores da umidade relativa foram maiores no período chuvoso devido à precipitação desse período, enquanto que os valores do déficit de pressão de vapor tem padrões inversos da umidade relativa, pois, quanto maior a umidade relativa menor a diferença entre a pressão atual de vapor e a pressão de saturação. Nota-se também que tanto a umidade relativa quanto DPV tem oscilações mais abruptas no período seco, a escassez de chuva nesse período ocasiona menor conteúdo de água na atmosfera, causando assim maiores oscilações do que no período chuvoso. Curado et al. (2011), em estudo no Pantanal afirmam que a umidade relativa apresentou um padrão mais definido na estação chuvosa do que na seca, ocasionado pela regularidade de chuvas dessa época. Devido à escassez de chuvas, houve maiores oscilações nos valores médios diários da umidade relativa no período seco, devido à baixa umidade. As Figuras 16, 17 e 18 apresentam os padrões dos valores médios diários da umidade relativa e do déficit de pressão de vapor nos períodos chuvoso e seco no cerrado e no Pantanal de Mato Grosso.

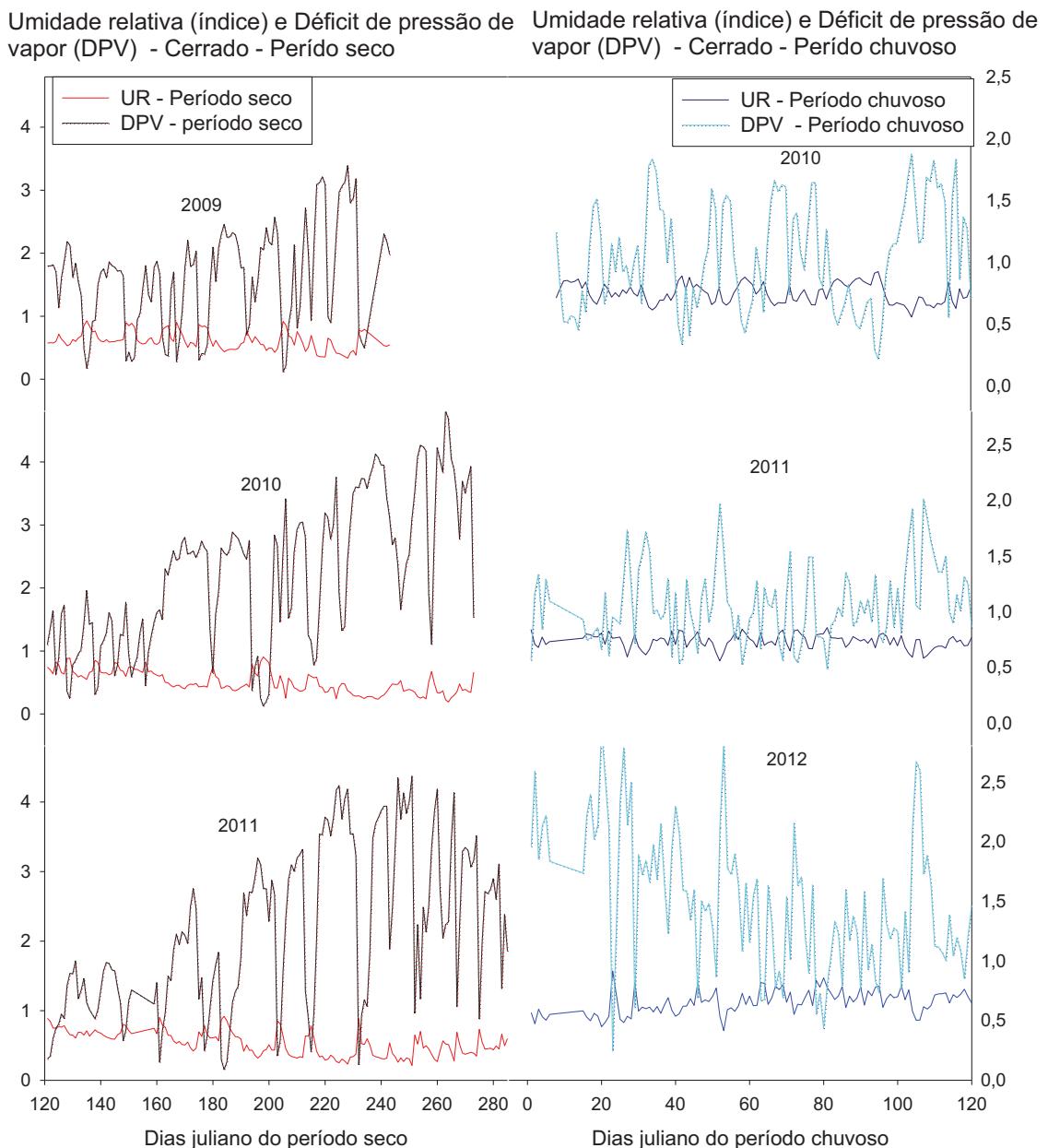


Figura 16 – Médias diárias da umidade relativa e do déficit de pressão de vapor nos períodos seco e chuvoso entre os anos de 2009 a 2012 no Cerrado de Mato Grosso.

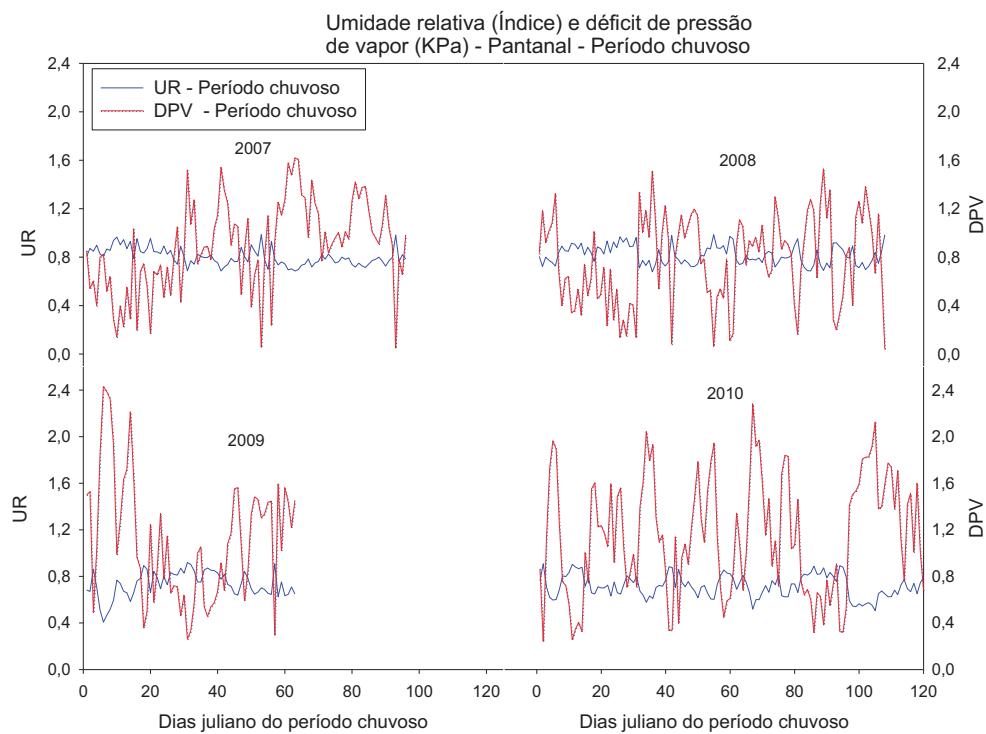


Figura 17 – Médias diárias da umidade relativa e do déficit de pressão de vapor nos períodos chuvosos entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

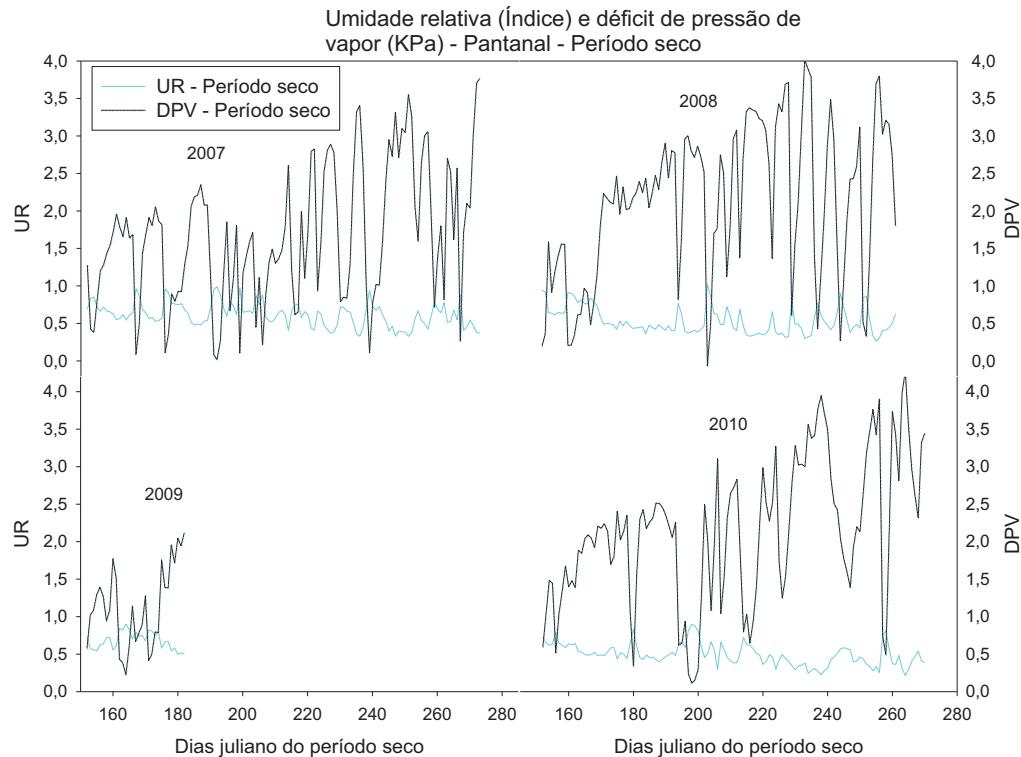


Figura 18 – Médias diárias da umidade relativa e do déficit de pressão de vapor nos períodos secos entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

Tabela 7 – Limite inferior, média e limite superior do *Bootstrap* dos dados de umidade relativa (%) nos períodos chuvoso e seco do Cerrado (2009 a 2012) e Pantanal (2007 a 2010) de Mato Grosso.

	Pantanal				Cerrado			
	2007	2008	2009	2010	2009	2010	2011	2012
CHUVA	Limite Inferior	79,11	80,96	69,75	70,19	73,72	72,47	64
	Média	80,184	82,21	71,65	71,86	75,03	73,65	65,88
	Limite Superior	81,316	83,47	73,58	73,59	76,41	74,78	67,62
SECA	Limite Inferior	59,144	50,49	63,79	47,21	58,7	50,39	52,94
	Média	61,825	53,6	67,96	49,56	61,1	53,55	56,29
	Limite Superior	64,627	56,88	72	52,21	63,7	56,4	59,35

Tabela 8 – Limite inferior, média e limite superior do *Bootstrap* dos dados de déficit de pressão de vapor (KPa) nos períodos chuvoso e seco do Cerrado (2009 a 2012) e Pantanal (2007 a 2010) de Mato Grosso.

	Pantanal				Cerrado			
	2007	2008	2009	2010	2009	2010	2011	2012
CHUVA	Limite Inferior	0,8406	0,694	1,109	1,063	0,976	1,01	1,381
	Média	0,896	0,753	1,195	1,154	1,051	1,073	1,481
	Limite Inferior	0,9548	0,812	1,284	1,246	1,132	1,139	1,581
SECA	Limite Inferior	1,5203	1,942	0,958	1,972	1,45	1,808	1,737
	Média	1,6684	2,119	1,134	2,148	1,61	1,984	1,933
	Limite Inferior	1,8323	2,302	1,324	2,316	1,75	2,165	2,148

De acordo com as tabelas 7 e 8 nota-se as variações sazonais e interanuais da umidade relativa e do déficit de pressão de vapor no Cerrado e Pantanal. A umidade relativa no período chuvoso apresentou variações interanuais entre 2007 e 2008 com 2009 e 2010, enquanto que no período seco houve diferenças entre os anos alternadamente, quanto a sazonalidade, com exceção do ano de 2009, a umidade relativa nos períodos chuvosos foram diferentes da dos períodos secos devido ao menor conteúdo de água na atmosfera. Já no Cerrado a umidade relativa no período chuvoso apresentou diferenças no ano de 2012 e entre os períodos secos de 2009 e 2010. O

Déficit de pressão de vapor teve a mesma tendência que a umidade relativa nos dois biomas em todos os períodos.

Um fator importante a se destacar é que mesmo no período seco, com redução da precipitação, a umidade relativa (Tabela 4) permanece alta no Pantanal o que indica que a vegetação desse bioma (árvore de grande porte) continua mantendo uma alta taxa transpiratória mesmo em períodos com escassez de chuva.

4.3. 3. Emissão de energia da atmosfera

Os valores médios diários da emissão da atmosfera, em W.m^{-2} , entre os anos de 2009 a 2012 no Cerrado e entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal são apresentados na tabela 9.os padrões inter-sazonais desses valores são apresentados nas Figuras 19, 20 e 21.

Tabela 9– Valores máximo, mínimo e médio sazonais emissão de energia da atmosfera nos períodos chuvoso e seco do Cerrado e Pantanal de Mato Grosso.

