

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

**VARIABILIDADE INTERANUAL DA SAZONALIDADE
DE FLUXOS DE ENERGIA E MATÉRIA EM ÁREA DE
CERRADO NA BAIXADA CUIABANA**

THIAGO RANGEL RODRIGUES

**PROF DR. SÉRGIO ROBERTO DE PAULO
ORIENTADOR**

Cuiabá-MT, 2011

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

**VARIABILIDADE INTERANUAL DA SAZONALIDADE
DE FLUXOS DE ENERGIA E MATÉRIA EM ÁREA DE
CERRADO NA BAIXADA CUIABANA**

THIAGO RANGEL RODRIGUES

Licenciado em Física

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

PROF DR. SÉRGIO ROBERTO DE PAULO
ORIENTADOR

Cuiabá-MT, 2011

FICHA CATALOGRÁFICA

R696v Rodrigues, Thiago Rangel.

Variabilidade interanual da sazonalidade de fluxos de energia e matéria em área de cerrado na baixada cuiabana / Thiago Rangel Rodrigues. – 2011.

xiv, 71 f. : il. color

Orientador: Prof. Dr. Sérgio Roberto de Paulo.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Pós-Graduação em Física Ambiental, 2011.

Bibliografia: f. 60-71.

1. Baixada cuiabana (MT) – Balanço de energia. 2. Pastagem – Cerrado – Variações sazonais. 3. Solo – Fluxo de calor. 4. Fluxo de energia – Razão de Bowen. I. Título.

CDU – 536.65:504

Ficha elaborada por: Rosângela Aparecida Vicente Söhn – CRB-1/931

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

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

AGRADECIMENTOS

- Primeiramente a Deus pelo Dom da vida que me concedeu, pela saúde, sabedoria e pela maravilhosa família.
- Aos meus queridos Pais, Vilma e Vilmar, que sempre me incentivaram a traçar o caminho do bem.
- Ao meu irmão único e querido companheiro Talles pela grande amizade.
- Ao meu Orientador Prof. Dr. Sérgio Roberto de Paulo e sua esposa Prof. Dr^a Iramaia Jorge Cabral de Paulo pela orientação, amizade e confiança depositada.
- Ao Programa de Pós Graduação em Física Ambiental (PPGFA) pela estrutura oferecida.
- Ao Coordenador e amigo Prof. Dr. José de Souza Nogueira (Paraná) e sua esposa Prof. Dr^a Marta C.J.A. Nogueira pelo grande empenho no Programa, amizade, companheirismo e grandes ensinamentos de vida transmitidos.
- Ao Prof. Dr. Francisco de Almeida Lobo (Chico) e o Grupo de Pesquisa em Ecofisiologia Vegetal (GPEV) pelo compartilhamento dos dados e grandes conhecimentos transmitidos.
- À banca examinadora, Prof. Dr. Sérgio Roberto de Paulo; Prof Dr. Francisco de Almeida Lobo e Prof Dr. Sandro Guedes de Oliveira, pelas correções e atenção dedicada ao trabalho.
- A todos os professores, colaboradores e pessoas que se dedicaram nos trabalhos e coletas de campo do Grupo de Pesquisa em Física Ambiental (PPGFA) que de alguma forma contribuíram para a minha formação e o sucesso desse trabalho.
- Ao Prof. Clóvis Nobre de Miranda pela colaboração com PPGFA pelo espaço concedido para instalação da Torre Micrometeorológica em sua propriedade.
- Ao Cesário e à Soilce pela grande colaboração e serviços prestados ao PPGFA.

- Aos colegas da turma 2010, que juntos construímos uma grande amizade e conhecimentos, Adilson, Allan, Amanda, André, Edson (Vovô), Jon, Leone, Marcinha e Thiago Meirelles.
- Aos grandes irmãos desde a Graduação em Física, Leone Curado e Jonathan Zangeski e ao grande amigo que fiz na Física Ambiental, Allan Gonçalves, que em todos os momentos estiveram presentes.
- Ao amigo e grande companheiro Vicente Bellaver (*in memoriam*), que muito contribuiu com o programa com sua pesquisa e trabalhos de campo.
- Aos Brothers Felipe Ferla e Gabriel Merino pela amizade de tantos anos.
- A Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal do Ensino Superior (CAPES) pelo auxílio financeiro concedido durante toda pesquisa.

**“O eterno mistério do mundo é a possibilidade de o compreendermos... O fato de que ele seja compreensível é um milagre.”
(Albert Einstein)**

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	xi
LISTA DE TABELAS	xiii
RESUMO	xiv
ABSTRACT	xv
1.INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETIVO GERAL.....	4
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	4
1.3 HIPÓTESE	4
2. REVISÃO DA LITERATURA	5
2.1 CARACTERÍSTICAS DA BAIXADA CUIABANA	5
2.1.1 Histórico de urbanização.....	6
2.1.2 Atividades econômicas e seus impactos	8
2.2 RADIAÇÃO	11
2.3 BALANÇO DE RADIAÇÃO	13
2.3.1 Balanço de ondas curtas (Boc).....	13
2.3.2 Balanço de ondas longas (Bol)	14
2.4 BALANÇO DE ENERGIA	16
2.5 FLUXO DE ENERGIA.....	17
2.5.1 Densidade de fluxo de calor latente e sensível.....	18
2.5.2 Densidade de fluxo de calor no solo	19
2.6 MÉTODO DA RAZÃO DE BOWEN	20
3. MATERIAL E MÉTODO.....	22
3.1 LOCAL DE ESTUDO.....	22

3.2 MATERIAL	25
3.2.1 Torre micrometeorológica	25
3.2.2 Sistema de alimentação da torre micrometeorológica.....	26
3.2.3 Calibração.....	27
3.3 CÁLCULO DAS DENSIDADES DE FLUXO DE ENERGIA	27
3.3.1 Critérios de aceitação das estimativas	30
4. RESULTADO E DISCUSSÃO	34
4.1 PERÍODO SECO (2009).....	35
4.2 PERÍODO CHUVOSO (2009-2010)	38
4.3 PERÍODO SECO (2010).....	42
4.4 PERÍODO CHUVOSO (2010-2011)	44
4.5 VARIABILIDADE INTERANUAL.....	47
4.5.1 Análise estatística dos dados	47
4.5.2 Períodos secos	52
4.5.3 Períodos chuvosos	54
4.6 CONSIDERAÇÕES A RESPEITO DO MÉTODO	56
5. CONCLUSÃO	59
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	60

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização da Baixada Cuiabana.	6
Figura 2. Fotos da antiga Cuiabá.....	7
Figura 3. Mato Grosso torna-se um dos maiores produtores de grão e exportador de carne.	9
Figura 4. Vistas Panorâmicas da Grande Cuiabá nos dias atuais.....	10
Figura 5. Vegetação com características de Cerrado, após a derrubada da vegetação natural que havia no local para o plantio de pastagem.....	22
Figura 6. Localização da torre micrometeorológica na Fazenda Miranda.....	24
Figura 7. Torre micrometeorológica instalada na Fazenda Miranda em uma região com vegetação de pastagem com características de Cerrado.....	26
Figura 8. Representação esquemática dos fluxos de energia entre a superfície e a atmosfera levando em consideração dois níveis (z_1 ; z_2) e representando a convenção de sinais. R_n é o saldo de radiação, LE é o fluxo de calor latente, H é fluxo de calor sensível, G é o fluxo de calor no solo, ΔT e Δe são respectivamente a diferença de temperatura e da pressão de vapor de água em dois níveis. $\partial e/\partial z$ e $\partial T/\partial z$ são os gradientes de pressão de vapor e temperatura (PEREZ et al., 1999).	30
Figura 9. Distribuição do regime de chuvas da Fazenda Miranda durante o período de 2009 a 2011.	34
Figura 10. Médias diárias da temperatura no período seco de 2009.	35
Figura 11. Médias diárias da umidade relativa no período seco (2009).	36
Figura 12. Partição da energia disponível em fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor no solo (G) no período seco (2009) pelo método da Razão de Bowen.....	37
Figura 13. Médias diárias da temperatura no período chuvoso 2009-2010.	39
Figura 14. Médias diárias da umidade relativa no período chuvoso 2009-2010.	40
Figura 15. Partição da energia disponível em fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor no solo (G) no período chuvoso (2009-2010) pelo método da Razão de Bowen.	41