	PANTANAL							
	2009	2010	2011	2012	2007	2008	2009	2010
CHUVA	Máximo	514,69	682,07	667,6	442,65	439,6	431,95	435,17
	Média	457,61	554,16	595,5	427,42	421,71	412	416,44
	Mínimo	373,67	433,04	458,5	393,73	377,57	380,21	375,29
	DMA	20,35	35,61	38,37	9,34	9,87	9,48	11,53
SECA	Máximo	699,62	559,46	714,98	435,42	428,6	404,01	416,45
	Média	590,18	503,84	537,37	394,2	428	384,44	383,16
	Mínimo	420	396,57	389,89	337,17	346,21	344,88	330,68
	DMA	38,39	36,64	74,92	20,06	15,47	16,61	20,18

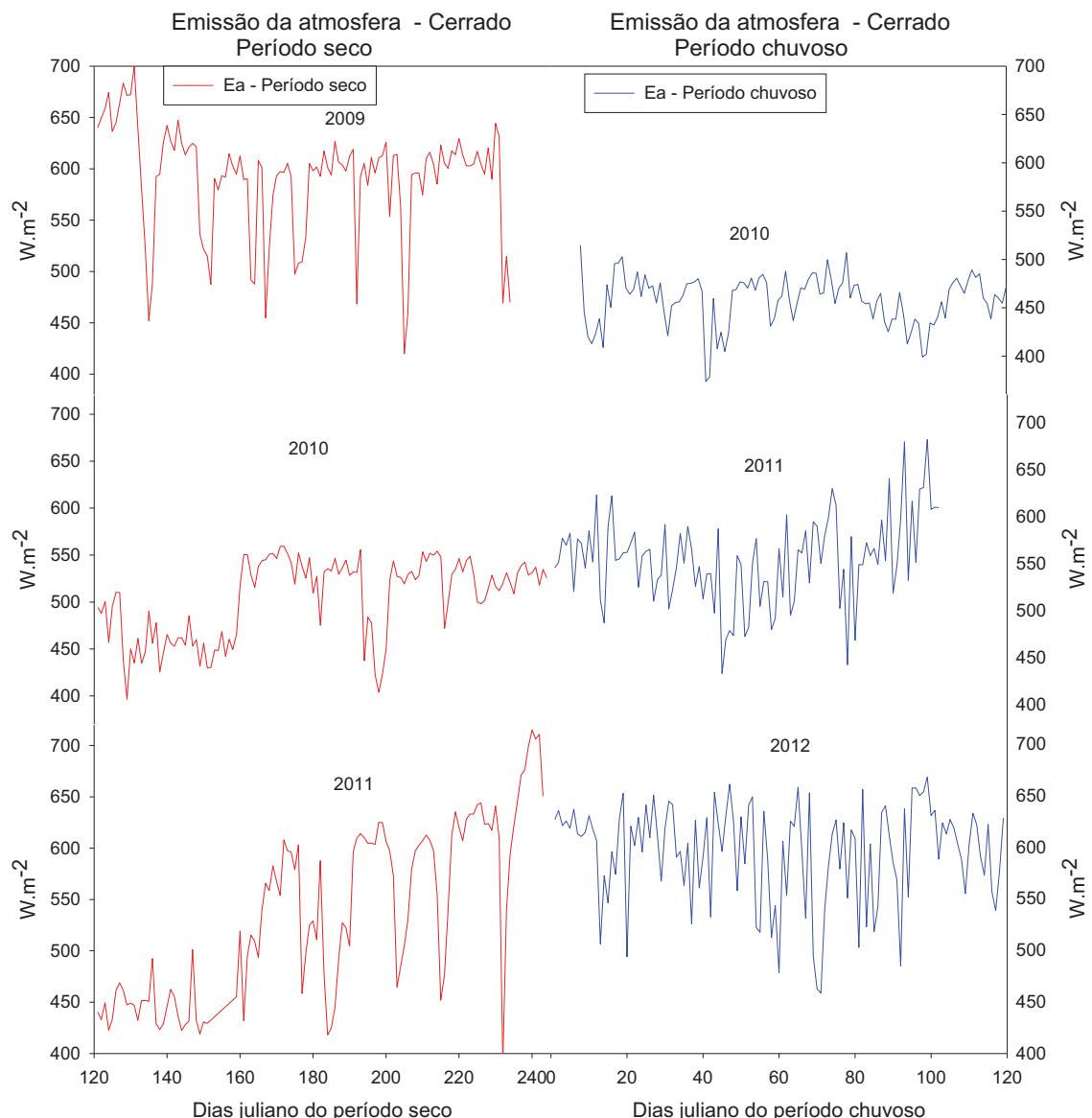


Figura 19 – Médias diárias da emissão da atmosfera nos períodos seco e chuvoso entre os anos de 2009 a 2012 no Cerrado de Mato Grosso.

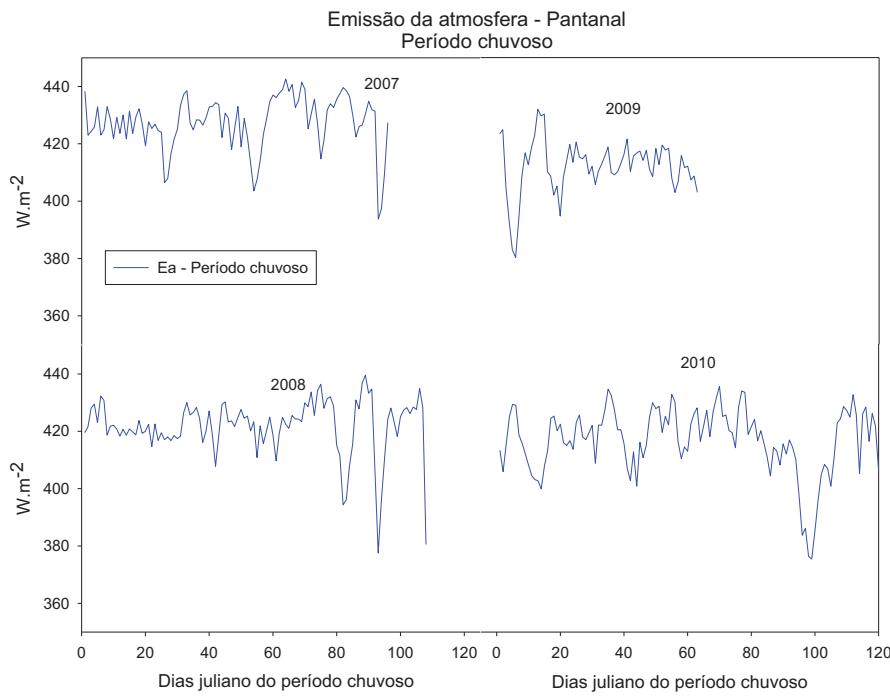


Figura 20 – Médias diárias da emissão da atmosfera nos períodos chuvosos entre os anos de 2007a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

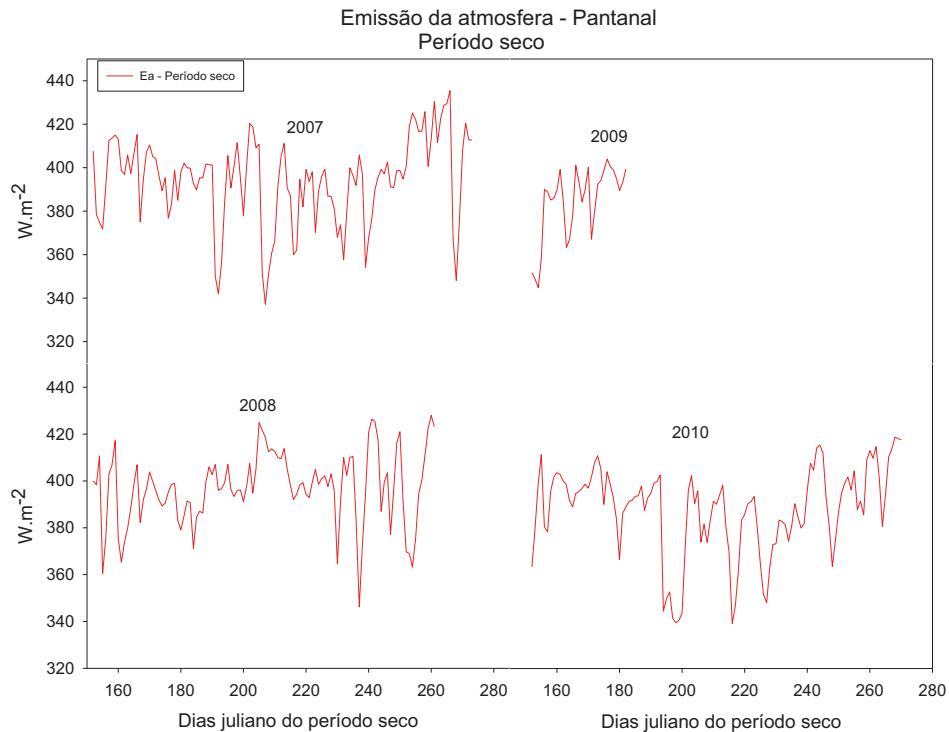


Figura 21 – Médias diárias da emissão da atmosfera nos períodos secos entre os anos de 2007a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

Note que assim como a umidade relativa os maiores valores da emissão da atmosfera foram registrados no período chuvoso nos dois locais estudado. Esse aumento da emissão atmosférica no período chuvoso, segundo Souza Filho (2002), foi devido à maior presença de nuvens nesse período, pois as nuvens são muito eficientes na absorção de ondas longas e, visto que o período chuvoso é caracterizado por céu nublado na maioria dos dias, faz com haja maior absorção de energia por parte das nuvens, inclusive da própria energia emitida pelo solo, o que dificulta o resfriamento da superfície, provocando aumento na emissão da atmosfera bem como no saldo de radiação. Esses resultados também são discutidos por CURADO et al. (2011) e CURADO (2012).

Note que nas Figuras 19, 20 e 21 a emissão da atmosfera foi maior nos períodos chuvosos devido ao aumento da temperatura e da umidade relativa nesse período, outro fator é que no período seco há variações mais abruptas nos valores da emissão da atmosfera e tem um padrão mais oscilante, com maior amplitude do que no período chuvoso, padrão esse também observado na temperatura e na umidade relativa, indicando relação entre essas três variáveis Curado et al. (2011) e Curado (2011), que está de acordo com a Lei de Stefan-Boltzmann que prevê que a emissão de qualquer superfície deve ser proporcional a quarta potência de sua temperatura absoluta.

Assim, note que o saldo de radiação obedece ao mesmo padrão que a emissão da atmosfera, com maiores valores no período chuvoso do que no seco, o saldo de radiação, por sua vez, influencia diretamente no LE e H que são variáveis determinantes na umidade relativa e a temperatura do ar, que voltam a influenciar a emissão da atmosfera, recomeçando o processo. Tal processo é baseado em um conceito fundamental da Teoria da Complexidade (Teoria em ascensão em Ciências ambientais), que é a *retroalimentação* ou *auto-organização* do sistema, que deve passar a ser considerados em estudos presentes e futuros sobre dinâmica dos ecossistemas.

4.2. SAZONALIDADE E INTER-SAZONALIDADE DOS FLUXOS DE CALOR LATENTE E SENSÍVEL NO CERRADO DE MATO GROSSO

Muitos trabalhos, Da Rocha et al. (2004); Hutyra et al. (2007); Malhi et al. (2002); Von Radow et al. (2004); Vourlitis et al. (2008) tem sido feitos para

compreensão da dinâmica de LE e H entre a superfície e a atmosfera devido grande parte das trocas de energia se deve a essas duas variáveis. A tabela 10 apresenta os valores sazonais dos fluxos de calor latente e sensível nos períodos chuvoso e seco no Cerrado entre os anos de 2009 a 2012 e nos Pantanal entre os anos de 2007 a 2010.

Tabela 10 - Valores máximos, mínimos e médios de LE e H, em W.m⁻², nos períodos chuvoso e seco no Cerrado 2012 e no Pantanal de Mato Grosso entre os anos de 2007 a 2010.

	CERRADO								PANTANAL				
	2009		2010		2011		2012		2007		2008		
	LE	H	LE	H	LE	H	LE	H	LE	H	LE	H	
CHUVA	Máximo		180	241,71	269,11	74,96	416,26	543,88	65,48	9,68	9,02	2,37	
	Média		84,5	73,66	103,15	93,38	133,67	112,9	280,02	33,97	236,26	31,37	
	Mínimo		44	8,97	18,24	123,46	269,28	231,24	410,11	56,61	367,2	56,98	
	DMA		33,41	25,03	43,09	39,05	62,43	62,25	50,9	7	60,45	8,25	
SECA	Máximo	95,8	276,86	74,96	326,41	494,44	654,14		26,81	4,52	13,98	5,43	
	Média	35,55	120	10,4	140,57	12,73	138,96		190,34	30,57	189,29	37,1	
	Mínimo	-	89,75	6,24	123,46	9,07	-459,7	292,81		264,38	84,31	274,2	119
	DMA	24,24	36,96	25,05	39,41	135,96	154,28		36,91	10,58	32,75	11,36	

De acordo com a Tabela 10, os maiores valores sazonal do fluxo de calor latente ocorreram no período chuvoso enquanto que o fluxo de calor sensível apresentou maiores valores no período seco. Outro fator a ser discutido é a inversão da predominância dos fluxos de energia, enquanto que no período chuvoso a maior parte da energia disponível foi utilizada em forma de calor latente, no período seco, a maior parte dessa energia foi convertida em calor sensível. Esses padrões também foram encontrados por SCHEDLBAUER et al. (2011).

Os valores mais baixos de LE no período seco pode ser a influência do declínio do conteúdo de água no solo que limita a evaporação e a disponibilidade de água para a superfície da raiz da planta Meinzer et al. (1999). No entanto, os maiores valores de evapotranspiração no período chuvoso foram relacionadas a aumento das chuvas. Menores valores de LE, durante o período seco, também foram relatados no Cerrado e de transição Amazônia-savana no Centro-Oeste, enquanto nas florestas tropicais localizadas em Manaus, Santarém e cidade de Rondônia foram registrados os menores valores de evapotranspiração durante a estação chuvosa (ROCHA et al., 2009; MIRANDA et al., 1997).

Segundo Rodrigues (2012), em períodos de seca a maior contribuição da energia disponível para o ecossistema foi em forma de calor sensível, já que houve mudanças no regime chuvas, contudo, para o ambiente de estudo (Cerrado), mesmo durante o período chuvoso, o valor da densidade de fluxo de calor sensível é elevado. No período seco, pequenas diferenças na quantidade de água disponível no ambiente afetam significativamente as diferenças interanuais nos fluxos de energia e matéria, o que não se verifica para os períodos chuvosos.

Rodrigues (2012) relata ainda que mesmo os fluxos de calor sensível sendo menor no período de seca apresentam ainda valores altos comparado com florestas tropicais úmidas no período chuvoso que não ultrapassam 20% (MALHI et al., 1998; da ROCHA et al., 2004), podendo este ser característico da região de estudo.