Figura 16. Médias diárias da temperatura no período seco 2010.....	42
Figura 17. Médias diárias da umidade relativa no período seco 2010.	43
Figura 18. Partição da energia disponível em fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor no solo (G) no período seco (2010) pelo método da Razão de Bowen.....	44
Figura 19. Médias diárias da temperatura no período chuvoso (2010-2011).	45
Figura 20. Médias diárias da umidade relativa no período chuvoso (2010-2011).....	46
Figura 21. Partição da energia disponível em fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor no solo (G) no período chuvoso (2010-2011) pelo método da Razão de Bowen.	47
Figura 22. Médias das variáveis Rg_i (a), Rg_r (b) e Rn (c) com intervalos de confiança obtidos pelo método bootstrap.	49
Figura 23. Médias das variáveis H (a), LE (b) e G (c) com intervalos de confiança obtidos pelo método bootstrap.	51
Figura 24. Distribuição horária dos fluxos de energia no período seco 2009.....	52
Figura 25. Distribuição horária dos fluxos de energia no período seco 2010.....	53
Figura 26. Distribuição horária dos fluxos de energia no período chuvoso 2009-2010. .	55
Figura 27. Distribuição horária dos fluxos de energia no período chuvoso 2010-2011. .	56
Figura 28. Regressão linear entre os valores de LE estimados sem a correção instrumental e com a resolução instrumental em setembro de 2010.....	57

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Médias e intervalos de confiança obtidos pelo método bootstrap para radiação global incidente (R_{g_i}).....	48
Tabela 2. Médias e intervalos de confiança obtidos pelo método bootstrap para radiação global refletida (R_{g_r}).....	48
Tabela 3. Médias e intervalos de confiança obtidos pelo método bootstrap para o saldo de radiação (R_n).	48
Tabela 4. Médias e intervalos de confiança obtidos pelo método bootstrap para fluxo de calor sensível (H).	50
Tabela 5. Médias e intervalos de confiança obtidos pelo método bootstrap para fluxo de calor latente (LE).....	50
Tabela 6. Médias e intervalos de confiança obtidos pelo método bootstrap para fluxo de calor no solo (G).....	50
Tabela 7. Variabilidade interanual das variáveis micrometeorológicas nos períodos de seca.	53
Tabela 8. Variabilidade interanual das variáveis micrometeorológicas nos períodos de chuva.	54

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.

RESUMO

O Cerrado da Baixada Cuiabana tem um histórico de crescente alteração no uso da terra devido à atividade antrópica, quer seja pelo crescimento das cidades inseridas nesse ambiente, quer seja pelo aumento das áreas destinadas à agricultura, ocasionando mudanças na paisagem e no padrão arbóreo da região. O objetivo deste estudo foi avaliar as variações sazonais e interanuais das partições dos fluxos de energia estimados pelo método da razão de Bowen em área de pastagem degradada de *Brachiaria humidicola* cultivada em área de Cerrado *stricto sensu* na Baixada Cuiabana considerando períodos seco e chuvoso. A grande contribuição em forma de calor sensível não foi apenas em períodos de seca, mas notou-se que em períodos de chuva sua contribuição também se manteve alta, confirmando estudos de que a diminuição da área de vegetação densa contribui para o aumento dos fluxos de calor sensível. A diferença do fluxo de calor sensível verificada para os períodos de seca nos anos consecutivos pode ser atribuída à redução da precipitação no ano de 2010 em relação ao de 2011, diferença essa não verificada nos períodos chuvosos.

Palavras chave: Balanço de energia, razão de Bowen, calor latente, calor sensível.

RODRIGUES, T.R. *Interannual variability of seasonal flux of energy and matter in the Savanna area at Baixada Cuiabana*. 2011. 85p. Dissertation (Master's in Environmental Physics). Institute of Physics. Federal University of Mato Grosso. Cuiabá, 2011.

ABSTRACT

The Savanna of Baixada Cuiabana has a history of increasing change in land use due to human activity, either by the growth of cities included in this place, either by increasing the areas for agriculture, causing changes in the landscape and tree patterns in the region. The aim of this study was to evaluate the seasonal and interannual variations of the partitions of energy flux estimated by the Bowen ratio in areas of degraded pasture of *Brachiaria humidicola* cultivated in the strict sense Savanna area in the Baixada Cuiabana considering rainy and dry seasons. The high contribution in sensible heat form was not only in dry season, but it was noted that during wet seasons its contribution also remained high, confirming studies that the decrease in area of dense vegetation contributes to increased sensible heat flux. The difference of the sensible heat flux observed for dry seasons in consecutive years can be attributed to reduced precipitation in 2010 compared to 2011, this difference is not observed in the rainy seasons.

Keywords: Energy balance, Bowen ratio, latent heat, sensible heat.

1.INTRODUÇÃO

As características da atmosfera terrestre fazem dela uma espécie de filtro para a radiação proveniente do Sol, deixando passar apenas as ondas curtas e bloqueando a saída para o espaço da radiação infravermelha, ondas longas. Os principais elementos responsáveis pela ocorrência desse fenômeno que são vapor de água, metano, dióxido de carbono, ozônio, dióxido de nitrogênio, dão origem ao fenômeno natural conhecido como efeito estufa. Esse é um processo de vital importância aos seres vivos, pois sem o qual a temperatura média da Terra seria imprópria para a vida do modo como a conhecemos.

Em virtude da ascensão industrial a partir do século XVIII, aumentou-se consideravelmente o uso de combustíveis fósseis, como o carvão mineral e os derivados de petróleo. O IPCC divulgou que no século XX houve um aumento na temperatura média global no qual os cientistas ainda não sabem ao certo se esse incremento foi de ordem natural, devido à ação antrópica ou um conjunto de ambas.

Dentro deste cenário o Brasil ocupa um lugar de destaque por possuir a maior reserva de água doce do mundo, a maior biodiversidade de flora e fauna somando um terço de todas as florestas tropicais ainda existentes, concentrando aproximadamente 10% das espécies vegetais conhecidas que se deve dentre outros fatores à extensão territorial e aos diversos climas e biomas do país.

O Brasil com sua extensão territorial de 8.511.965 km² é o maior país da América do Sul, abrigando em seu território seis biomas diferentes. O maior deles é a Floresta Amazônica ocupando uma área de aproximadamente 4.196.943 Km², correspondendo a 49,29% do território nacional, constituída principalmente por uma floresta tropical. O Cerrado ocupa 23,92% do território e é formado basicamente pelas formações savânicas. A Mata Atlântica é constituída principalmente por mata ao longo da costa litorânea que vai do Rio Grande do Norte ao Rio Grande do Sul e ocupa 13,04% do território. A Caatinga ocupa 9,92% do território sendo constituída basicamente por savana estépica. No sul do Brasil encontram-se os Pampas, formado por vegetação campestre, ocupando uma área de 2,07% do país. O sexto bioma brasileiro é o Pantanal, maior planície alagada, localizada entre os estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, influenciada por rios que drenam a bacia do Alto Paraguai, e sua extensão corresponde a 1,76% do território nacional.

O Estado de Mato Grosso possui 903.357 km², localizado na região centro-oeste do Brasil, e abriga em seu território três biomas, sendo que aproximadamente 54% são ocupados pela Floresta Amazônica, 39% ocupado pelo Cerrado e 7% pelo complexo do Pantanal, seguindo a distribuição no eixo espacial sul-norte o complexo do Pantanal no sul, as formações savânicas na região centro-sul, uma variedade de ambientes de transição ecológica na região central e finalmente as formações Amazônicas no norte do estado.

Nas últimas décadas o estado de Mato Grosso assumiu papel de destaque no cenário nacional, ora por apresentar elevados índices de crescimento econômico, ora por ser apontado como o responsável por uma das maiores taxas de erradicação da cobertura vegetal natural pela transformação das regiões florestadas em campos de plantação para o agronegócio, sobretudo no Cerrado e na floresta Amazônica, e no avanço desenfreado da pecuária que transforma a cobertura vegetal natural em pastagem para o gado.

A Baixada Cuiabana, com extensão territorial de 85.369,7 km², compreende 14 municípios de Mato Grosso: Acorizal, Barão de Melgaço, Campo Verde, Chapada dos Guimarães, Cuiabá, Jangada, Nobres, Nossa Senhora do Livramento, Nova

Brasilândia, Planalto da Serra, Poconé, Rosário Oeste, Santo Antônio de Leverger, e Várzea Grande.

O Cerrado da Baixada Cuiabana tem um histórico de crescente alteração no uso da terra devido à atividade antrópica, quer seja pelo crescimento das cidades inseridas nesse ambiente, quer seja pelo aumento das áreas destinadas à agricultura, ocasionando mudanças na paisagem e no padrão arbóreo da região.

Os estudos de balanço de energia mostram a energia disponível ao meio, após todas as trocas radiantes entre a superfície e a atmosfera, sendo esse saldo utilizado para todos os processos ecofisiológicos da comunidade vegetal, mostrando o quanto dessa energia utilizou-se para evaporação da água, para o aquecimento do solo e para o aquecimento do ar. Para o fechamento do balanço de energia em 100% ainda aparecem alguns processos que numericamente não representam muito no total de energia disponível, mas que são muito importantes como o processo fotossintético, a energia que fica retida no dossel e no intra-dossel, e ainda a energia que fica retida na água em épocas de cheia.

As atividades humanas, principalmente aquelas baseadas na exploração dos recursos naturais disponíveis, promovem alterações significativas na paisagem e nos mais variados ecossistemas do planeta. A alteração no uso da terra muda a partição de energia, de maneira que a caracterização das magnitudes das densidades de fluxos de calor latente, calor sensível e calor no solo permitem avaliar os efeitos causados por tal alteração no ambiente.

O Cerrado da Baixada Cuiabana possui solos com características muito peculiares, específicas desse local, de maneira que os estudos micrometeorológicos que se realiza em áreas de cerrado que não sofreram interferências não são representativos do que de fato ocorre na Baixada Cuiabana.

1.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo geral da pesquisa foi avaliar o padrão sazonal e as variações interanuais das densidades de fluxo de energia e matéria em área de pastagem degradada de *Brachiaria humidicola* cultivada em Cerrado *stricto sensu* na Baixada Cuiabana.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- (a) Estimar as densidades de fluxo de calor latente, de calor sensível e medir a densidade de fluxo de calor no solo em área de pastagem na Baixada Cuiabana por um período de dois anos consecutivos;
- (b) Identificar os padrões sazonais dos fluxos de energia e matéria tomando-se como base de classificação dos períodos seco e chuvoso;
- (c) Avaliar a magnitude das diferenças sazonais;
- (d) Identificar a variabilidade interanual das densidades dos fluxos de energia e matéria.

1.3 HIPÓTESE

Como a região é fortemente influenciada sazonalmente pelo regime de chuvas, espera-se que os componentes do balanço de energia particionem de maneira diferente entre os períodos secos e chuvosos.

A ideia de que o regime de chuvas também é variável entre anos consecutivos e que o local perde umidade facilmente, pode ocasionar mudanças interanuais significativas nas partições de energia.

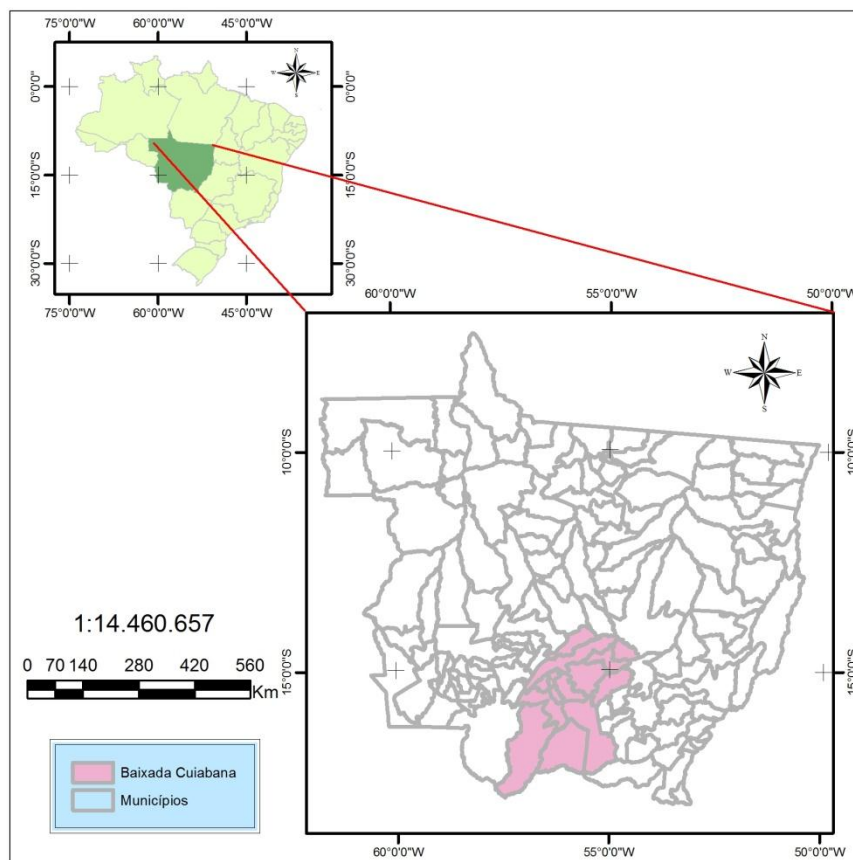
2. REVISÃO DA LITERATURA

2.1 CARACTERÍSTICAS DA BAIXADA CUIABANA

O município de Cuiabá possui uma área de 3.224,68 km², sendo a área urbana compreendida em 251,94 km² e a área rural em 2.972,74 km². A cidade limita-se ao norte, pelos municípios de Acorizal, Rosário Oeste e Chapada dos Guimarães, ao leste com Chapada dos Guimarães, ao sul com Santo Antônio de Leverger e a oeste com Várzea Grande e Acorizal (MAITELLI, 1994). Situado entre os paralelos 15°10', 15°50' de latitude sul e os meridianos de 50°50', 50°10' a oeste de Greenwich com altitude média de 150 m em relação ao nível do mar, o município está contido na Zona Intertropical, próximo ao Equador, sendo esta a justificativa para as pequenas diferenças existentes entre as estações e a ocorrência de altas temperaturas durante boa parte do ano.

De acordo com a classificação climática de Köppen, a Baixada Cuiabana (Figura 1) é caracterizada pelo clima tropical semi-úmido (Aw), com quatro a cinco meses secos e duas estações bem definidas, uma seca: outono-inverno e uma chuvosa: primavera-verão.

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



Fonte. Wagner Rodrigues

Figura 1. Localização da Baixada Cuiabana.

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

2.1.1 Histórico de urbanização

O território de Mato Grosso pertencia aos espanhóis de acordo com o Tratado de Tordesilhas, porém a fronteira foi empurrada para oeste pelos bandeirantes paulistas. Em 1718, a expedição liderada por Pascoal Moreira Cabral, em busca de indígenas que havia na região, encontrou o ouro de aluvião nas proximidades do rio Coxipó. Assim, o

garimpo deu sustentação ao primeiro povoado do estado chamado de Arraial da Forquilha, atualmente conhecido como distrito do Coxipó do Ouro.

Em 8 de abril de 1719, Pascoal Moreira Cabral assinou a Ata de Fundação de Cuiabá, enviando Antônio Nunes Maciel a São Paulo para notificar o fato ao governador da capitania, o que ocasionou intensa migração para a região. Em 1722, Miguel Sutil, dono de terras próximas ao rio Cuiabá, encontrou à beira do córrego da Prainha um local com grande concentração de ouro de aluvião (Figura 2). A esse local foi dado o nome de Lavras do Sutil, que pela grande quantidade de ouro causou o esvaziamento do Arraial da Forquilha e chamando a atenção de garimpeiros de outras regiões, inclusive da Capitania de São Paulo.



Figura 2. Fotos da antiga Cuiabá.

Em 1º de janeiro de 1727, Cuiabá foi elevada à categoria de vila, com o nome de Vila Real do Senhor Bom Jesus de Cuiabá, instalando-se a Câmara e o pelourinho. Mostrando-se a produção aurífera menos rentável do que parecera, parte da população começou a abandonar Cuiabá, alguns, à procura de novas minas, seguiram para Goiás, outros voltaram para Capitania de São Paulo.

Em 1870, com o fim da Guerra do Paraguai, houve um novo impulso no desenvolvimento de Cuiabá, tornando-se um pólo regional, centralizando o comércio de produtos mato-grossenses e produtos provenientes da Europa. Neste período, as usinas de açúcar tornaram-se importantes economicamente e politicamente para o Estado.

Após um período de marasmo econômico, a situação modificou-se com a instauração do Estado Novo, quando o governo de Getúlio Vargas lançou a política de

integração nacional, por meio do programa da Marcha para o Oeste. Buscava-se interiorizar as relações capitalistas e expandir o capital internamente acumulado, objetivo a que se chegou a um curto prazo, no Estado e, em especial, em Cuiabá, manifestamente pela ocupação de “espaços vazios”, pelo processo de urbanização da cidade e pela valorização do solo urbano. Nas primícias de sua modernidade, Cuiabá ganhou a primeira avenida e, nela, prédios destinados à administração pública, às agências bancárias, à hotelaria e ao lazer.

2.1.2 Atividades econômicas e seus impactos

Enquanto o norte de Mato Grosso expandia a pecuária como sua principal atividade econômica mas sofria ainda as dificuldades da falta de transporte por via rodoviária, o sul já tinha essas melhorias e incrementava o comércio, facilitado pela relativa proximidade dos grandes centros consumidores. E se o crescimento econômico do sul trazia benefícios para Cuiabá, centro político e administrativo do Estado, o crescimento demográfico trazia também o desequilíbrio numérico, evidente sobretudo a partir de 1945.

A idéia separatista, que motivou grandes disputas, crises políticas e entreveros armados por mais de um século e meio, acaba concretizada por decreto do governo militar de Ernesto Geisel em 1977, criando o Estado de Mato Grosso do Sul, separado então definitivamente de Cuiabá.