No Pantanal, os valores de LE foram maiores no período chuvoso, enquanto que os maiores valores de H ocorreram nos períodos chuvosos de 2007 e 2010 e nos períodos seco de 2008 e 2009, de maneira diferente ao que ocorreu o Cerrado, porém mesmo no período seco havendo diminuição nos valores de LE e aumento nos valores de H, LE permaneceu maior que H até mesmo no período seco, indicando que mesmo

em período com pouca ou nenhuma precipitação, o Cambarazal possui uma alta taxa de evapotranspiração, provavelmente as árvores do local (grande porte) conseguem absorver água do lençol freático, mantendo uma alta transpiração mesmo em períodos de escassez de chuva. As limitações das trocas de massa e energia no período seco são típicas de ecossistemas tropicais brasileiros, tais como: savana (cerrado) e floresta semi-decídua (Bruno et al. 2006; Vourlitis et al. 2008; da Rocha et al. 2009)

Sanches et al. (2011), encontraram padrões semelhantes na mesma área de estudo. Esses autores relatam que dado o nível de água relativamente elevado no local de estudo, o declínio em LE durante o período seco foi presumivelmente causado mais por um declínio na evaporação do solo do que por um declínio na transpiração das árvores (devido ao aumento da quantidade de água da inundação durante a estação chuvosa). Resultados semelhantes foram observados em áreas alagáveis de Everglade subtropical úmido (Shoemaker e Sumner 2006). Esses resultados sugerem que os padrões de ET para floresta monodominante de *V. divergens* são mais semelhante para a várzea, floresta amazônica do que outras florestas tropicais na mesma região. SANCHES et al. (2011). As Figuras 22, 23 e 24 apresentam os padrões sazonais e inter-sazonais dos fluxos de calor latente e sensível no Cerrado e Pantanal de Mato Grosso.

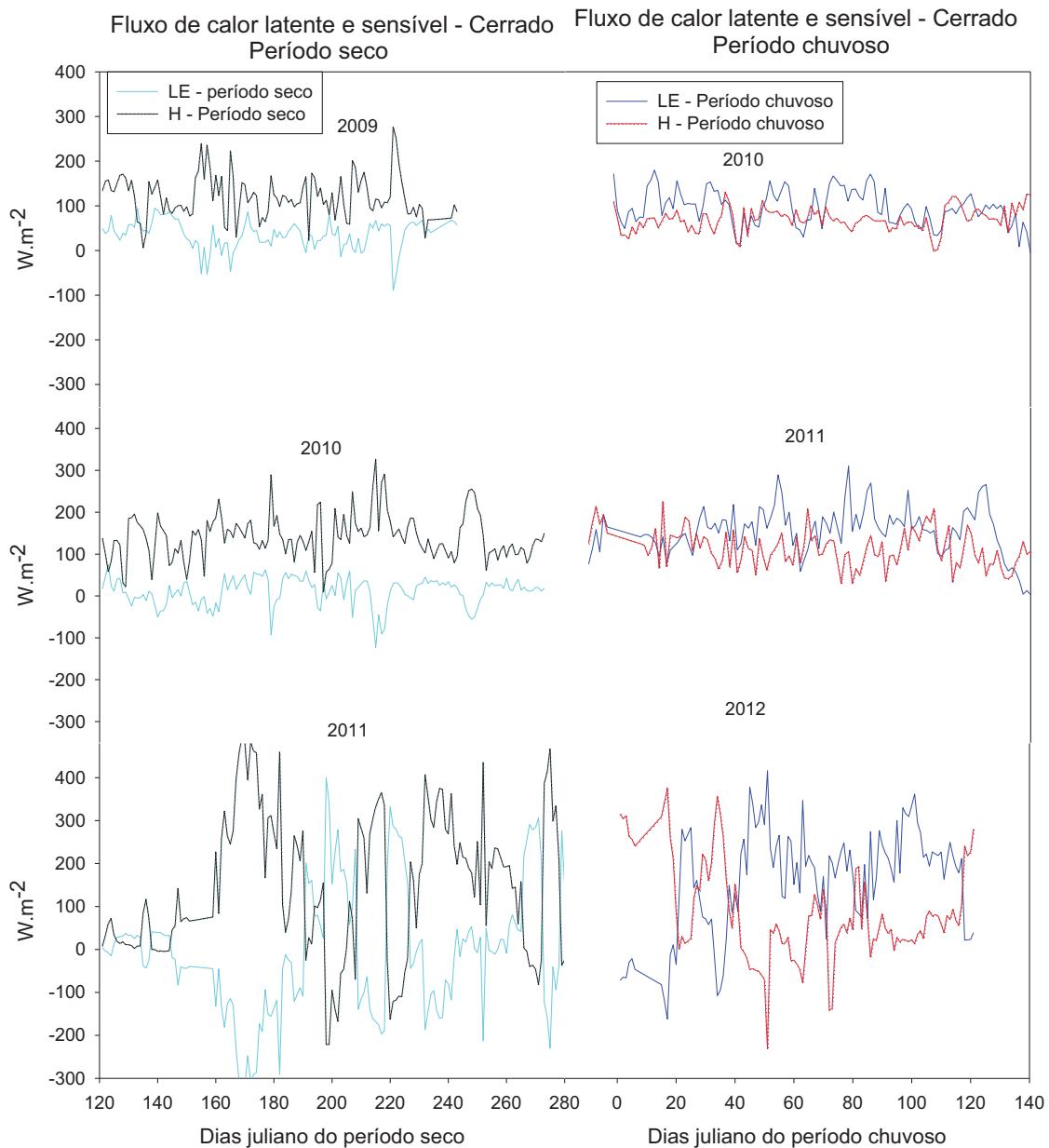


Figura 22— Médias diárias dos fluxos de calor latente e sensível nos períodos seco e chuvoso entre os anos de 2009 a 2012 no Cerrado de Mato Grosso.

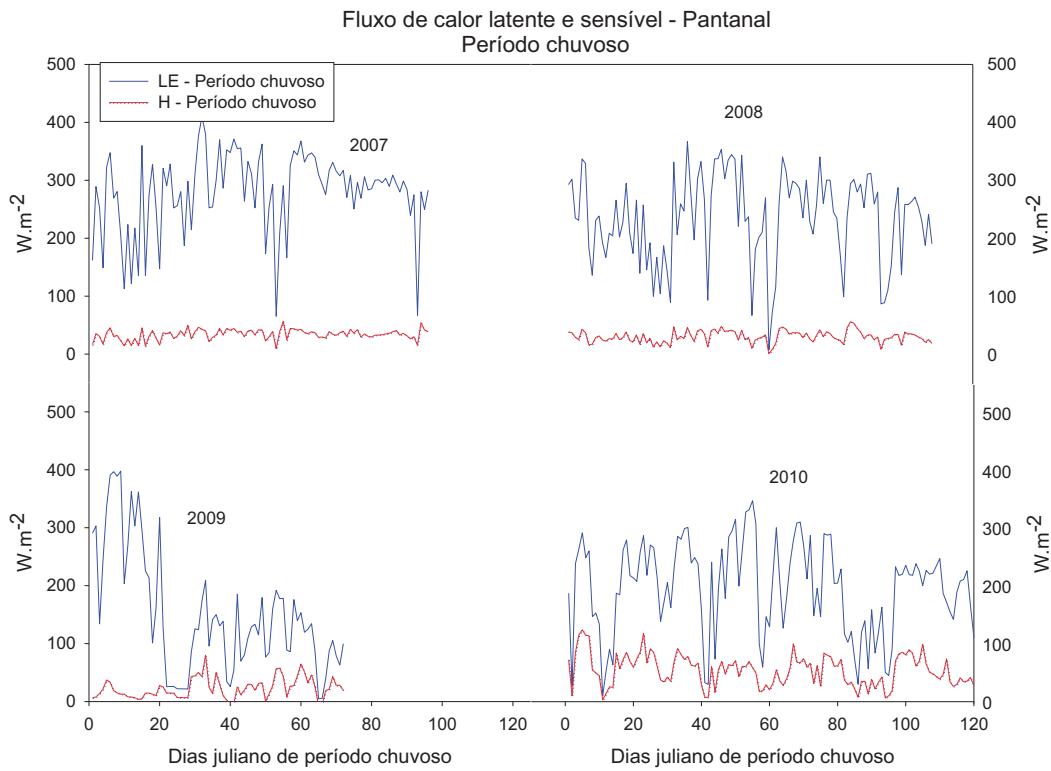


Figura 23– Médias diárias dos fluxos de calor latente e sensível nos períodos chuvosos entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

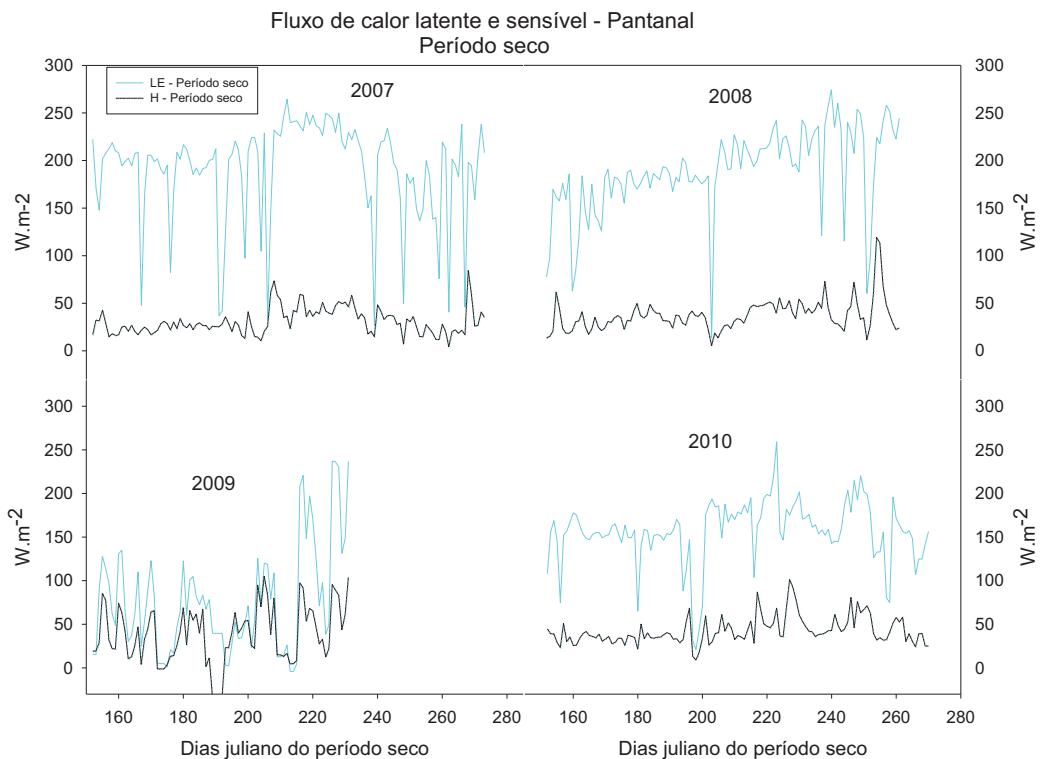


Figura 24– Médias diárias dos fluxos de calor latente e sensível nos períodos secos entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso.

De acordo com a Figura 21, no Cerrado LE predominante no período chuvoso, enquanto no período seco H é predominante sobre LE. A justificativa para a inversão da predominância dos componentes do balanço de energia nos períodos chuvoso e seco é o incremento do conteúdo d água no solo e na atmosfera no período chuvoso devido a precipitação local provocando maior perda de energia em forma de LE através da evaporação do solo e da transpiração das plantas.. Sun et al. (2010 estudando plantações de pinheiros em loblolly, Carolina do Norte, USA e Lenters et al. (2011) em estudo sobre áreas alagáveis em Nebraska, USA encontraram padrões similares com incremento de H e decréscimo de LE no período seco. Isso indica a grande variação dos valores desses fluxos com variações menos abruptas no período chuvoso indicando que as chuvas é um fator determinante no comportamento dos fluxos de energia na região.

De acordo com as Figuras 22 e 23 nota-se que LE é predominante em todos os períodos de 2007 a 2010, inclusive no período seco, indicando que essa variável é a que mais consome energia no bioma, sendo ela a maior contribuição na partição de energia do Cambarazal. As maiores taxas de LE durante nesse período é reflexo da maior disponibilidade de água no solo em função da maior precipitação (NOBRE et al., 1996; PRIANTE FILHO et al., 2004).

Schedlbauer et al. (2011) estudando partição de energia na Carolina do Sul relataram flutuação no fluxo turbulento dominante neste ecossistema, sendo H predominante no período seco e LE no período chuvoso. Esta flutuação destaca os extremos ambientais deste ecossistema. As plantas apresentam significativamente as taxas de transpiração reduzida, mas sobrevivem sob condições de secas como, que provavelmente tenha sido exacerbada por atividades de gestão da água (DAVIS et al., 2005), na estação seca.

Em contraste, a mesma vegetação persiste por longos períodos de inundação total durante a estação chuvosa. Apesar destas condições ambientais extremas, os fluxos de H e de LE este pântano de curto hidroperíodo são relativamente previsíveis e altamente relacionada à variação no Rn.

Os valores e padrões encontrados neste trabalho estão de acordo com Biudes (2009) e Biudes et al. (2009) que relatou um incremento de 60,6% do período seco para o chuvoso, no fluxo de calor latente. Os autores relatam ainda que no cambarazal, a média estacional do LE na estação chuvosa esteve de acordo com valores encontrados

em florestas tropicais úmidas (Shuttleworth, 1988; Roberts et al., 1993) e em floresta de transição Amazônia-Cerrado ($9\text{-}10 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) (Vourlitis et al., 2002; Priante Filho et al., 2004). Na estação seca, esteve próximo aos observados em floresta tropical úmida ($6\text{-}8 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) (Shuttleworth, 1988; Roberts et al., 1993) e em floresta de transição Amazônia-Cerrado ($6\text{-}10 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) (VOURLITIS et al., 2002; Priante Filho et al., 2004).

A Tabela 11 apresenta os valores da partição de energia em LE e H nos períodos chuvoso e seco do Cerrado e do Pantanal de Mato Grosso. No Cerrado os valores de LE decresceram, enquanto os valores de H aumentaram e os maiores valores de LE ocorreram nos períodos chuvosos enquanto os maiores valores de H ocorreram nos períodos secos, padrões similares são encontrados em Chen et al. (2009) em estudo na Ásia. Giambeluca et al. (2009) estudando dois tipos de cerrado encontraram, respectivamente, valores LE/Rn e H/Rn de 52% e 28%, 44% e 31% no período chuvoso, 42% e 37%, 30% e 55% no período seco. Demonstrando que diferenças espaciais nos valores da partição de energia no Cerrado podem ser devido aos diferentes tipos de vegetação do local.

Tabela 11 - Valores da partição de energia em LE e H, em %, nos períodos chuvoso e seco no Cerrado durante os anos de 2009 a 2012 e no Pantanal de Mato Grosso entre os anos de 2007 a 2010.