Superadas as intermináveis disputas políticas e econômicas com o sul, o norte pôde então concentrar seus esforços administrativos, políticos e empresariais para a defesa de seus próprios interesses, tanto a nível local quanto junto ao governo federal.

Um acertado e oportuno programa de incentivo à colonização, aliado à descoberta do cerrado como campo propício à produção mecanizada de soja, criação de gado e outros grãos de exportação (Figura 3), atraiu grandes contingentes de produtores do Paraná, Rio Grande do Sul e Mato Grosso do Sul, que abriram lavouras e fundaram muitas cidades que cresceram e se desenvolveram, tornando o Estado de Mato Grosso o

celeiro do Brasil e mudando radicalmente em menos de vinte anos o perfil demográfico e econômico.



Figura 3. Mato Grosso torna-se um dos maiores produtores de grão e exportador de carne.

Cuiabá tornou-se trepidante com a grande movimentação de pessoas, recursos e projetos. Novos arranha-céus, vias expressas, shopping centers e complexos industriais concretizaram da noite para o dia o sonho de uma metrópole futurista em pleno centro do continente. A ligação rodoviária por asfalto tanto para o sul, quanto para o norte e para o leste do Estado, a chegada do trem através da Ferronorte, a evolução tecnológica no ramo das comunicações e da informática, quebraram definitivamente o passado de isolamento geográfico e cultural, ligando em tempo real Cuiabá e outras cidades do estado com o resto do mundo. O desenvolvimento dos sistemas de ensino e pesquisa, o aprimoramento da agropecuária, o incremento do comércio, da indústria e dos setores de prestação de serviços geraram novos empregos, novas empresas e aumento de arrecadação.

Mato Grosso entra no século XXI como o Estado brasileiro com melhor desempenho no aumento de arrecadação de ICMS. É uma das regiões com maior crescimento populacional, com índice médio de 4% ao ano nos últimos vinte anos e foi eleita pela FIFA umas das sub-sedes que receberão os jogos da copa do mundo de 2014. A avalanche de novos moradores vindos de todas as regiões do país, fazem de Cuiabá (Figura 4) não uma metrópole privada de seus traços culturais originais, mas,

pelo contrário, estes são cada vez mais cultuados, valorizados e geralmente adotados pelos novos moradores.



Figura 4. Vistas Panorâmicas da Grande Cuiabá nos dias atuais.

Com toda industrialização e modernização, o Estado de Mato Grosso, mas principalmente a Baixada Cuiabana, sofreu uma modificação na sua estrutura vegetal, em decorrência da degradação do Cerrado, desencadeada pela urbanização, plantação de grão e criação de gado.

2.2 RADIAÇÃO

A radiação eletromagnética é a oscilação conjunta do campo elétrico e do campo magnético, ortogonais entre si e transversais à propagação da luz. Uma consideração simplificada é, em um espaço cartesiano, assumir que a onda eletromagnética propaga-se no eixo x devido à oscilação em y do campo elétrico e em z do campo magnético.

O comprimento de onda (λ) e a frequência (ν) da onda eletromagnética formam uma constante ao serem multiplicadas, esta constante é a velocidade da luz no vácuo ($c = 3 \cdot 10^8 \text{ m.s}^{-1}$). Então, com o aumento da frequência diminui o comprimento de onda, como na Equação 1, e deste modo é possível avaliar a radiação eletromagnética por estas duas grandezas.

$$\lambda \cdot \nu = c \quad (\text{Equação 1})$$

Onde o comprimento de onda (λ) é dado em metros (m), a frequência da onda é dada Hertz (s^{-1}) e a velocidade da onda eletromagnética (c) em m.s^{-1} .

A radiação emitida por um corpo devido à sua temperatura, acima do zero absoluto, é chamada radiação térmica. Todo corpo emite esse tipo de radiação para o meio que o cerca, e dele absorve essa radiação que é proporcional a quarta potência de sua temperatura absoluta de acordo com a Lei de Stephan-Boltzman (Equação 2). Se um corpo está inicialmente mais quente do que o meio, ele irá se esfriar, porque a sua taxa de emissão de energia excede à taxa de absorção, isto levando em conta apenas o transporte de calor por radiação.

$$R = \epsilon \sigma T^4 \quad (\text{Equação 2})$$

À temperatura ambiente a maioria dos corpos é visível não pela luz que emitem, mas pela luz que refletem. Em temperaturas muito altas, no entanto, os corpos têm luminosidade própria. Mas mesmo a temperatura da ordem de milhares de Kelvin, mais

de 90% da radiação térmica emitida é invisível, estando na região do infravermelho do espectro eletromagnético.

A forma detalhada do espectro da radiação térmica emitida por um corpo quente depende de alguma forma da composição desse corpo. No entanto, a experiência mostra que há um tipo de corpo quente que emite espectro térmico de caráter universal. Esses corpos são chamados de corpos negros, isto é, corpos cuja superfície absorve toda a radiação térmica incidente sobre eles. Consequentemente, por uma questão de conservação de energia, o corpo negro é aquele que reemite toda a radiação que nele incide.

O Sol é uma estrela que transforma a energia dos núcleos de hidrogênio em energia térmica através da reação de fusão nuclear. Essa energia percorre o espaço e atinge o topo da atmosfera terrestre com uma densidade de fluxo de aproximadamente 1400 W.m^{-2} , sendo esse valor conhecido como constante solar (J_0). O espectro solar pode ser dividido em três principais regiões: o ultravioleta com comprimento de onda de 0,3 a 0,4 μm ; a radiação visível de 0,4 (luz azul) a 0,7 μm (luz vermelha); e o infravermelho 0,7 até 3 μm (MONTEITH, 1973).

A radiação solar ao atravessar a atmosfera terrestre sofre absorção, difusão seletiva e refletiva. A parcela da radiação que sofre qualquer dos dois últimos processos citados acima é chamada de radiação difusa (R_c). Há ainda uma parcela que passa pela atmosfera sem sofrer qualquer interação, a essa parcela se dá o nome de radiação direta (R_d). A soma dessas duas parcelas de ondas curtas se dá o nome de radiação global (R_g) que é medida diretamente através de um sensor eletrônico denominado Piranômetro.

A radiação solar (ondas curtas) ao interagir com o solo e a atmosfera faz com que esses se aqueçam. Esse aquecimento de acordo com a Lei de Stephan-Boltzman fará com que o solo e a atmosfera emitam radiação, sendo essa na faixa do infravermelho distante (acima de 4000 nm). A essa radiação se dá o nome de radiação de ondas longas, pelo fato de seu comprimento de onda ser maior que o comprimento de onda da radiação solar.

2.3 BALANÇO DE RADIAÇÃO

O saldo de radiação do ambiente constitui-se em uma variável fundamental na modelagem de diversos processos naturais, como na estimativa do balanço de energia e evapotranspiração (CUNHA et al., 1993). O saldo de radiação em termos físicos é a contabilidade entre a radiação que entrou no sistema e a radiação que saiu do sistema. O saldo de radiação contabiliza, após todas as trocas radiantes, a energia que ficou disponível ao sistema para a realização de todos os processos ecofisiológicos desta comunidade vegetal.

O saldo de radiação pode ser medido diretamente por meio de equipamentos como o saldo radiômetro, que funciona fazendo o balanço de radiação (R_n), que matematicamente é a diferença entre o balanço de ondas curtas (Boc) e o balanço de ondas longas (Bol) (Equação 3).

$$R_n = BOC - BOL \quad (\text{Equação 3})$$

2.3.1 Balanço de ondas curtas (Boc)

A radiação de ondas curtas é aquela proveniente do Sol que atravessa a atmosfera terrestre, tendo seu espectro entre 220 nm a 4000 nm. A essa radiação é dado o nome de radiação global (R_g), tendo parte do seu fluxo difundido pela atmosfera, radiação difusa ou do céu (R_c), e a outra parte do seu fluxo chegando diretamente a superfície, radiação direta (R_d) e pode ser mediada diretamente por meio de um piranômetro (Equação 4)

$$R_g = R_c + R_d \quad (\text{Equação 4})$$

Dá-se o nome de balanço de ondas curtas (Boc) à parte líquida da radiação global, pois parte da radiação global é devolvida ao espaço por reflexão. O coeficiente de refletância de ondas curtas da superfície é chamado de albedo (r). Esse coeficiente mostra o quanto da radiação global (R_g) foi refletida (R_f) pela superfície (Equação 5).

$$r = \frac{R_f}{R_g} \quad (\text{Equação 5})$$

Esse coeficiente vai de 0 (zero) a 1 (um), sendo que o valor zero indica que a superfície não refletiu parcela alguma de toda a radiação incidente, e 1 (um) indica uma superfície refletora perfeita.