	CERRADO				PANTANAL			
	CHUVA		SECA		CHUVA		SECA	
	LE/Rn	H/Rn	LE/Rn	H/Rn	LE/Rn	H/Rn	LE/Rn	H/Rn
2007					88,96	10,91	84,13	14,66
2008					91,51	12,12	83,61	16,54
2009			20	59	91,8	5,67	70,23	19,19
2010	48	42	8	90	77,86	22,26	77,56	21,25
2011	48	45	53	59				
2012	42	41						

Em todos os períodos a soma de LE e H foi acima de 80% do balanço de energia indicando que a maior parte da energia disponível ao sistema é consumida na forma dessas duas variáveis totalizando assim, praticamente o fechamento do balanço de energia. Schedlbauer et al. (2011) em estudos em áreas alagáveis encontrou a soma de LE e H acima 70% do saldo de radiação. Rodrigues et al. (2012) encontrou valores próximos de 100% do balanço de energia no Pantanal de Mato Grosso indicando que

nesses biomas os padrões do fechamento do balanço de energia foi similar ao encontrado no Cerrado.

A maior parcela do balanço de energia no Cambarazal ficou por conta de LE em todos os períodos estudados, mesmo no período seco, o que indica um grande evapotranspiração na região mesmo em período de escassez de chuva. Sanches et al. (2011), relata ainda que as altas taxas de LE são em parte devido à disponibilidade de água elevada, mesmo durante o período seco, e os consistentemente valores elevados de IAF do dossel de *V. divergens* que aumenta a área de superfície durante a transpiração do período seco, quando o lençol freático está abaixo da superfície do solo.

Outro fator é que houve aumento de H no período seco enquanto observou-se um decréscimo em LE nesses períodos já que com a escassez de chuva no período seco faz aumentar a disponibilidade de energia para o aquecimento do ar e consequentemente diminui a evapotranspiração local. Esse padrão também foi encontrado em outros trabalhos com outros tipos de vegetação: MALHI et al (2002); VOURLITIS et al. (2002); da ROCHA et al. (2004); VOURLITIS et al. (2008); da ROCHA et al. (2009); VOURLITIS e Da ROCHA (2010); RODRIGUES et. al (2012) e RODRIGUES (2012).

Para Biudes et al. (2009), Resultados de vários estudos indicam que a umidade do solo, potencial hídrico foliar e índice de área foliar em floresta, cerrado e pastagem diminuem durante a estação seca (McWilliam et al., 1996; Roberts et al., 1996; Sá et al., 1996; Meinzer et al., 1999). A queda na quantidade de água disponível e do índice de área foliar pode reforçar o aquecimento da superfície, provocar aumento no fluxo de calor sensível e consequentemente diminuição no fluxo de calor latente (BASTABLE et al., 1993).

4.2. 1. Análise estatística de LE e H no Cerrado e no Pantanal

Com a finalidade de estudar a sazonalidade e a Inter -sazonalidade de LE e H no Cerrado foi feita uma análise através de Bootstrap nos períodos chuvoso e seco durante os anos de estudo (Figuras 25, 26, 27 e 28).

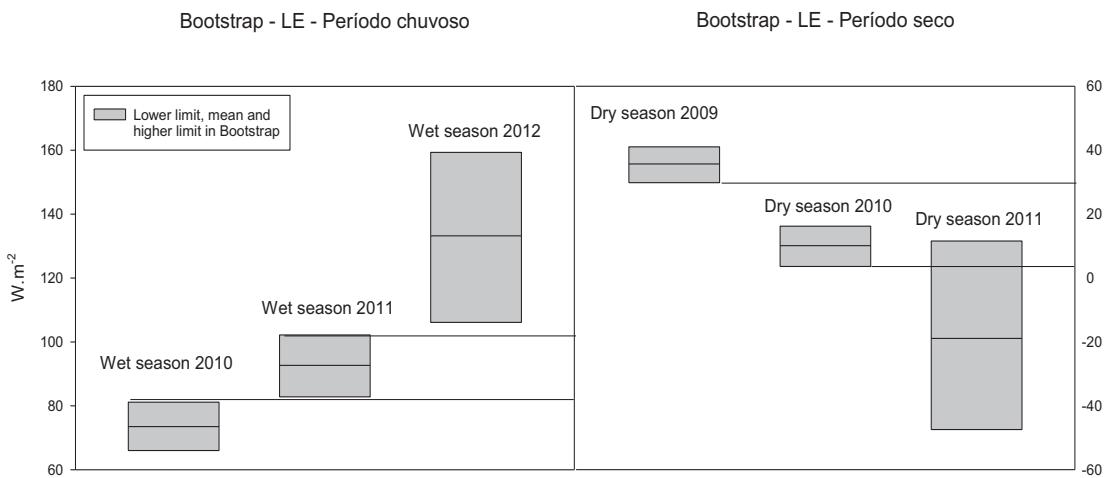


Figure 25 - Resultados das reamostragens de LE no Cerrado nos períodos chuvoso e seco entre os anos de 2009 a 2012

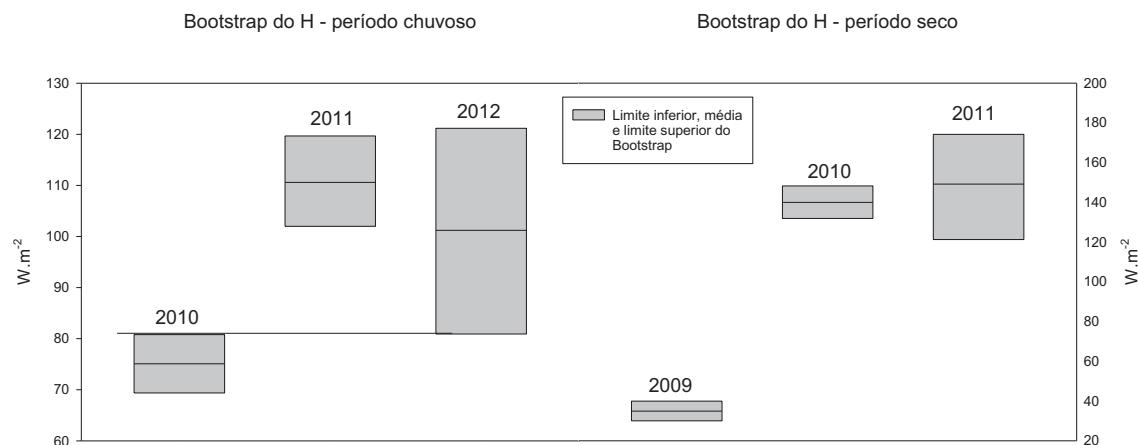


Figure 26 - Resultados das reamostragens de H no Cerrado nos períodos chuvoso e seco entre os anos de 2009 a 2012

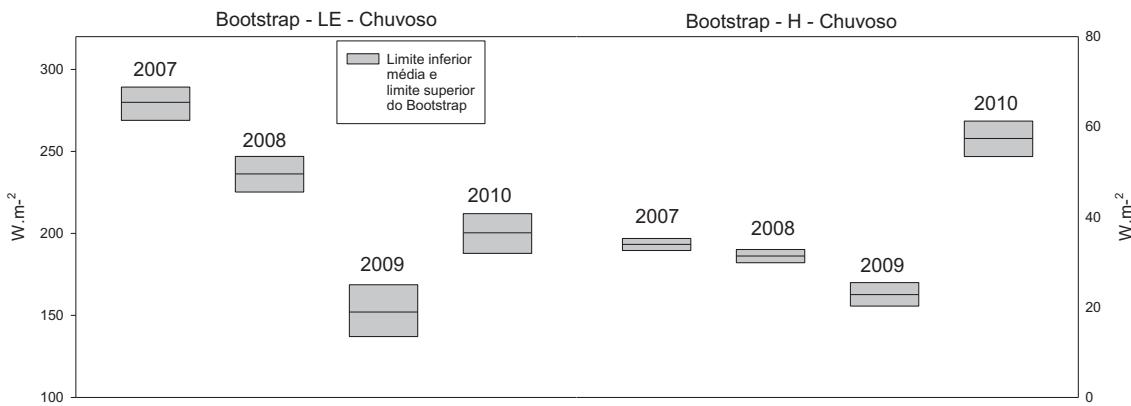


Figure 27 - Resultados das reamostragens de LE e H no Pantanal nos períodos chuvosos entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso

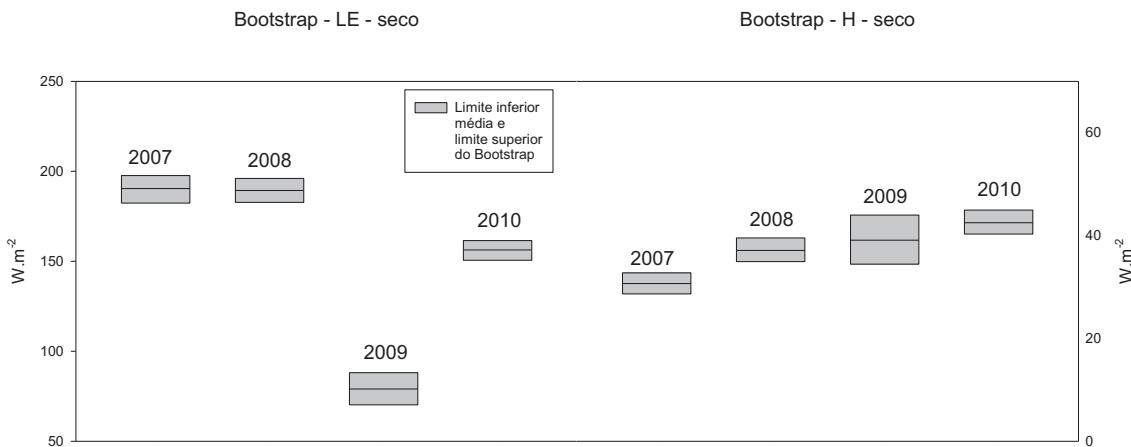


Figure 28 - Resultados do Bootstrap de LE e H no Pantanal nos períodos secos entre os anos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso

De acordo com as Figuras 25 e 26, os valores de LE no Cerrado apresentaram diferenças significativas entre os períodos sazonais (chuvisco e seco) e entre os períodos inter-sazonais (chuvisco-chuvisco, seco-seco), com exceção entre os períodos secos de 2010 e 2011, indicando que as chuvas é um fator determinante tanto na sazonalidade quanto na inter-sazonalidade de LE. Quanto aos valores de H, mostraram-se diferenças quanto à sazonalidade (chuvisco-seco) e quanto à inter-sazonalidade mostraram-se diferenças entre os períodos chuvosos de 2010 com 2011 e 2012, porém não houve diferenças entre os períodos chuvosos de 2011 e 2012. Os períodos secos seguiram os mesmos padrões dos períodos chuvosos com diferenças significativas entre os anos de 2009 com 2010 e 2011 e sem diferenças significativas entre 2010 e 2011, o que indica que 2009 foi um ano atípico na região, porém, a quantidade de dados é insuficiente para ter certeza de tal situação, espera-se que com a análise de outros anos, em outros trabalhos possam confirmar ou não tal afirmação. Esses resultados estão coerentes com Rodrigues (2012).

De acordo com as Figuras 27 e 28, o Pantanal apresentou valores de LE com diferenças entre os períodos chuvoso-chuvisco (inter-sazonalidade) e entre os períodos chuvoso-seco (sazonalidade) durante os quatros anos de estudo, o que indica que é um padrão local, a diferença na precipitação entre períodos sazonais e inter-sazonais pode provocar diferenças nos valores da energia destinada a evapotranspiração do ambiente (LE). Quanto aos valores de H, apresentaram não diferirem significativamente nos períodos chuvosos de 2007 e 2008 e diferiram nos períodos chuvosos dos demais anos, quanto ao período seco não houve diferenças (segundo o Bootstrap) nos valores de H

entre os anos de 2007 e 2008 e entre 2009 e 2010, porém com diferenças entre 2007/2008 e 2009/2010, já para sazonalidade apenas o ano de 2007 não apresentou diferenças entre os valores de H entre os períodos chuvoso e seco, o que indica que ainda não se define um padrão para H nas inter-sazonalidades. Porém tanto a análise do LE e H durante os períodos chuvoso e seco ainda são inconclusivos, dado o pequeno número de dados (quatro anos) para sustentar tal hipótese.

4.2. 2. Correlações entre variáveis do balanço de energia, condições atmosféricas e da micrometeorologia no Cerrado e Pantanal.

As relações entre LE, H entre variáveis do balanço de energia, condições atmosféricas e da micrometeorologia no Cerrado e Pantanal foram feitas através de correlação entre elas. A seguir apresentam-se essas correlações nos períodos sazonais e inter-sazonais dos locais de estudo

Tabela 12 - Resultados da análise de correlação de Pearson entre Fluxo de calor latente (LE), Fluxo de calor sensível (H), Saldo de radiação (Rn), Fluxo de calor no solo (G), Temperatura do ar (Tar),, Umidade relativa do ar (UR), déficit de pressão de vapor (DPV), Radiação global (Rg) , Velocidade de fricção (U*), estoque de energia na biomassa (Q), emissão de energia da atmosfera (Ea) e Índice de claridade (kt) durante os períodos chuvosos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso. Os valores em negrito indicam alta correlação entre as variáveis para um $p < 0,05$.

	2007		2008		2009		2010	
	Estável		Instável		Estável		Instável	
	LE	H	LE	H	LE	H	LE	H
LE	1,00		1,00		1,00		1,00	
H	0,85	1,00	0,71	1,00	0,89	1,00	0,94	1,00
Rn	1,00	0,86	1,00	0,77	0,80	0,78	0,86	0,85
G	0,43	0,03	0,30	0,75	0,66	0,38	0,66	0,42
T	0,76	0,40	0,04	0,69	0,67	0,55	0,75	0,58
UR	0,81	0,72	0,37	0,54	0,71	0,72	0,80	0,81
DPV	0,80	0,64	0,50	0,20	0,74	0,70	0,81	0,79
Rg	0,99	0,84	0,99	0,72	0,78	0,73	0,87	0,82
U*	-	-	-	-	-	-	-	-
Q	0,20	0,33	0,89	0,80	0,09	0,07	0,23	0,02

Ea	0,59	0,13	0,16	0,81	0,51	0,33	0,61	0,38	0,11	0,35	0,58	0,24	0,53	0,24
kt	0,91	0,80	0,83	0,55	0,74	0,72	0,87	0,84	0,44	0,16	0,12	0,39	0,91	0,77

Tabela 13 - Resultados da análise de correlação de Pearson entre Fluxo de calor latente (LE), Fluxo de calor sensível (H), Saldo de radiação (Rn), Fluxo de calor no solo (G), Temperatura do ar (Tar),, Umidade relativa do ar (UR), déficit de pressão de vapor (DPV), Radiação global (Rg) , Velocidade de fricção (U*), estoque de energia na biomassa (Q), emissão de energia da atmosfera (Ea) e Índice de claridade (kt) durante os períodos secos de 2007 a 2010 no Pantanal de Mato Grosso. Os valores em negrito indicam alta correlação entre as variáveis para um p<0,05.