Para o balanço de ondas curtas temos então a diferença entre a radiação global (R_g) e a parte refletida pela superfície ($r.R_g$) (Equação 6).

$$\mathbf{Boc} = \mathbf{R_g} - (\mathbf{r} \cdot \mathbf{R_g}) \quad (\text{Equação 6})$$

O balanço de ondas curtas pode ser medido diretamente colocando um Piranômetro apontado para o céu para captar R_g e outro apontado para a superfície para medir a radiação de onda curta que está sendo refletida por esta.

Considerando-se a inexistência de observações de radiação solar em muitos pontos da superfície da Terra e as dificuldades inerentes a sua obtenção, muitos modelos têm sido desenvolvidos visando a estimar a radiação solar global, difusa e direta. Entre eles, citam-se os de Beyer et al. (1991) e Moriarty (1991). Esses modelos consideram como base de cálculo de R_g e outras variáveis rotineiramente medidas em estações meteorológicas.

2.3.2 Balanço de ondas longas (Bol)

A radiação de onda longa proveniente da atmosfera é a componente do balanço de radiação mais difícil de ser medida. Embora haja instrumentos para sua medida, esses

emitem radiação em comprimentos de onda e intensidade comparáveis àquelas da suposta medida, o que interfere no resultado. Não obstante, em muitas situações práticas em Meteorologia, pode-se estimar a radiação de onda longa através de variáveis mais facilmente medidas (BRUTSAERT, 1982), ou mesmo por diferença, através da equação do balanço de radiação (Equação 11) (MANZI et al., 1986; ANDRÉ et al., 1988; VISWANADHAM et al., 1990; BASTABLE et al., 1993; FEITOSA, 1996).

O balanço de ondas longas (Bol) é a contabilidade entre a radiação de onda longa emitida pela atmosfera (Ea), e a energia emitida pelo solo (Es) (Equação 7).

$$\mathbf{Bol = Ea - Es} \quad \text{(Equação 7)}$$

As duas parcelas do Bol dependem do aquecimento da superfície, então segundo a Lei de Stephan Boltzmann tem-se que a energia emitida pelo solo e pela atmosfera depende das suas respectivas temperaturas (Equação 8) e (Equação 9).

$$\mathbf{Ea = \epsilon \sigma T_a^4} \quad \text{(Equação 8)}$$

$$\mathbf{Es = \sigma T_s^4} \quad \text{(Equação 9)}$$

$$\mathbf{Bol = \epsilon \sigma T_a^4 - \sigma T_s^4} \quad \text{(Equação 10)}$$

Onde Ta e Ts são respectivamente a temperatura do ar e da superfície, que na área estudo seriam a temperatura do ar medida em um braço da torre e a temperatura superficial do solo.

A emissividade (ϵ) da parcela da superfície pode ser considerada bem próxima a de um corpo negro ($\epsilon = 1$), sendo, portanto, dependente apenas da temperatura. A radiação de onda longa emitida pela atmosfera (Ea) é uma componente mais difícil de ser medida pelo fato da emissividade depender de vários fatores atmosféricos. Alguns trabalhos estimam a radiação de onda longa através de equações empíricas (BRUNT,

1932; SWINBANK, 1963; IDSO & JACKSON, 1969; BRUTSAERT, 1975; SATTERLUND, 1979).

Em um estudo realizado no Cerrado do Estado de Mato-Grosso, no mesmo local de estudo deste trabalho, Carrilho (2011) encontrou que o melhor método de estimativa para a radiação de onda longa emitido pela atmosfera foi o de Satterlund (1979), pois dentre os vinte e oito modelos testados, foi o que mostrou maior correlação com os dados medidos. Já Villani et al. (2010), em estudos realizados em uma floresta de Transição Amazônia Cerrado no norte do estado de Mato Grosso, encontrou que o método de Swinbank (1963) e o de Idso & Jackson (1969) apresentaram maior correlação para o local estudado.

Com a descrição algébrica do balanço de ondas curtas e longas, a energia disponível ao sistema (R_n) pode ser escrita conforme a Equação 11.

$$R_n = R_g - (r \cdot R_g) + \epsilon \sigma T_a^4 - \sigma T_s^4 \quad (\text{Equação 11})$$

2.4 BALANÇO DE ENERGIA

A energia disponível ao meio, expressa o somatório do balanço de radiação de ondas curtas e ondas longas, ou seja, a radiação líquida disponível ao sistema, que é utilizada na evaporação em forma de calor latente (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 quatro processos (Equação 12).

$$R_n = H + LE + G + P + S \quad (\text{Equação 12})$$

Em que R_n ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) é o saldo de radiação, H ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) é a densidade do fluxo de calor sensível, LE ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) é a densidade de fluxo de calor latente, G (MJ m^{-2}

dia^{-1}) é a densidade de fluxo de calor no solo, P ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$) é a energia responsável pela realização da fotossíntese e S ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$) a energia acumulada no sistema.

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

2.5 FLUXO DE ENERGIA

De acordo com a Segunda Lei da Termodinâmica, todos os processos dinâmicos ecofisiológicos ocorrem de forma que uma parte significativa da energia é perdida na forma de calor.

Para um ecossistema, a principal fonte de energia é o Sol. Esta energia é em parte utilizada para manutenção das funções vitais dos seres vivos, mas a maior parte é liberada novamente na forma de calor. O calor liberado pode ser sensível, aquecendo o meio, ou latente, mudando o estado físico de substâncias, principalmente o da água.

Segundo Arruda et al. (2004) a floresta Amazônica e o Cerrado têm sido considerados importantes ecossistemas devido à grande quantidade de troca de energia e água com a atmosfera. Devido a essas trocas essas florestas desempenham um importante papel no controle do clima local.

A estimativa da densidade de fluxo de calor latente e sensível de uma superfície é essencial para estudos de modelagens atmosféricas, isto é, para previsão de tempo, clima, poluição do ar e ainda em estudos da interação Solo-Planta-Atmosfera (BERKOWICZ & PRAHM, 1982). Com o conhecimento dos padrões dos fluxos de energia e água pode-se inferir informações a respeito da superfície e condições atmosféricas intrínsecas do local.

2.5.1 Densidade de fluxo de calor latente e sensível

A medida ou estimativa da densidade de fluxo de calor latente (LE) mostra o quanto uma comunidade vegetal utilizou da energia disponível ao meio (R_n) para transpiração das plantas e evaporação de água do solo. No conjunto, a transpiração das plantas e a evaporação de água do solo são chamadas de evapotranspiração. A densidade de fluxo de calor sensível mostra o quanto de R_n foi utilizado para o aquecimento do ar.

O fluxo de calor latente e sensível podem ser obtidos por métodos micrometeorológicos, diretos e indiretos (estimados), tendo esses últimos a vantagem de não alterarem o ambiente. Para métodos de medidas diretas têm-se o sistema de variação dos vórtices turbulentos (*eddy covariance*), que leva em consideração a flutuação da concentração de vapor de água e da temperatura e a flutuação da velocidade do vento para o cálculo do fluxo de calor latente e sensível respectivamente (BALDOCCHI et al., 1988; PRIANTE FILHO et al., 2004). A vantagem da utilização de medidas diretas é que pequenas flutuações em intervalos de tempo muito baixos são captados, a desvantagem está no valor para aquisição dos equipamentos.

O fluxo de calor latente e sensível podem ser estimados através de métodos que levam em consideração outras variáveis micrometeorológicas mais facilmente medidas, como gradientes e fluxos de entidades medidas, como temperatura e pressão de vapor de água do ar, como o método da razão de Bowen (BOWEN, 1926).

Esses métodos baseiam-se em equações de conservação de estado, na qual o tempo de mudança de uma propriedade (temperatura e vapor d'água) é balanceado pela média horizontal e a convecção vertical. Em outras palavras, assume-se que a transferência de calor ocorre na posição vertical, não ocorrendo na posição horizontal, chamada de advecção (BALDOCCHI et al., 1988).

2.5.2 Densidade de fluxo de calor no solo

A energia solar que chega à superfície exerce grande influência no processo de formação do solo e interfere na composição de suas propriedades físicas, além de ser responsável pela translocação de fluidos no solo, governa reações físicas, químicas e biológicas que ocorrem no seu perfil e também influencia as suas variações de temperatura. As propriedades térmicas do solo são resultantes de um conjunto de fatores nos quais se incluem a sua textura e composição química; no entanto, as observações regulares de sua temperatura em diferentes profundidades possibilitam identificar o seu comportamento térmico e o conhecimento de importantes propriedades, tais como difusividade e a condutividade térmica (DECICO & REICHARDT, 1976).

A temperatura do solo é um dos mais importantes fatores de crescimento de plantas (KIRKHAM & POWERS, 1972). As sementes não germinam, até que a temperatura do solo atinge um determinado valor crítico e depois uma taxa de crescimento normal também precisa de uma temperatura do solo determinada. A principal causa da variação da temperatura na superfície do solo é alteração da intensidade da radiação solar (VAN WIJK, 1966).