	2007		2008		2009		2010	
	Estável		Instável		Estável		Instável	
	LE	H	LE	H	LE	H	LE	H
LE	1,00		1,00		1,00		1,00	
H	0,44	1,00	0,50	1,00	0,26	1,00	0,89	1,00
Rn	0,99	0,56	0,99	0,62	0,92	0,59	0,33	0,41
G	0,65	0,24	0,61	0,19	0,64	0,06	0,02	0,10
T	0,38	0,32	0,67	0,01	0,63	0,10	0,25	0,17
UR	0,43	0,25	0,73	0,57	0,42	0,45	0,33	0,33
DPV	0,35	0,02	0,69	0,36	0,49	0,35	0,34	0,31
Rg	0,93	0,57	0,95	0,57	0,81	0,59	0,37	0,38
U*	0,11	0,20	0,25	0,02	0,26	0,09	0,42	0,21
Q	0,30	0,24	0,14	0,05	0,20	0,17	0,49	0,43
Ea	0,24	0,65	0,34	0,56	0,57	0,50	0,11	0,02
kt	0,94	0,54	0,89	0,48	0,59	0,50	0,37	0,38

Tabela 14 - Resultados da análise de correlação de Pearson entre Fluxo de calor latente (LE), Fluxo de calor sensível (H), Saldo de radiação (Rn), Fluxo de calor no solo (G), Temperatura do ar (Tar),, Umidade relativa do ar (UR), déficit de pressão de vapor (DPV), Radiação global (Rg) , Velocidade de fricção (U*), emissão de energia da atmosfera (Ea) e Índice de claridade (kt) durante os períodos chuvosos de 2010 a 2012 no Cerrado de Mato Grosso. Os valores em negrito indicam alta correlação entre as variáveis para um p<0,05.

	2010		2011		2012	
	Estável		Instável		Estável	
	LE	H	LE	H	LE	H
LE	1,00		1,00		1,00	
H	0,24	1,00	0,42	1,00	0,43	1,00

Rn	0,86	0,68	0,89	0,74	0,27	0,75	0,60	0,58	0,05	0,64	0,14	0,73
Rg	0,87	0,63	0,87	0,74	0,08	0,79	0,50	0,58	0,01	0,63	0,15	0,66
T	0,74	0,21	0,74	0,44	0,33	0,55	0,48	0,39	0,50	0,02	0,46	0,19
UR	0,77	0,55	0,72	0,50	0,13	0,83	0,32	0,54	0,15	0,22	0,29	0,32
DPV	0,80	0,43	0,74	0,45	0,04	0,81	0,37	0,52	0,29	0,10	0,40	0,19
U*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
kt	0,75	0,72	0,78	0,77	0,20	0,74	0,59	0,53	0,01	0,65	0,13	0,69
Ea	<u>0,07</u>	0,20	0,12	0,07	0,22	<u>0,07</u>	0,12	0,24	0,13	0,11	0,01	0,04

Tabela 15 - Resultados da análise de correlação de Pearson entre Fluxo de calor latente (LE), Fluxo de calor sensível (H), Saldo de radiação (Rn), Fluxo de calor no solo (G), Temperatura do ar (Tar),, Umidade relativa do ar (UR), déficit de pressão de vapor (DPV), Radiação global (Rg) , Velocidade de fricção (U*), emissão de energia da atmosfera (Ea) e Índice de claridade (kt) durante os períodos seco de 2009 a 2011 no Cerrado de Mato Grosso. Os valores em negrito indicam alta correlação entre as variáveis para um $p<0,05$.

	2009				2010				2011			
	Estável		Instável		Estável		Instável		Estável		Instável	
	LE	H	LE	H	LE	H	LE	H	LE	H	LE	H
LE	1,00		1,00		1,00		1,00		1,00		1,00	
H	-	0,68	1,00	0,51	1,00	0,76	1,00	0,70	1,00	0,91	1,00	0,89
Rn	0,05	0,64	0,14	0,73	0,08	0,47	0,00	0,68	0,38	0,02	0,11	0,54
Rg	0,01	0,63	0,15	0,66	0,17	0,56	0,04	0,63	0,21	0,00	0,01	0,36
T	0,50	0,02	0,46	0,19	0,64	0,49	0,42	0,01	0,44	0,15	0,10	0,20
UR	0,15	0,22	0,29	0,32	0,45	0,24	0,35	0,17	0,42	0,16	0,07	0,29
DPV	0,29	0,10	0,40	0,19	0,50	0,32	0,46	0,03	0,45	0,19	0,12	0,22
U*	-	0,21	0,11	0,04	0,11	0,10	0,12	0,19	0,18	0,06	0,11	0,01
kt	0,01	0,65	0,13	0,69	0,33	0,67	0,02	0,65	0,16	0,00	0,05	0,36
Ea	<u>0,07</u>	0,12	0,09	0,16	0,31	0,22	0,28	0,10	0,63	0,43	0,26	0,07

De acordo com as tabelas 12, 13, 14 e 15 verifica-se que LE e H são muito variantes com correlações relativamente baixas nos períodos chuvosos as melhores correlações nesse período são com os dados de fluxos de energia (Rn, Rg) e

temperatura, há alguma relação embora que baixa com umidade do solo, umidade relativa, déficit de pressão de vapor, velocidade de fricção, uma correlação interessante é entre H e o índice de claridade (k_t) indicando que a cobertura do céu pode influenciar o fluxo de calor sensível e consequentemente a temperatura no Cerrado, o que é um dado relativamente novo na literatura.

No período seco, as correlações são em si muito baixas com algumas exceções, como é o caso de H e K_t , durante dois anos seguidos, há uma correlação razoável em alguns casos com T e DPV, porém nenhuma que seja muito relevante. Esses resultados da correlação de LE, H e outras variáveis mostra a complexidade existente entre as variáveis desse ecossistema, o que indica que uma melhor e maior compreensão dos fenômenos que permeiam os fluxos de energia devem estar fundamentadas em questões que englobam fatores de acoplamento de variáveis como é o caso da Teoria da Complexidade.

Segundo Prigogine (1997), os sistemas reais como a economia, a linguagem, o cérebro de mamíferos e comunidade de plantas, e agora também os fluxos de energia, são considerados sistemas complexos por apresentarem um considerável número de interações entre os elementos ou fatores evolvidos.

Observa-se que há grande complexidade entre as variáveis micrometeorológica no Pantanal, com inúmeras variáveis correlacionadas com LE e H, da ordem de 8 variáveis nos dois períodos estudados. Para Capistrano (2007), em estudo na Floresta de Transição Amazônia-Cerrado encontrou que o número mínimo de variáveis necessário para entendimento de uma variável específica variou (em números inteiros) para LE de 7 a um inteiro pouco maior que 10; para H de 7 a 11. As correlações foram, no período chuvoso, de até 0,99 entre LE e Rg; 0,83 entre H e Rg; 0,90 e 0,70 entre LE, H e Rn respectivamente; 0,81 e 0,68 com a temperatura; 0,78 e 0,70 com DPV; 0,85 e 0,80 com UR; 0,71 e 0,55 com a umidade específica q; 0,91 e 0,59 com o estoque na biomassa (Q) o que revela uma situação nova em trabalhos de balanço de energia pois isso indica que os fluxos de energia estão de alguma forma interligados com o estoque de energia no ambiente e as correlações mais interessantes encontradas neste estudo, não por serem as mais importantes, mas as que ainda não foram relatados em nenhum trabalho científico até o momento, o que torna este estudo inovador que são as correlações com a

cobertura do céu (k_t), 0,90 e 0,77 e com a emissão da atmosfera, 0,99 e 0,63, indicando que os estudos de LE e H são mais complexos do que se previa, pois estas duas variáveis depende estritamente das condições atmosféricas, ou seja, é independente da micrometeorologia local, portanto, são variáveis extra micrometeorológicas que influenciam o sistema e devem a partir de agora fazerem parte das análises para maior compreensão do comportamento das variáveis do sistema.

Para Souza Filho et al. (2006), à maior presença de nuvens aumenta a emissão da atmosfera, provocando no saldo de radiação, pois as nuvens são muito eficientes na absorção de ondas longas e, aja que a estação chuvosa é caracterizada por céu nublado na maioria dos dias, faz com haja maior absorção de energia por parte das nuvens, inclusive da própria energia emitida pelo solo, o que dificulta o resfriamento da superfície, aumentando assim os fluxos LE e H, o que justifica a correlação entre essas variáveis.

No período seco as correlações com LE e H, respectivamente, alcançaram os valores de 0,93 e 0,78 com R_g ; 0,99 e 0,79 com R_n ; 0,68 e 0,78 com T; 0,64 e 0,41 com DPV; 0,78 e 0,71 com UR; 0,67 e 0,85 com q; 0,97 e 0,26 com Q; 0,96 e 0,65 com E_a e 0,94 e 0,54 com k_t . Assim como no período chuvoso, o período seco apresentou um grande número de variáveis correlacionadas com LE e H, o que indica que é um padrão do ambiente. Nesse período também apareceu correlações consideráveis entre LE, H e a emissão da atmosfera e a cobertura do céu, indicando que essas dois fatores (k_t e E_a) influenciam diretamente o ambiente nos dois períodos estudados e estão diretamente ligados a partição de energia do sistema.

Devido à alta complexidade e dependência de inúmeras variáveis para LE e H, é necessário, buscar ferramentas ou até mesmo teorias que lidam com tal situação, como é o caso dos estudos para sistemas abertos. Segundo Camargo (2005), a teoria geral dos sistemas é um importante campo metodológico que se propõe, entre outras coisas, suplantar a fragmentação e perceber os fenômenos a partir de sua interconectividade holística, procura compreender a amplitude das questões, ou seja, busca o entendimento do todo e não das partes de forma isolada. Trabalhos como o de Prado (2012) traz já discussões a respeito de acoplamento de variáveis na Floresta Amazônica.

Os estudos realizados com dados meteorológicos em Floresta Amazônica, Pantanal e Cerrado são geralmente por meio da análise. De acordo com Diniz et al.

(2008), ao analisar uma série temporal, deseja-se modelar o fenômeno estudado para descrever seu comportamento, fazer estimativas e avaliar quais os fatores que influenciaram o comportamento da série, definindo relações de causa e efeito entre duas ou mais séries.

Silva (2011), estudando a Floresta de Transição Amazônia-Cerrado conclui que devido ao fato das variáveis meteorológicas apresentarem mesmos períodos dominantes, existe um acoplamento estrutural entre elas, onde uma variável pode influenciar mutuamente a dinâmica das demais e do sistema.

Assim, por mais que as análises feitas sobre os componentes do balanço de energia bem como o balanço de energia apresentem certa previsibilidade, uma análise de dados experimentais leva a conclusão de que o comportamento desses fenômenos são mais complexos do que se poderia intuir, e necessitam de uma visão pluralística e interdisciplinar do mundo físico. Esta visão pode acomodar diferentes tipos de fenômenos coexistentes lado a lado, condicionados das formas mais variadas, e inter-relacionando suas diversas partes com os mais diversos sistemas. (CAPRA, 2006)

Gonçalves (2011), estudando três biomas conclui que a presença de água torna a característica que mais fundamentalmente diferencia os três ecossistemas estudados, produzindo o acoplamento entre as variáveis. Assim, pode-se levantar a hipótese de que a presença de água num ecossistema (que é) tem o efeito de produzir acoplamento entre as variáveis do sistema.

Tudo isso corrobora para a ideia de que a configuração do sistema em questão estabelece interrelações entre as variáveis micrometeorológicas componentes do ambiente o que implica numa alta complexidade do funcionamento desses ecossistemas. Assim sendo, a maior compreensão dos fenômenos e fatores que permeiam a regulação bem como a manutenção do sistema só poderão ser passíveis de compreensão e de análise ao se reportar ao sistema como um todo e não somente parte desse sistema, pois variáveis como LE e H carregam consigo informações valiosas de outras variáveis ambientais que influenciam e são influenciadas diretamente pela dinâmica do sistema.

Assim, de acordo com os resultados deste trabalho e de outros anteriores que buscam a complementação das pesquisas ambientais, principalmente as que tratam de fluxos de energia entre a superfície e a atmosfera e entre os ecossistemas devem se atentar ao fato de trazer em discussão as análises do sistema como um todo, como

recomendação que passem a utilizar ferramentas e metodologias pautadas na teoria dos Sistemas Dinâmicos (Teoria da Complexidade) na tentativa de se desenvolver trabalhos com a maior quantidade de informações possíveis para a descrição dos sistemas ambientais.

Espera-se que estudos posteriores a este, possam evidenciar ou não os resultados, bem como as discussões aqui apresentadas. Vale salientar que tais resultados e discussões precisam ser averiguados nos anos que se seguem de forma que o número de dados ainda são insuficientes para uma solução definitiva a respeito da dinâmica dos dois biomas considerados, sendo, portanto este, indicativos e um complemento para um possível entendimento da dinâmica dos ecossistemas.

5. CONCLUSÃO

Os padrões de LE e H no Cerrado são caracterizados por maiores valores de LE no período chuvoso e maiores valores de H nos períodos secos. Esses dois fluxos foram responsáveis por mais de 80% da partição de energia em todos os períodos estudados. Enquanto que no Pantanal, os valores de LE mostram-se maiores em todos os períodos, inclusive no período seco. O somatório entre LE e H acima de 90% do Rn em todos os períodos.

Os valores de LE no Cerrado tiveram diferenças significativas entre os períodos sazonais (chuvoso e seco) e em praticamente entre todos os períodos inter-sazonais (chuvoso-chuvoso, seco-seco). Quanto aos valores de H, mostraram-se diferenças sazonais e inter-sazonais entre os períodos chuvosos de 2009/2010 com 2010/2011 e 2011/2012, porém não houve diferenças significativas entre os períodos chuvosos de 2010/2011 e 2011/2012e entre os períodos secos de 2009 com 2010 e 2011 e sem diferenças significativas entre 2010 e 2011.

No Pantanal, houve diferenças significativas nos valores de LE entre os períodos chuvoso-chuvoso (inter-sazonalidade) e entre os períodos chuvoso-seco (sazonalidade) durante os quatro anos de estudo. Quanto aos valores de H, não diferiram significativamente nos períodos chuvosos de 2007 e 2008 e diferiram nos períodos chuvosos dos demais anos, quanto ao período seco não houve diferenças nos valores de H entre os anos de 2007 e 2008 e entre 2009 e 2010, porém com diferenças entre 2007/2008 e 2009/2010, o que indica que ainda não se define um padrão para H nas inter-sazonalidade.