Os processos de transferência de calor no solo podem ocorrer por condução e convecção, com ou sem transferência de calor latente. A condução ocorre pela transferência de energia térmica de uma partícula para outra e é geralmente o processo mais importante de transferência de calor nos solos. Esse processo é governado pelas propriedades térmicas do solo, que por sua vez são dependentes da umidade do solo. A convecção ocorre pelos fluidos em movimento (fluxo de massa) e é geralmente o processo mais importante de transferência de calor nos solos úmidos (PREVEDELLO, 1996). Assim o fluxo de calor no solo é um parâmetro importante em modelos de balanço energético, entre o ar e o solo, não só para os modelos de crescimento das plantas, mas também para os modelos meteorológicos.

A medição precisa de fluxo de calor do solo é muitas vezes negligenciada em estudos de balanço energético por seu valor ser às vezes baixo, mas em áreas muito áridas o fluxo de calor no solo pode ser tão alto quanto o fluxo de calor sensível, e essa

omissão levará a grandes erros nos cálculos do balanço de energia (HEUSINKVELD et al., 2004).

Segundo Incropera & De Witt (1996) a condutividade térmica representa a propriedade que relaciona a taxa com que o fluxo de calor escoar através do material, em função da existência de um gradiente de temperatura.

2.6 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 (Equação 11) 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 torna-se negativa (KARAM & 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 (TANNER, 1960; VILLA NOVA, 1973; ANDRÉ & VISWANADHA, 1986; FONTANA et al., 1991; FRISINA & ESCOBEDO, 1999; ALVES & PEREIRA, 2000; HAYASHI et al., 2002, PEZZOPANE et al., 2003; LIMA et al., 2005; SILVA et al., 2005; ARRUDA et al., 2006; SOARES et al., 2007; VALENTINI et al., 2007; BIUDES et al., 2009; CHEN et al., 2009; GIAMBELLUCA et al., 2009; OLIVEIRA et al., 2009; SAVAGE et al., 2009; ANTUNES JÚNIOR, 2010).

3. MATERIAL E MÉTODO

3.1 LOCAL DE ESTUDO

O sítio experimental onde se realizou as medidas está situado na divisa da capital Cuiabá com o município de Santo Antônio de Leverger, mais precisamente na Fazenda Miranda, estado de Mato Grosso - Brasil, de propriedade do Prof. Clóvis Miranda, situada a 15 km a sul de Cuiabá (15°43' Sul e 56°04' Oeste), com altitude média de 157m em uma faixa de transição entre o Cerrado e o Pantanal, com vegetação característica de Cerrado (Figura 5).

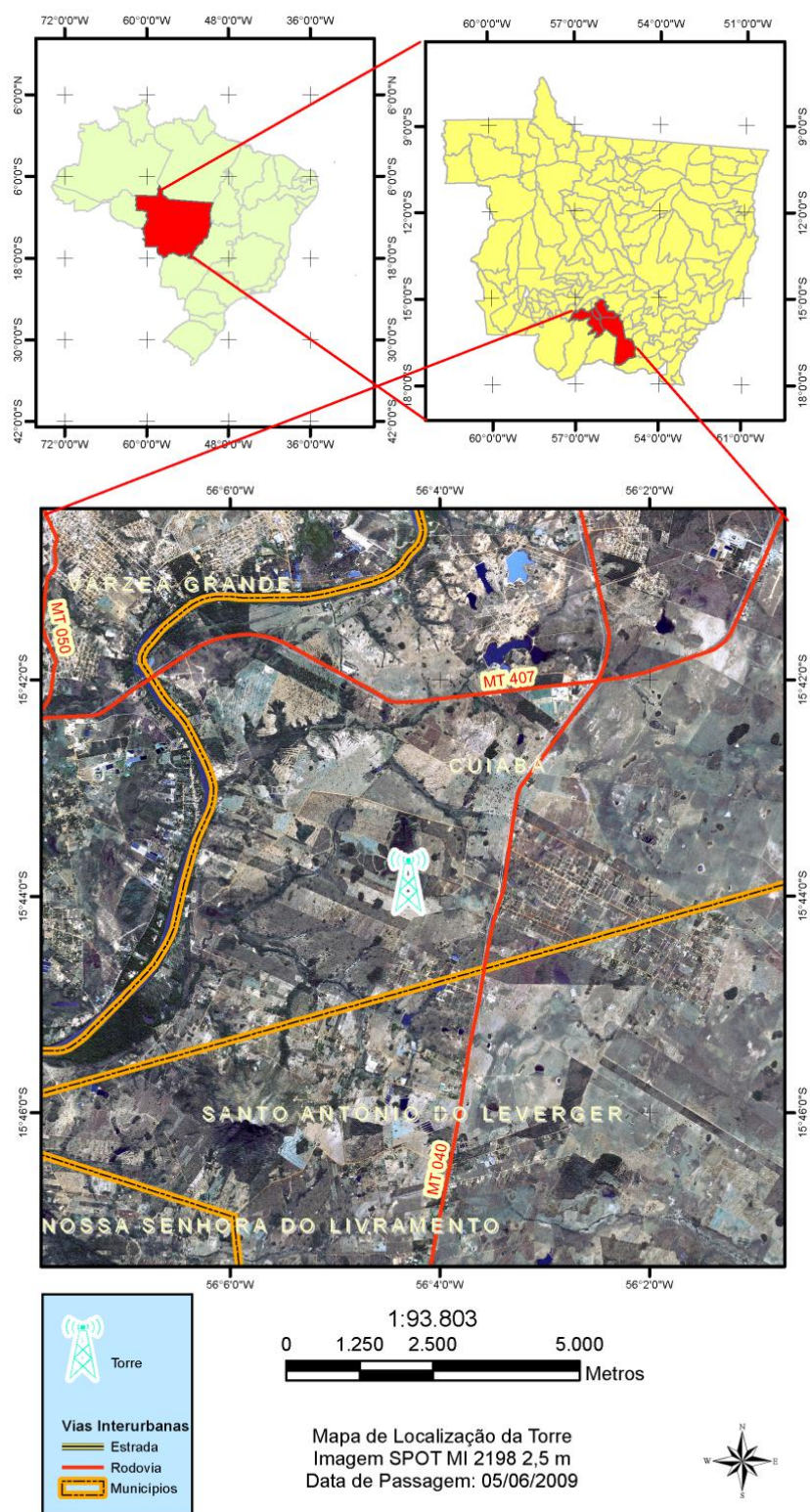


Fotos: Thiago Rangel

Figura 5. Vegetação com características de Cerrado, após a derrubada da vegetação natural que havia no local para o plantio de pastagem.

A área do estudo (Figura 6) encontra-se em uma pastagem, 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.

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



Fonte: Wagner Rodrigues

Figura 6. Localização da torre micrometeorológica na Fazenda Miranda.

No local foi instalada uma torre micrometeorológica, construída com recursos do 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), com altura de 20 m onde estão instalados equipamentos para medidas micrometeorológicas que permitem estimar as densidades de fluxo de energia e matéria.

3.2 MATERIAL

3.2.1 Torre micrometeorológica

A torre micrometeorológica (Figura 7) permite a coleta de dados de variáveis climatológicas (temperatura do ar, t ; umidade relativa do ar, UR ; velocidade do vento, u ; precipitação pluviométrica, Ppt ; temperatura do solo, ts ; umidade do solo, (q) , assim como para estimativa de densidades de fluxos de calor latente (LE), calor sensível (H), calor no solo (G), saldo de radiação (Rn) e radiação solar global (Rg).

Os sensores da torre utilizados para o objetivo da pesquisa foram três termohigrômetros modelo HMP45AC (Vaisala, Inc., Woburn, MA, USA) instalados em três alturas, a 5 m, a 10 m e a 18 m em relação ao nível do terreno. Duas placas de fluxo de calor no solo modelo HFP01-L20 (Hukseflux Thermal Sensors B.V., Delft, The Netherlands) instaladas a 1,0 cm de profundidade, uma delas colocada no solo tipo Arenoso, e a outra colocada no solo tipo Laterita, pois o solo do local é composto por esses dois tipos, e posteriormente foi feita uma média dos fluxos. Um saldo radiômetro modelo NR-LITE-L25 (Kipp & Zonen, Delft, The Netherlands) e um piranômetro modelo LI200X (LI-COR Biosciences, Inc., Lincoln, NE, USA) instalados a 5 m de altura.

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



Foto: Thiago Rangel

Figura 7. Torre micrometeorológica instalada na Fazenda Miranda em uma região com vegetação de pastagem com características de Cerrado.

3.2.2 Sistema de alimentação da torre micrometeorológica

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

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

3.2.3 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 está funcionando corretamente é 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, o que mostra uma grande confiabilidade nos dados coletados. 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.