Quanto às correlações entre LE, H e outras variáveis micrometeorológica tem-se as seguintes considerações: no Cerrado, as correlações são em si não significativas, com exceção das correlações com os fluxo de energia (R_g , R_n) e com o índice de claridade (K_t), já no Pantanal as correlações são significativas com um número de 8 variáveis, R_n , R_g , DPV, T, UR, e_s , E_a e K_t , sendo que as correlações com E_a e K_t no Pantanal bem como com K_t no Cerrado são resultados novos não encontrados até então na literatura.

As correlações encontradas entre LE, H e as variáveis micrometeorológicas descrevem uma dinâmica de inter-relações que vão além dos fenômenos microclimáticos, possibilitando uma linha tênue entre os fatores micro e macro no Cerrado e no Pantanal.

6. RECOMENDAÇÕES DE TRABALHOS FUTUROS

- Utilização de ferramentas que levem em consideração a situação de causalidade nos fluxos de energia no Cerrado e no Pantanal de Mato Grosso
- Realizar estudo de LE e H e o ambiente através da análise de sistemas dinâmicos, levando em consideração fatores como acoplamento estrutural, autorregulação do sistema, etc..
- Desenvolver modelo(s) que descrevam as interações e o acoplamento entre LE, H e as variáveis micro e macrometeorológicas no Cerrado e no Pantanal.

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.
- ALHO, C.J.R. & MARTINS, E.S. **De Grão em Grão, o Cerrado Perde Espaço (Cerrado - Impactos do Processo de Ocupação).** WWF- Fundo Mundial para a Natureza. Brasília. WWF, Brasília. 1995.
- AMADOR, G. A. **Composição florística e caracterização estrutural de duas áreas de Carandazais nas sub-regiões do Miranda e Nabileque, Pantanal sul mato-grossense, Brasil.** 2006. 55p. Dissertação (Mestrado em Ecologia e Conservação), Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, 2006.
- AMATYA, D.M., SKAGGS, R.W., GREGORY, J.D. **Comparison of methods for estimating REF-ET.** ASCE Journal of Irrigation and Drainage Engineering 121 (6), 427–435., 1995.
- AMATYA, D.M., SKAGGS, R.W., CHESCHIER, G.W., FERNANDEZ, G.P. **Solar and net radiation for estimating potential evaporation from three vegetation canopies.** Presentation at the 2000 ASAE Annual International Meeting, Paper No: 002135.
- AMATYA, D.M., SKAGGS, R.W. **Hydrologic modeling of pine plantations on poorly drained soils.** Forest Science 47, 103–114., 2000., 2001.
- AMIRO, B. **Measuring boreal forest evapotranspiration using the energy balance residual.** Journal of Hydrology 366 112–118, 2009.

ANGELL, R.F.; SVEJCAR, T.; BATES, J.; SALIENDRA, N.Z.; JOHNSON D.A. **Bowen ratio and closed chamber carbon dioxide flux measurements over sagebrush steppe vegetation.** Agricultural and Forest Meteorology, v.108, p.153-161, 2001.

ANTUNES JÚNIOR, M. Z. **Influência de variáveis microclimáticas no balanço de energia e intercâmbio gasoso em área de Pastagem no cerrado mato-grossense.** 101p. Dissertação (Mestrado em Agricultura Tropical) – Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária, Universidade Federal do Mato Grosso, Cuiabá, 2010.

ARNDT, J.L., RICHARDSON, J.L. **Temporal variations in the salinity of shallow groundwater from the periphery of some North Dakota wetlands (USA).** J. Hydrol. 141, 75–105, 1993.

ARRUDA, J. C. **Estudo do fechamento do balanço de energia pelo método de covariância de vórtices turbulentos em uma floresta de transição em Mato Grosso.** Cuiabá, 2011, 135f. Tese (Doutorado em Física Ambiental); Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology.** 2. ed London: Academic Press, 2001. 402p.

AVISSAR R. **Which type of soil–vegetation–atmosphere transfer scheme is needed for general circulation models: a proposal for a higher-order scheme.** J Hydrol.; 212/213: 136–54, 1998.

AWAL, M. A.; ISMAIL, W. I. W.; HARUN, M. H.; ENDAN, J. **Methodology and measurement of radiation interception by quantum sensor of the oil palm plantation.** Songklanakarin Journal of Science and Technology, v. 27, 1083-1093, Setembro/Outubro, 2005.

BALA, G., CALDEIRA, K., WICKETT, M., PHILLIPS, T.J., LOBELL, D.B., DELIRE, C., MIRIN, A. **Combined climate and carbon-cycle effects of large-scale deforestation.** Proceedings of the National Academic Sciences United States America 104, 6550., 2007.

BARBIERO, L., DE QUEIROZ NETO, J.P., CIORNEI, G., SAKAMOTO, A.Y., CAPELLARI, B., FERNANDES, E., VALLES, V. **Geochemistry of water and ground water in the Nhecolândia, Pantanal of Mato Grosso, Brazil: variability and associated processes.** Wetlands 22, 528–540., 2002.

BARNETT, T.P., PIERCE, D.W., HIDALGO, H.G., BONFILS, C., SANTER, B.D., DAS, T., BALA, G., WOOD, A.W., NOZAWA, T., MIRIN, A.A., CAYAN, D.R.,

DETTINGER, M.D. **Humaninduced changes in the hydrology of the western United States.** Science 319, 1080–1083. doi:10.1126/science.1152538., 2008.

BASTABLE, H.G.; SHUTTLEWORTH, W.J.; DALLAROSA, R.L.G.; FISCH, G.; NOBRE, C.A. **Observations of climate, albedo and surface radiation over cleared and undisturbed Amazonian Forest.** International Journal of Climatology, v. 13, p. 783-796, 1993.

BELLAVER, V. **Difusividade Térmica do Solo em Área Monodominante de Cambará no Norte do Pantanal Mato-Grossense.** 2010. 70p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Universidade Federal de Mato-Grosso – MT, 2010.

BETTS, A.K.; DESJARDINS, R.L.; WORTH, D. **Impact of agriculture, forest and cloud feedback on the surface energy budget in BOREAS.** Agricultural and Forest Meteorology, v.142, p.156-169, 2007.

BIUDES, M.S.; CAMPELO JÚNIOR, J.H.; NOGUEIRA, J.S.; SANCHES, L. **Estimativa do balanço de energia em cambarazal e pastagem no norte do pantanal pelo método da razão de Bowen.** Revista Brasileira de Meteorologia, v.24, n.2, p.135-143, 2009.

BISHT, G., VENTURINI, V., ISLAM, S., JIANG, LE. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days. **Remote Sensing of Environment**, n. 97, p. 52-567, 2005.

BIUDES, M.S. **Balanço de Energia em área de vegetação monodominante de cambará e pastagem no norte do pantanal.** 2008. 142p. Tese (Doutorado em agricultura tropical). Faculdade de Agronomia e medicina veterinária, Universidade Federal de Mato Grosso, 2008.

BOSCH, J.M., HEWLETT, J.D. **A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration.** Journal of Hydrology 55, 3–23., 1982.

BURGESS, S.S.O., ADAMS, M.A., TURNER, N.C., ONG, C.K. **The redistribution of soil water by tree root systems.** Oecologia 15, 306–311., 1998.

BREDÁ, N. J. J. **Ground-based measurements of leaf area index: a review of methods, instruments and current controversies.** Journal of Experimental Botany, v. 54, 2403-2417, Novembro, 2003

BREKKE, L.D., KIANG, J.E., OLSEN, J.R., PULWARTY, R.S., RAFF, D.A., TURNIPSEED, D.P., WEBB, R.S., WHITE, K.D. **Climate change and water**

resources management – a federal perspective, US Geological Survey Circular 1331, 65 pp., 2009.

BUSCH, J. **Canopy transpiration rates in eutrophic wetlands dominated by sedges (*Carex* spp.) differ in a species specific way**. Phys. Chem. Earth Part B 25, 605–610., 2000.

CAMARGO, L. H. R. **A ruptura do meio ambiente**: Conhecendo as mudanças ambientais do planeta através da uma nova percepção da ciência: a geografia da complexidade. 1. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2005. 240p.

CAPRA, F. **A teia da vida**. 10. ed. São Paulo: Cultrix, 2006. 256p.

CARRILHO S., F.J. **Modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica no Cerrado Mato-grossense**. 2011. 151f. Tese (Doutorado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2011.

CARVALHO FP, VILLENEUVE JP, CATTINI C, RENDON J, DE OLIVEIRA JM. **Ecological risk assessment of PCBs and other organic contaminant residues in Laguna de Terminos**, Mexico. Ecotoxicology 2009;18:403–16.

CASTELNOU, M. N.; FLORIANI, D.; VARGAS, I. A.; DIAS, J. B. **Sustentabilidade socioambiental e diálogo de saberes: o Pantanal mato-grossense e seu espaço vernáculo como referência**. Desenvolvimento e Meio Ambiente, Editora UFPR, n. 7, p. 41-67, jan/jun. 2003.

CHAPIN, F.S., MATSON, P.A., MOONEY, H.A. **Principles of Terrestrial Ecosystem Ecology**, first ed. Springer, New York., 2002.

CHEN, J.H., KAN, C.E., TAN, C.H., SHIH, S.F. **Use of spectral information for wetland evapotranspiration assessment**. Agric. Water Manag. 55, 239–248., 2002.

CHEN ZM, CHEN B, ZHOU JB, LI Z, ZHOU Y, XI XR, et al. **A vertical subsurface-flow constructed wetland in Beijing**. Commun Nonlinear Sci Numer Simul 2008;13:1986–97.

CHEN B, CHEN ZM, ZHOU Y, ZHOU JB, CHEN GQ. **Energy as embodied energy based assessment for local sustainability of a constructed wetland in Beijing.** Commun Nonlinear Sci Numer Simul 2009;14:622–35.

COMASTRI FILHO, J.A.; POTT, A. **Introdução e avaliação de forrageiras em “cordilheiras” semidesmatada na sub-região da Nhecolândia, Pantanal Matogrossense.** Pesquisa Agropecuária Brasileira, v.33, n.5, 1998.

COUTINHO, L. M. O conceito de cerrado. **Revista Brasileira de Botânica** 1, 17-23, 1978.

CONTI, T.; **Avaliação do método do balance da camada-limite para a estimativa de fluxos turbulentos noturnos.** Dissertação de Mestrado. Santa Maria, RS. 2006.

COUTINHO, L. M. **Fire in the Tropical Biota-Ecosystem Processes and Global Challenges.** J. G. Goldammer Editions - Ecological Studies, vol. 8A. Springer Verlag, Berlin, 1990.

COSTANZA R, FARBER SC, MAXWELL J. **Valuation and management of wetland ecosystems.** Ecol Econ 1989;1:335–61.

COSTANZA R, D'ARGE R, DE GROOT, FARBER S, GRASSO M, HANNON B, et al. **The value of the world's ecosystem services and natural capital.** Nature 1997;387:253–60.

CURADO, L.F.A. **Estimativa sazonal da emissividade atmosférica no norte do Pantanal Mato-grossense.** 2011. 70p. Tese (Mestrado em Física Ambiental). Programa de Pós Graduação em Física Ambiental, Universidade Federal de Mato Grosso, 2008.

CURADO, L. F. A., RODRIGUES, T. R., BIUDES, M. S., DE PAULO, S. R., DE PAULO I. J. C., NOGUEIRA, J. S. **Estimativa Sazonal da Emissividade Atmosférica Através da Equação de Brutsaert no Norte do Pantanal Mato-Grossense.** Ciência e Natura, Vol. 33, No. 2, 2011, pp. 167-180.

CURRIE, D.J. **Energy and large-scale patterns of animal and plant species**

richness. The American Naturalist 137 (1), 27–49., 1991.

DANELICHEN, V.H.M., MACHADO, N.G., BIUDES, M.S., SOUZA, M.C. **TRMM satellite performance in estimated rainfall over the midwest region of Brazil.** submetido à Revista Brasileira de Climatologia, dia março de 2013.

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

DALLACORT, R., RICIERI, R. P., SILVA, S. L., FREITAS, P. S. L., SILVA, F. F. Análise do comportamento de um actinógrafo bimetálico (R. Fuess-Berlin-Steglitz) em diferentes tipos de cobertura do céu. **Acta Scientiarum Agronomy**, v.26, n.4, p.413-419, 2004.

DAMASCENO-JÚNIOR G.A, SEMIR J., DOS SANTOS F.A.M, de Leitão-Filho HF. **Structure, distribution of species and inundation in a riparian forest of rio Paraguai, Pantanal, Brazil.** Flora 200:119–135, 2005.

DONOVAN, L.A., GRISE, D.J., WEST, J.B., PAPPERT, R.A., ALDER, N.N., RICHARDS, J.H. **Predawn disequilibrium between plant and soil water potentials in two colddesert shrubs.** Oecologia 120, 209–217., 1999.

DREXLER, J.Z., SNYDER, R.L., SPANO, D., PAW, K.T.U. **A review of models and micrometeorological methods used to estimate wetland evapotranspiration.** Hydrological Processes 18, 2071–2101., 2004.

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.

DINIZ, G.L.; FONSECA, M.; CAMPELO, J.H. **Análise Harmônica do Regime de Precipitação em duas Localidade da Baixada Cuiabana.** Biomatemática. v.18, n.18, p.37-48. 2008.

EASTHAM, J., ROSE, C.W., CAMERON, D.M., RANCE, S.J., TALSMA, T. **The effect of tree spacing on evaporation from an agroforestry experiment.** Agricultural and Forest Meteorology 42, 355–368., 1988.

EHLERINGER, J.R., OSMOND, C.B. **Stable isotopes.** in: pearcy, r.w., ehleringer, j., mooney, h.a., rundel, p.w. (eds.), **plant physiological ecology: field methods and instrumentation.** chapman and Hall, London, pp. 281–300., 1989.

EITEN, G. Vegetação do Cerrado. Pp. 17-73. In: M. N. Pinto (Org.). **Cerrado: Caracterização, Ocupação e Perspectivas.** Editora Universidade de Brasília. Brasília. 1994.

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 (2011) 188–194.

EWERS, B.E., MACKAY, D.S., GOWER, S.T., AHL, D.E., BURROWS, S.N., SAMANTA, S. **Tree species effects on stand transpiration in Northern Wisconsin.** Water Resources Research 38 (7) , 2002, doi:10.1029/2001WR000830.

FINLAYSON, C.M., D'CRUZ., R. **Inland Water Systems. Millennium Ecosystem Assessment.** Conditions and Trends, vol. 2. Island Press, Washington DC, USA., 2005. FARIA, S.E.M.; MEIRELLES, M.L.; FRANCO, A.C.; NOGUEIRA, J.L.M.; GUERRA, A.F.; MANZI, A.O. **Balanço de energia em cultivo de milho no cerrado.** Revista Brasileira de Agrometeorologia, v.12, n.2, p.227-233, 2004.

FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L.A.T.; SILVA DIAS, M.A.F.; LYRA, R.F.F.; NOBRE, C.A.; DOLMAN, A.J., AND GASH, J.H.C.; **The convective boundary layer over pasture and Forest in Amazonia.** Springer Wien, Theoretical and Applied Climatology, v.78, 47-59. 2004.

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

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.

GALVÃO, J. A. C.; FISCH, G. **Balanço de radiação em área de pastagem na Amazônia.** Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, v.8, n. 1, p. 1-10, 2000.

GERALDO-FERREIRA, A., SORIA-OLIVAS, E., GÓMEZ-SANCHIS, J., SERRANO-LOPEZ, A.J., VELAZQUEZ-BLAZQUEZ, A., LÓPEZ-BAEZA, E. **Expert Systems with Applications.** Expert Systems with Applications 38 (2011) 14190–14195

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.

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 Brazilian savannas with contrasting tree density. Agricultural and Forest Meteorology 149, 1365-1376., 2009.

GONÇALVES, M. R. P. - Determinação de frequências dominantes de dados micrometeorológicos relacionados a fenômenos naturais em três ecossistemas de Mato Grosso, 120 f. Tese (Doutorado em Física Ambiental) - Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso. Cuiabá, MT, 2011.

GOUDRIAAN, J. The bare bones of leaf-angle distribution in radiation models for canopy photosynthesis and energy exchange. Agricultural and Forest Meteorology, v. 43, 155-169, Julho, 1988.

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

GRAY, S.T., MCCABE, G.J. A combined water balance and tree ring approach to understanding the potential hydrologic effects of climate change in the central Rocky Mountain region. Water Resources Research 46, W05513., 2010. doi:10.1029/2008WR007650.

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.

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.

HARES, M.A., NOVAK, M.D. Simulation of surface energy balance and soil temperature under strip tillage. I. Model description. Soil Sci. Soc. Am. J. 56, 22–29, 1992.

HASLAM SM. Understanding wetlands: fen, bog, and marsh. London: Taylor & Francis; 2003.

HEITOR, A.; BIGA, A. J.; ROSA, R. **Thermal Radiation Components of the Energy Balance at the Ground.** Agricultural and Forest Meteorology, v. 54, n. 1, p. 29-48, 1991.

HENDERSON-SELLERS, B. **A new formula for latent heat of vaporization of water as a function of temperature.** Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 110, pp. 1186-1190, 1984.

HOFFMAN W.A., JACKSON R.B., **Vegetation-climate feedbacks in the conversion of tropical savanna to grassland.** Journal of Climate, v. 13, 1593-1602, 2000.

HOGG, E.H., HURDLE, P.A. **Sap flow in trembling aspen: implications for stomatal responses to vapor pressure deficit.** Tree Physiol. 17, 501–509., 1997.

JACKSON et al. **Belowground Consequences Of Vegetation Change And Their Treatment In Models.** Ecological Applications, Ecological Society of America v. 10, n. 2, p. 470–483 q 2000.

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

JACOBS, J.M., MERGELSBERG, S.L., LOPERA, A.F., MYERS, D.A. **Evapotranspiration from a wet prairie wetland under drought conditions:** Paynes Prairie Preserve, FL, USA. Wetlands 22., 2002, 374–385.

JI, J.. **A climate vegetation interaction model: simulating physical and biological processes at the surface.** J. Biogeogr. 22, 445–451, 1995.

JOLLY, I.D., WALKER, G.R., THORBURN, P.J. **Salt accumulation in semi-arid floodplain soils with implications for forest health.** J. Hydrol. 150, 589–614., 1993.

JOLLY, I.D., MCEWAN, K.L., HOLLAND, K.L. **A review of groundwater–surface water interactions in arid/semi-arid wetlands and the consequences of salinity for wetland ecology.** Ecohydrology 1, 43–58., 2008.

JONES, H.G.. **Stomatal control of photosynthesis and transpiration.** J. Exp. Bot. v.49, p.387-398. 1998

JONCKHEERE, I.; FLECK, S.; NACKAERTS, K.; MUYS, B.; COPPIN, P.; WEISS, M.; BARET, F. **Review of methods for in situ leaf area index determination Part I.**

Theories, sensors and hemispherical photography. Agricultural and Forest Meteorology, v. 121, 19-35, Janeiro, 2004.

JUANG, J.-Y., KATUL, G.G., SIQUEIRA, M.B.S., STOY, P.C., NOVICK, K.A. **Separating the effects of albedo from eco-physiological changes on surface temperature along a successional chronosequence in the Southeastern US.** Geophysical Research Letters 34 (L21408) , 2007, doi:10.1029/2007GL031296.

JUNK, W. J.; BAYLEY, P. B.; SPARKS, R. E. **The Flood Pulse Concept in River-Floodplain Systems. In: Proceedings of the International Large River Symposium (LARS), 1989.** Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences. Ottawa (Canada): ed. Dodge, p. 110-127, 1989.

JUNK, WJ, NUNES da CUNHA C. Pantanal: **a large South American wetland at a crossroads.** Ecological Engineering 24:391–401, 2005.

JUNK, WJ, NUNES da CUNHA C, Wantzen KM, Petermann P, Strüssmann C, Marques MI, Adis J. **Biodiversity and its conservation in the Pantanal of Mato Grosso, Brazil.** Aquatic Science 68:278–309, 2006.

KADLEC, R.H. **Water temperature and evapotranspiration in surface flow wetlands in hot arid climate.** Ecological Engineering, v. 26, p. 328–340, 2006.

KARAN, H.A.; PEREIRA FILHO, A.J. Revisão dos métodos de Penman e Penman-Monteith e sua aplicação a cânions urbanos. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.1, p.86-106, 2006.

KEDDY, P.A. **Wetland Ecology Principles and Conservation**, first ed. Cambridge University Press, New York., 2000.

KELLIHER, F.M.; LUENING, R.; RAUPACH, M.R.; SCHULZE, E. D. **Maximum conductances for evaporation from global vegetation types.** Agric. Forest Meteorology, v.73, p.1–16, 1995.

KING, J. C. **Longwave atmospheric radiation over Antarctica.** Antarctic Science. United Kingdom, 1996, vol. 08, n. 01, p. 105-109.

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

LAIO F. et al., **Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress. II. Probabilistic soil moisture dynamics.** Advances in Water Resources 24, pp 707-723, 2001.

LAFLEUR, P.M., HEMBER, R.A., ADMIRAL, S.W., ROULET, N.T. **Annual and seasonal variability in evapotranspiration and water table at a shrub-covered bog in southern Ontario, Canada.** Hydrol. Process. 19, 3533–3550., 2005.

LARCHER, W. **Ecofisiologia Vegetal.** São Carlos: Ed. Rima, 550 p. 2000.

JARVIS, P. G.; MCNAUGHTON, K.G., 1986. **Stomatal control of transpiration: scaling up from leaf to region.** Advances in Ecological Research, v. 15, p. 1-49, 1986.

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., JANSENS, 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.

LEITÃO, M. M. V. B. R. **Balanço de Radiação em três ecossistemas da Floresta Amazônica: campina, campinarana e mata densa.** 1994. 135p. (INPE 5587 - TDI/549). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, 1994.

LENTERS, J.D., CUTRELL, G.J., ISTANBULLUOGLU , E. SCOTT, D.T, HERRMAN, K.S, IRMAK, A., EISENHAUER, D.E. **Seasonal energy and water balance of a Phragmites australis-dominated wetland in the Republican River basin of south-central Nebraska (USA).** Journal of Hydrology 408 (2011) 19–34.

LINACRE, E.T., HICKS, B.B., SAINTY, G.R., GRAUZE, G., 1970. **The evaporation from a swamp.** Agric. Meteorol. 7, 375–386., 2005.

LINDER G, HAZELWOOD R, PALAWSKI D, BOLLMAN M, WILBORN D, MALLOY J, et al. **Ecological assessment for the wetlands at Milltown Reservoir, Missoula, Montana: characterization of emergent and upland habitats.** Environ Toxicol Chem 1994;13:1957–70.

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.

LOTT, R.B., HUNT, R.J. **Estimating evapotranspiration in natural and constructed wetlands.** Wetlands 21, 614–628., 2001.

LU, J., SUN, G., AMATYA, D.M., MCNULTY, S.G. **Modeling actual evapotranspiration from forested watersheds across the Southeastern United States.** Journal of American Water Resources Association 39, 887–896., 2003.

MAASS, J. M.; VOSE, J. M.; SWANK, W. T.; MARTINEZ-YRIZAR, A. **Seasonal changes of leaf area index (LAI) in a tropical deciduous forest in west Mexico.** Forest Ecology and Management, v. 74, 171-180, Junho, 1995.

MALHI, Y., PEGORARO, E., NOBRE, A.D., PEREIRA, M.G.P., GRACE, J., CULF, A.D., CLEMENT, R., **The energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest.** J. Geophys. Res., 107, LBA 45-1, 2002..

MARQUES FILHO, A. O. **Regime de radiação solar e características da vegetação – modelos de inversão.** Acta Amazônica, v. 27, n. 2, p. 119-134, 1997.

MARTIN M, DICKINSON RE, YANG ZL. **Use of a coupled land surface general circulation model to examine the impacts of doubled stomatal resistance on the water resources of the American southwest.** J Climate;12: 3359–75, 1999.

MATEUS, L.A.F.; PENHA, J.M.F.; PETRERE, M. **Fishing resource in the rio Cuiabá basin, Pantanal do Mato Grosso, Brazil.** Sociedade Brasileira de

Ictiologia, v.2, n.4, p.2117-227, 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.

MCCARTHY, T.S., MCIVER, J.R., VERHAGEN, B. **Groundwater evolution, chemical sedimentation and carbonate brine formation on an island in the Okavango Delta swamp, Botswana.** Appl. Geochem. 6, 577–595., 1991.

MCCARTHY, T.S., ELLERY, W.N., ELLERY, K. **Vegetation-induced, subsurface precipitation of carbonate as an aggradational process in the permanent swamps of the Okavango (delta) fan, Botswana.** Chem. Geol. 107, 111– 131., 1993.

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

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

MÉIO, B. B.; FREITAS, C. V.; JATOBA, L.; SILVA, M. E. F.; RIBEIRO, J. F.; HENRIQUES, R. P. B.; **Influência da flora das florestas Amazônica e Atlântica na vegetação do cerrado sensu stricto.** Revista Brasileira de Botânica, v.26, p.437- 444, 2003.

MEIRELLES, M.L; FARIAS, S.E.M; FRANCO, A.C. **Balanço de energia de uma pastagem cultivada no cerrado. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 81.** Planaltina-DF: EMBRAPA, 14 p, 2003.

MEYERS T.P., **A comparison of summertime water and CO₂ fluxes over rangeland for well watered and drought conditions.** Agricultural and Forest Meteorology,v.106, p205-214. 2001.

MILLY, P.C.D., BETANCOURT, J., FALKENMARK, M., HIRSCH, R.M., KUNDZEWICZ, Z.W., LETTENMAIER, D.P., STOUFFER, R.J. **Stationarity is dead: whither water management?** Science 319., 2008.

MINOR, M.A. **Surface energy balance and 24-h evapotranspiration on an agricultural landscape with SRF willow in central New York.** b i o m a s s and b i o energy 3 3 1 7 1 0 – 1 7 1 8 . 2 0 0 9 .

MITSCH WJ, GOSSELINK JG. **Wetlands**. 2nd ed. New York: Van Nostrand Reinhold; 1993.

MITSCH, W.J., AND GOSSELINK, J.G., 2007. **Wetlands**. (4th edn.), John Wiley & Sons Inc., New York.

MITTERMEIER R. A.; MYERS, N.; MITTERMEIER, C. **Hotspots: Earth's biologically richest and most endangered ecoregions**. CEMEX, Mexico City, 2000.

MOLION, L. C. B. **Um século e meio de aquecimento global**. Revista Ciência Hoje. Vol 18 Nº 107. p. 21-29, 1995.

MONTEITH, J. L. & UNSWORTH, M. H. **Principles of environmental physics**. 2th ed. New York: Edward Arnold., 291 p. 1990.

MOORE, C. J. & FISCH, G.; **Estimating heat storage in Amazonian tropical Forest**. Agricultural and. Forest Meteorology, v. 38, p. 147-169, 1986.

MUJUMDAR, P.P. **Implications of climate change for sustainable water resources management in India**. Physics and Chemistry of the Earth 33 (5), 354–358., 2008.

NIEUWOLT, S. **Tropical climatology**. Chischester: John Wiley, 1977, 207 p.

NKEMDIRIM, L. C. A note on the albedo of surfaces. **Journal of Applied Meteorology**, v. 11, n. 5, p. 867-874, 1972.

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

NOVAIS, J. W. Z; RODRIGUES, T. R., CURADO, L. F. A; de OLIVEIRA, A. G; PAULO, S. R; NOGUEIRA, J. S. **Sazonalidade da Condutividade Térmica do Solo**

no Norte do Pantanal Mato-Grossense. In XVII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia – Guarapari. Espírito Santo, Anais, 2011.

NOVICK, K.A., OREN, R., STOY, P.C., SIQUEIRA, M.B.S., KATUL, G.G. **Nocturnal evapotranspiration in eddy-covariance records from three co-located ecosystems in the Southeastern U.S.: Implications for annual fluxes.** Agric. Forest Meteorol. 149 1491–1504, 2009.

NOY-MEIER, I. **Desert ecosystems: environment and producers.** Ann Rev Ecol Syst, 4:25-51, 1973.

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.

OKE, T. R. - **Boundary Layer Climates.** London: Routledge, 1987.

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.

OLIVEIRA, I.A.; LIMA, J.R.S.; SILVA, I.F.; ANTONINO, A.C.D.; GOUVEIA NETO, G.C.; LIRA, C.A.B.O. **Balanço de energia em mamona cultivada em condições de sequeiro no Brejo Paraibano.** Revista Brasileira de Ciências Agrárias, v.4, n.2, p.185-191, 2009.

OREN, R., PHILLIPS, N., EWERS, B.E., PATAKI, D.E., MEGONIGAL, J.P. **Sap-flux-scaled transpiration responses to light, vapor pressure deficit, and leaf area reduction in a flooded Taxodium distichum forest.** Tree Physiol. 19, 337–347., 1999.

PAULIUKONIS, N., SCHNEIDER, R. **Temporal patterns in evapotranspiration from lysimeters with three common wetland plant species in the eastern United States.** Aquat. Bot. 71, 35–46., 2001.