3.3 CÁLCULO DAS DENSIDADES DE FLUXO DE ENERGIA

Para este estudo, utilizaram-se os dados coletados entre maio de 2009 e abril de 2011. A partir dos valores do fluxo de calor no solo, das medidas dos termohigrômetros e do saldo de radiação, procedeu-se o cálculo da razão de Bowen e do balanço de energia (BOWEN, 1926), a partir dos valores médios dos últimos 30 minutos das variáveis medidas na torre micrometeorológica, segundo as equações 13, 14, 15 e 16 (PEREZ et al., 2008), para a determinação das densidades de fluxos de calor sensível (H) e latente (LE).

O cálculo da energia disponível ao meio, o saldo de energia, é calculado a partir da soma das parcelas usadas para o aquecimento do solo, aquecimento do ar e para a evaporação, que matematicamente é expresso pela equação do balanço de energia:

$$\mathbf{Rn = G + H + LE} \quad \text{(Equação 13)}$$

Rn é o saldo de radiação em ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$) medido através do saldo radiômetro, G é o valor médio do fluxo de calor no solo em ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$) medido no fluxímetro, H é o fluxo de calor sensível e LE é o fluxo de calor latente ambos em ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$). Neste caso, como se pode observar, foi desconsiderada a contribuição da assimilação de energia pela vegetação, quer seja pelo estoque de energia em sua estrutura, quer seja pelo processo fotossintético.

$$\mathbf{H = -\rho K_s C_p \frac{\Delta t}{\Delta z}} \quad \text{(Equação 14)}$$

$$\mathbf{LE = -\rho K_w \frac{C_p \Delta e}{\gamma \Delta z}} \quad \text{(Equação 15)}$$

$$\mathbf{\beta = \frac{H}{LE}} \quad \text{(Equação 16)}$$

Os coeficientes de difusividade turbulenta do calor sensível e latente, $\mathbf{K_s}$ e $\mathbf{K_w}$ de acordo com Verma et al. (1978) são iguais, então:

$$\mathbf{\beta = \frac{-\rho K_s C_p \frac{\Delta t}{\Delta z}}{-\rho K_w \frac{C_p \Delta e}{\gamma \Delta z}}} \quad \text{(Equação 17)}$$

$$\mathbf{\beta = \gamma \frac{\Delta t}{\Delta e}} \quad \text{(Equação 18)}$$

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 (t , $^\circ\text{C}$) entre dois níveis considerados no cálculo no perfil atmosférico e Δe é a diferença na tensão atual de vapor atmosférico (e , kPa), calculada segundo a equação 18, para os mesmos níveis considerados para Δt .

$$H = (R_n - G) \frac{\beta}{\beta + 1} \quad (\text{Equação 19})$$

$$LE = \frac{(R_n - G)}{(\beta + 1)} \quad (\text{Equação 20})$$

$$\gamma = \frac{(C_p \cdot p)}{(0,622 \cdot L)} \quad (\text{Equação 21})$$

Em que C_p é o valor do calor específico à pressão constante igual a $1010 \text{ J kg}^{-1} ^\circ\text{C}^{-1}$ segundo a dedução de Monteith & Unsworth (1990), p é a pressão atmosférica local (kPa), aproximadamente 103 kPa e L o calor latente de evaporação (J kg^{-1}) que, a sua vez, varia com a temperatura (Equação 24) (ALLEN et al., 2006).

$$UR = \frac{e}{e_s} \cdot 100 \quad (\text{Equação 22})$$

Em que UR é a umidade relativa do ar (%) e e_s representa a tensão de saturação (kPa), calculada segundo a equação 23, para temperaturas do ar acima de $0,0^\circ\text{C}$ (VIANELLO & ALVES, 1991). A pressão de saturação do vapor de água (e_s) em função da temperatura foi descrita por Glanz & Orlob (1973) como sendo:

$$e_s = 2,1718 \cdot 10^7 \cdot \exp\left(-\frac{4157}{(t+273)-33,91}\right) \quad (\text{Equação 23})$$

Utilizando a precisão da equação de Glanz & Orlob (1973), Henderson-Sellers (1984) aprimorou uma equação para o calor latente (L) do vapor de água em função da temperatura dada por:

$$L = 1,91846 \cdot 10^6 \cdot \left(\frac{t+273}{(t+273)-33,91} \right)^2 \quad (\text{Equação 24})$$

3.3.1 Critérios de aceitação das estimativas

Para Perez et al. (1999) as soluções encontradas pelo método do balanço de energia usando a Razão de Bowen para o fluxo de calor sensível (H) e para o fluxo de calor latente (LE) devem ser consistentes com as relações dos gradientes de fluxo.

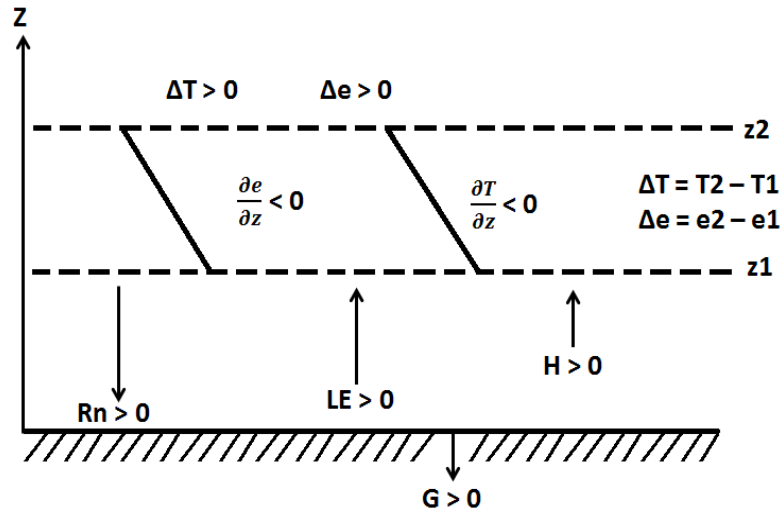


Figura 8. Representação esquemática dos fluxos de energia entre a superfície e a atmosfera levando em consideração dois níveis (z_1 ; z_2) e representando a convenção de sinais. R_n é o saldo de radiação, LE é o fluxo de calor latente, H é fluxo de calor sensível, G é o fluxo de calor no solo, ΔT e Δe são respectivamente a diferença de temperatura e da pressão de vapor de água em dois níveis. $\partial e / \partial z$ e $\partial T / \partial z$ são os gradientes de pressão de vapor e temperatura (PEREZ et al., 1999).

Para a determinação correta dos fluxos, é necessário aplicar um conjunto de critérios para selecionar dados apropriados da Razão de Bowen. O critério mais simples é eliminar valores da Razão de Bowen quando a variação da temperatura e da pressão de vapor em dois níveis são da mesma ordem da resolução dos equipamentos utilizados

como já discutido por Unland et al. (1996), porém isso nem sempre implica em valores incorretos.

As estimativas de LE e H fornecidas pelo método da Razão de Bowen devem ser corretas com as relações fluxo-gradiente, mas às vezes, as medidas dão sinais incorretos, então Perez et al. (1999) propõem algumas condições para que minimize os erros das estimativas, aproveitando apenas dados coerentes fisicamente com a relação fluxo-gradiente.

$$\frac{\Delta e + \gamma \Delta t}{R_n - G} > 0 \quad (\text{Equação 25})$$

Esta expressão deve ser sempre maior que zero, de acordo com as convenções de sinais da Figura 8. Os dados fornecidos pelo método da Razão de Bowen estarão corretos desde que satisfaçam essa condição de desigualdade (Equação 25) acima de qualquer sinal de $(R_n - G)$, mostrando que apenas algumas combinações de LE e H são possíveis:

- A) Quando $R_n - G > 0$: Se $\beta > -1$, então LE deve ser sempre positivo, considerando que H pode ser positivo ou negativo, dependendo do sinal do β . Se $\beta < -1$, os únicos casos possíveis são $LE < 0$ e $H > 0$.

$$R_n - G > 0 \left\{ \begin{array}{l} \beta > -1 \left\{ \begin{array}{l} LE > 0 \\ H > 0 \text{ se } \beta > 0 \\ H < 0 \text{ se } \beta < 0 \end{array} \right. \\ \beta < -1 \left\{ \begin{array}{l} LE < 0 \\ H > 0 \end{array} \right. \end{array} \right.$$

- B) Quando $R_n - G < 0$: Se $\beta < -1$, então o único caso possível é $LE > 0$ e $H < 0$. Se $\beta > -1$ então $LE < 0$, considerando que H pode ser positivo ou negativo dependendo do sinal do β .

$$R_n - G < 0 \left\{ \begin{array}{l} \beta < -1 \left\{ \begin{array}{l} LE > 0 \\ H < 0 \end{array} \right. \\ \beta > -1 \left\{ \begin{array}{l} LE < 0 \\ H > 0 \text{ se } \beta > 0 \\ H < 0 \text{ se } \beta < 0 \end{array} \right. \end{array} \right.$$

Se estas condições não são satisfeitas, o balanço de energia pelo método da Razão de Bowen indicará uma direção incorreta para os fluxos de calor sensível e latente, então segundo Perez et al. (1999) devem ser descartados os dados que não respeitarem essas condições.