PARMENTIER, F.J.W., VAN DER MOLEN, M.K., DE JEU, R.A.M., HENDRIKS, D.M.D., DOLMAN, A.J. **CO₂ fluxes and evaporation on a peatland in the Netherlands appear not affected by water table fluctuations.** Agric. For. Meteorol. 149, 1201–1208., 2009.

PAW, U.K.T., WHARTON, S., KOCHENDORFER, J. **Evapotranspiration: measuring and modeling.** Acta Hortic., 537–554., 2004.

PEACOCK, C.E., HESS, T.M. **Estimating evapotranspiration from a reed bed using the Bowen ratio energy balance method.** Hydrological Processes 18, 247–260., 2004.

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

PEREZ, P.J; CASTELLVI, F; IBAÑEZ, M; ROSELL, J.I; **Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes.** Agricultural and Forest Meteorology, 97, p.141-150, 1999.

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

EZZOPANE, J.E.M.; PEDRO JÚNIOR, M.J.; ORTOLANI, A.A.; MEYER, N. **Radiação líquida e temperatura de folha no interior de estufa com cobertura plástica, durante o período noturno.** Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, v.3, p.1-4, 1995.

PIELKE, R.A., ADEGOKE, J., BELTRA' N-PRZEKURAT, A., HIEMSTRA, C.A., LIN, J., NAIR, U.S., NIYOGI, D., NOBIS, T.E. **An overview of regional land-use and land-cover impacts on rainfall, 2007.** Tellus B 59 (3), 587–601., 2007.

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.

PRADO, M.F. **Modelagem primária da temperatura do ar em uma Floresta de transição Amazônia-Cerrado no Norte de Mato Grosso.** 2011. 80p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental). Programa de Pós Graduação em Física Ambiental, Universidade Federal de Mato Grosso, 2011.

RESTREPO, N.C., ARAIN, M.A. **Energy and water exchanges from a temperate pine plantation forest.** Hydrological Processes 19, 27–49., 2005.

PRIGOGINE, I.; NICOLAS, G. **Self-Organization in Non-Equilibrium Systems.** USA: 1^a ed. John Wiley & Sons, 490p. 1997.

SHOEMAKER WB, SUMNER DM. **Alternate corrections for estimating actual wetland evapotranspiration from potential evapotranspiration.** Wetlands 26:528–543, 2006.

RANA, G., KATERJI, N. **Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review.** Eur. J. Agron. 13, 125–153., 2000.

RIBEIRO, J. B. M. **Análise comparativa das características microclimáticas entre áreas de floresta e de pastagem na Amazônica.** 1994. 67f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 1994.

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

ROBINSON, N.; **Solar radiation.** Elsevier Publication Co., Amsterdam, 347 p. 1966.

ROCHA, A.V., GOULDEN, M.L. **Large interannual CO₂ and energy exchange variability in a freshwater marsh under consistent environmental conditions.** J. Geophys. Res. 113, G04019., 2008.

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.

ROSENBERY, D.O., STANNARD, D.I., WINTER, T.C., MARTINEZ, M.L . **Comparison of 13 equations for determining evapotranspiration from a prairie wetland, Cottonwood Lake area, North Dakota, USA.** Wetlands 24, 483–497., 2004.

ROSENBERG, N., BLAD, B. L., VERMA, S. B. **Microclimate: The biological environment.** 2 Edition, Lincoln – Nebraska: John and Sons, 495p., 1983.

ROSENZWEIG C. Land-surface model development for the GISS-GCM. *J Climate*;10:2040–54, 1997.

RUNYAN, C.W., D'ODORICO, P. Ecohydrological feedbacks between salt accumulation and vegetation dynamics: Role of vegetation–groundwater interactions. *Water Resour. Res.* 46, W11561., 2010.

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.

SANCHES L, VOURLITIS G.L, ALVES M.C, PINTO JUNIOR O.B, NOGUEIRA J.S **Seasonal Patterns of Evapotranspiration for a Vochysia divergens Forest in the Brazilian Pantanal.** *Wetlands* 31:1215–1225, 2011. DOI 10.1007/s13157-011-0233-0

SANCHES-LOREZO, A., CALBÓ, J., WILD M **Global and diffuse solar radiation in Spain: Building a homogeneous dataset and assessing their trends.** *Global and Planetary Change* 100 (2013) 343–352

SALAMA, R.B., FARRINGTON, P., BARTLE, G.A., WATSON, G.D. **The chemical evolution of groundwater in a first-order catchment and the process of salt accumulation in the soil profile.** *J. Hydrol.* 143, 233–258., 1993.

SAVAGE, M.J.; EVERSON, C.S.; METELERKAMP, B.R. **Bowen ratio evaporation measurement in a remote montane grassland: Data integrity and fluxes,** *Journal of Hydrology*, v.376, n. 2, p.249-260, 2009.

SCHEDLBAUER, J.L. STEVEN F. OBERBAUER A,B, GREGORY STARR C, KRISTINE L. JIMENEZ. **Controls on sensible heat and latent energy fluxes from a short-hydroperiod Florida Everglades marsh.** *Journal of Hydrology* xxx (2011) xxx–xxx

SCHOLZ, F.G., BUCCI, S.J., GOLDSTEIN, G., MEINZER, F.C., FRANCO, A.C., MIRALLES-WILHELM, F. **Removal of nutrient limitations by long-term fertilization decreases nocturnal water loss in savanna trees.** *Tree Physiol.* 27, 551–559., 2007.

SCHULZE, E.D., CERMAK, J., MATYSSEK, R., PENKA, M., ZIMMERMANN, R., VASICEK, F., GRIES, W., KUCERA, J. **Canopy transpiration and water fluxes in the xylem of the trunk of Larix and Picea trees – a comparison of xylem flow, porometer and cuvette measurements.** *Oecologia* 66, 475–483., 1985.

SCIBEK, J., ALLEN, D.M. **Modeled impacts of predicted climate change on recharge and ground water levels.** *Water Resources Research* 42, W11405. doi:10.1029/2005WR004742., 2006.

SEAGER, R., TING, M., HELD, I., KUSHNIR, Y., LU, J., VECCHI, G., HUANG, H.-P., HARLIK, N., LEETMAA, A., LAU, N.-C., LI, C., VELEZ, J., NAIK, N. **Model projections of an imminent transition to a more arid climate in southwestern North America.** Science 316, 1181–1184. doi:0.1126/science.1139601., 2007.

SERRAT-CAPDEVILA, A., VALDÉS, J.B., GONZÁLEZ PÉREZ, J., BAIRD, K., MATA, L.J., MADDOCK III, T. **Modeling climate change impacts – and uncertainty – on the hydrology of a riparian system: the San Pedro Basin (Arizona/Sonora).** Journal of Hydrology 347, 48–66. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.08.028., 2007.

SETTE, D. M. **O holoritmo e as interações trópico extratropical na gênese do clima e as paisagens do Mato Grosso.** Tese de doutorado Departamento de Geografia USP, São Paulo. 2000.

SETTE, D. M. **Os climas do cerrado do Centro-Oeste.** In: Revista Brasileira de Climatologia. Presidente Prudente, v.1, n.1, dez. 2005. 29-42 p.

SHIMOYAMA, K., HIYAMA, T., FUKUSHIMA, Y., INOUE, G. **Seasonal and interannual variation in water vapor and heat fluxes in a West Siberian continental bog.** J. Geophys. Res., 108. ACL 14., 2003.

SHUKLA, J., MINTZ, Y. **Influence of land-surface evapotranspiration on the Earth's climate.** Science 215, 1498–1501., 1982.

SHUTTLEWORTH, W.J. **Evaporation from Amazonian Rainforest.** Proceedings of the Royal Society of London (Series B), v. 233, p. 321-346, 1988.

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

SILVA, S. T. **Consistência dos períodos dominantes das variáveis micrometeorológicas da floresta de transição no norte de Mato Grosso utilizando a Análise de Fourier.** Cuiabá, 99f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) – Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, 2011.

- SNYDER, K.A., RICHARDS, J.H., DONOVAN, L.A. **Night-time conductance in C-3 and C-4 species: do plants lose water at night?** *J. Exp. Bot.* 54, 861–865., 2003.
- SOKAL, R.R.; ROHLF, F.J. **Biometry**. W.H. Reeman and Company. New York, 887p. 1998.
- SONNENTAG, O.; TALBOT, J.; CHEN, J.M.; ROULET, N.T. **Using direct and indirect measurements of leaf area index to characterize the shrub canopy in an ombrotrophic peatland**. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 144, 200-212, Junho, 2007.
- SOPHOCLEOUS, M. **Interactions between groundwater and surface water: the state of the science**. *Hydrogeol. J.* 10, 52–67, 2002.
- SOUCHE, C., WOLFE, C.P., GRIMMOND, C.S.B. **Wetland evaporation and energy partitioning: Indiana Dunes National Lakeshore**. *Journal of Hydrology* 184, 189–208., 1996.
- SOUZA, J. L. de & ESCOBEDO, **Balanço de radiação em cultivos de feijão-vagem com e sem cobertura polietileno**. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v.32, n.1, p.1- 15, 1997.
- SOUZA FILHO, J. D. Da C. **Variação sazonal dos componentes do balanço de radiação e energia sobre a floresta de Caxiuanã**. 2002. 67 f, Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola), Universidade Federal de Viçosa, 2002.
- SOUZA FILHO, J. D. C., RIBEIRO, A., COSTA, M. H., COHEN, J. C. P., DA ROCHA, E. J. P. **Variação sazonal do balanço de radiação em uma floresta tropical no Nordeste da Amazônia**. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.21, n.3b, 318 330, 2006.
- 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.
- SUD YC, WALKER GK, KIM JH, LISTON GE, SELLERS PJ, LAU WKM. **Biogeophysical consequences of a tropical deforestation scenario: a GCM simulation study**. *J Climate*; 9:3225–47, 1996.
- STULL, R. B. **An Introduction to Boundary-Layer Meteorology**. Dordrecht, NL: Kluwer Academic Press, 1988.

SUN, G., MCNULTY, S.G., MOORE MYERS, J.A., COHEN, E.C. **Impacts of multiple stresses on water demand and supply across the Southeastern United States.** Journal of American Water Resources Association 44 (6), 1441–1457., 2008a.

SZWED, M., KARG, G., PINSKWAR, I., RADZIEJEWSKI, M., GRACZYK, D., KEDZIORA, A., KUNDZEWICZ, Z.W. **Climate change and its effect on agriculture, water resources and human health sectors in Poland.** Natural Hazards and Earth Systems Sciences 10 (8), 1725–1737., 2010.

TAKAGI, K.; MIYATA, A.; HARAZONO, Y.; OTA, N.; KOMINE, M.; YOSHIMOTO, M.; **An alternative approach to determining zero-plane displacement, and its application to a lotus paddy field.** Agricultural and Forest Meteorology, v. 115, n. 3/4, p. 173-181, 2003.

TODD, R.W.; EVETT, S.R.; HOWELL, T.A. **The Bowen ratio-energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in a semiarid, advective environment.** Agricultural and Forest Meteorology, v.103, p.335-348, 2000. PEREIRA, A.R.; VILLA NOVA, N.A.; SEDIYAMA, G.C. **Evapotranspiração.** 1. ed. Piracicaba, SP: FEALQ, 183p, 1997.

VAREJAO-SILVA MA, FRANCHITO SH, RAO VB. **A coupled biosphere-atmosphere climate model suitable for studies of climate change due to land surface alterations.** J Climate; 11:1749–67, 1998.

VERSTRAETEN, W.W., VEROUSTRAETE, F., FEYEN, J. **Assessment of evapotranspiration and soil moisture content across different scales of observation.** Sensors 8, 70–117., 2008.

VALANTZAS, J.D. **Simplified versions for the Penman evaporation equation using routine weather data.** J. Hydrol. 331, 690–702., 2006.

VIANELLO, R. L. & ALVES, A. R. **Meteorologia Básica e Aplicações.** Universidade Federal de Viçosa. Imprensa Universitária, Viçosa, 1991.

VILANI, M.T.; SANCHES, L.; PINHEIRO, M.R; JUNIOR, O.B.P.; Estimativa da radiação de onda longa incidente em uma floresta semidecídua tropical da Bacia Amazônica. **Ciência e Natura,** UFSM, 32(1): 65 - 81, 2010

VOURLITIS, G.L.; NOGUEIRA, J.S.; PRIANTE FILHO, N.; HOEGER, W.; RAITER, F.; BIUDES, M.S.; ARRUDA, J.C.; CAPISTRANO, V.B.; FARIA, J.L.B.; LOBO, F.A. **The sensitivity of diel CO₂ and H₂O vapor exchange of tropical transitional forest to seasonal variation in meteorology and water availability.** Earth Interactions, v.9, p.1-23, 2005.

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.** Theor. Appl. Climatol. 78, 5–26., 2004.

VON RANDOW, R. C. S. & AVALÁ, R. C. S. Estimativa Da Radiação De Onda Longa Atmosférica No Pantanal Sul Mato-Grossense Durante Os Períodos Secos De 1999 E 2000. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3b, 398-412, 2006.

WARD, E.J., OREN, R., SIGURDSSON, B.D., JARVIS, P.G., LINDER, S. **Fertilization effects on mean stomatal conductance are mediated through changes in the hydraulic attributes of mature Norway spruce trees.** Tree Physiol. 28, 579–596., 2008.

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.

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.

WOESSNER, W.W. **Stream and fluvial plain groundwater interactions: Rescaling hydrogeologic thought.** Ground Water 38, 423–429., 2000.

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

WULLSCHLEGER, S.D., MEINZER, F.C., VERTESSY, R.A. **A review of whole-plant water use studies in trees.** Tree Physiology 18, 499–512., 1998.

YU Z, BARRON EJ, YARNAL B, LAKHTAKIA MN, WHITE RA, POLLARD D, ET AL. **Evaluation of basin-scale hydrologic response to a multi-storm simulation.** J Hydrol;257:212–25, 2002

ZHANG, Y., LI, C., TRETTIN, C.C., LI, H., SUN, G., 2002. **An integrated model of soil, hydrology, and vegetation for carbon dynamics in wetland ecosystems.** Global Biogeochem. Cycles 16 (4) (art. 1061).

ZENG N. **Understanding climate sensitivity to tropical deforestation in a mechanistic model.** J Climate;11: 1969–75, 1998.

ZERI, M; SÁ, L D A. **The impact of data gaps and quality control filtering on the balances of energy and carbon for a Southwest Amazon forest.** Agricultural and Forest Meteorology, 2010.

ZHOU, G., SUN, G., WANG, X., ZHOU, C., MCNULTY, S.G., VOSE, J.M., AMATYA, D.M. **Estimating forest ecosystem evapotranspiration at multiple temporal scales with a dimension analysis approach.** Journal of American Water Resources Association 44 (1), 208–221., 2008.