Outra condição que deve ser considerada quando se utiliza o método da Razão de Bowen para a estimativa de LE e H, é quando β aproxima de -1, fazendo os denominadores das equações (19) e (20) tenderem a zero, o que torna os cálculos de LE e H se tornarem impossíveis, pois ambos perdem o sentido físico. Os valores de β ficam próximos de -1 ao amanhecer, ao anoitecer ou quando ocorre precipitação, pois muda o sentido do gradiente de temperatura, tornando-se oposto ao gradiente de pressão de vapor. Para Ortega-Farias et al. (1996) se β estiver compreendido entre $-1,3 < \beta < -0,7$ os dados também devem ser rejeitados, pois dependendo da precisão dos equipamentos, dentro dessa margem não corre o risco de dados próximos a -1.

Aplicando as considerações anteriores, alguns valores de LE e H são rejeitados. Para o preenchimento das falhas, devido à exclusão dos dados foram ajustadas algumas regressões lineares utilizando os dados corretos de (LE+ H) confrontando com os dados de (Rn) e (Rn-G). A escolha entre as regressões feitas em função de Rn e Rn-G foi pelo critério do maior valor do coeficiente de determinação (R^2).

Para a confirmação das variabilidades sazonal e interanual foi utilizado o método de comparação das médias *Bootstrap* (SOKAL & ROHLF, 1998), avaliando seus intervalos de confiança (limites superior e inferior). O método consiste na aleatorização dos dados, repetindo o processo mil vezes, para assim obter uma média universal. Com as médias e os intervalos de confiança foi possível determinar se houve diferença

significativa com 95% de confiança para determinada variável durante os períodos e entre os anos consecutivos.

Neste trabalho usou-se um critério diferente de divisão dos períodos sazonais, já que no primeiro mês que ocorre algumas chuvas, considerado já como chuvoso por alguns autores, o solo do local está muito seco, fazendo as variáveis micrometeorológicas se comportarem mais como período seco do que chuvoso, pois o solo demora a se encharcar. Do mesmo modo, no final do período chuvoso (precipitação abaixo de 100 mm) o solo ainda demora um tempo para perder a umidade, se comportando como período chuvoso. Então o critério de acima ou abaixo de 100 mm de chuva ficou estabelecido para não correr o risco de incluir meses com características como as citadas acima.

4. RESULTADO E DISCUSSÃO

A variabilidade interanual proposta por este estudo levou em consideração quatro períodos sazonais durante os anos de 2009 a 2011, sendo dois períodos secos e dois períodos chuvosos. Antunes Junior (2010) mostra que o comportamento das variáveis micrometeorológicas nesta região é bem distinto, justificando assim a divisão em períodos sazonais conforme o regime de chuvas (Figura 9).

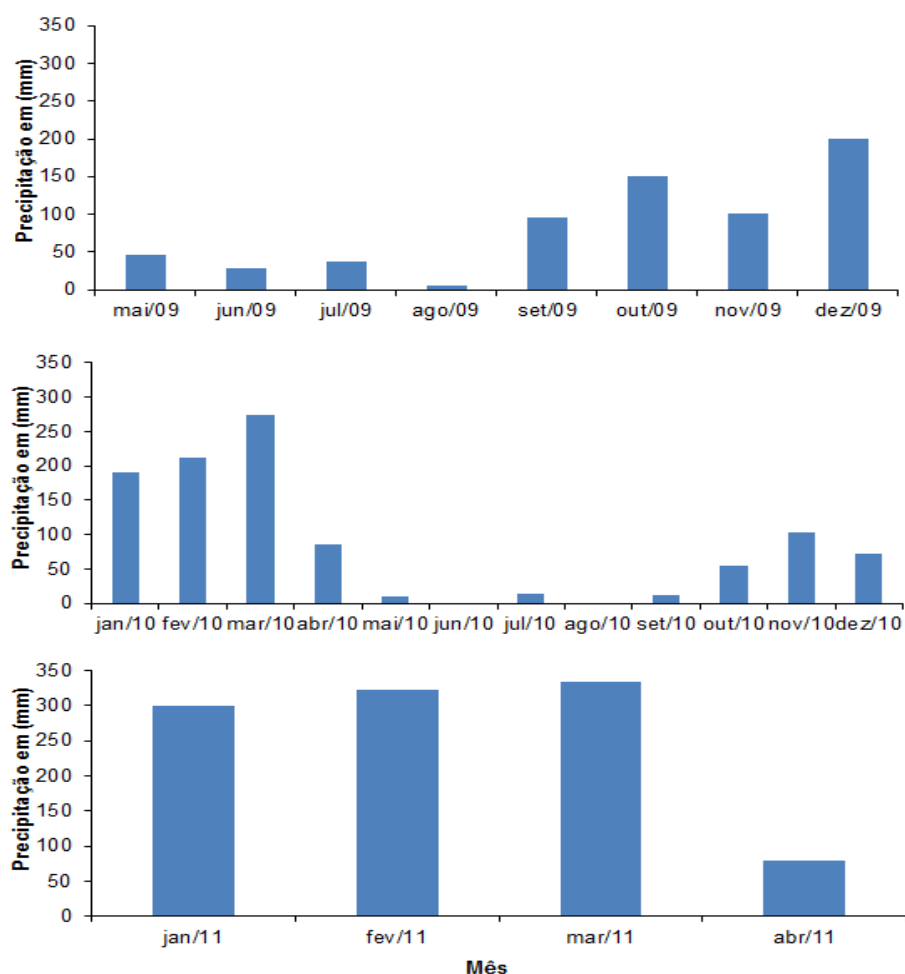


Figura 9. Distribuição do regime de chuvas da Fazenda Miranda durante o período de 2009 a 2011.

4.1 PERÍODO SECO (2009)

Os meses pertencentes ao período seco em 2009 foram de maio a outubro, por apresentarem baixa (menos de 100 mm/mês) ou até nenhuma pluviosidade, com alta correlação em relação a umidade do solo.

No período seco do ano 2009, de maio a outubro, a temperatura média diária do ar variou de 12 °C a 32 °C, com uma média de 25°C durante todo o período (Figura 10). Mesmo com a entrada de algumas frentes frias, a temperatura média do período ainda se mantém relativamente alta, sendo esta uma característica da região.

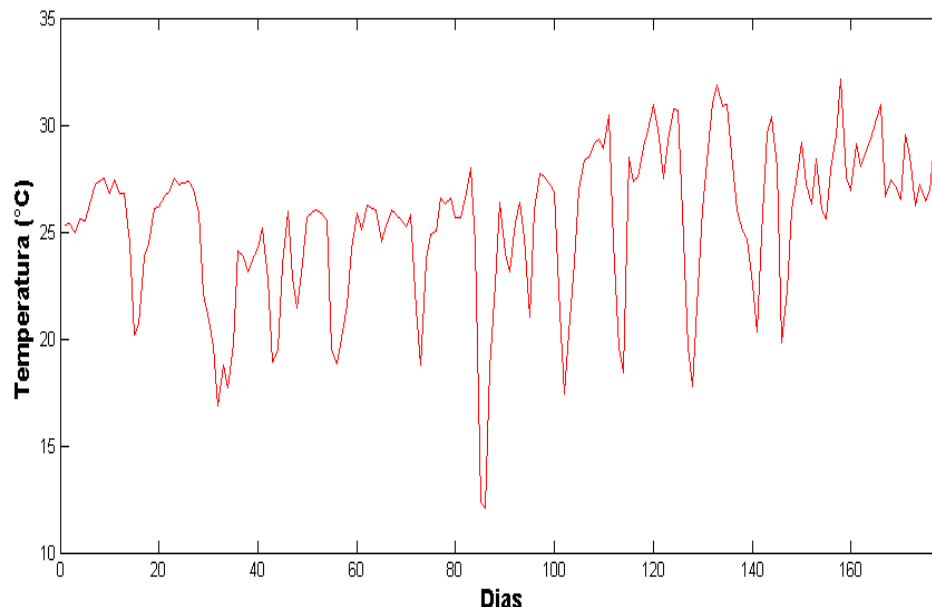


Figura 10. Médias diárias da temperatura no período seco de 2009.

Os períodos secos na região apresentam altas amplitudes na temperatura, pois, durante este período ocorre a entrada das frentes frias e a baixa umidade relativa do ar contribuem na amplitude, já que a água é um importante composto na regulação térmica. A média diária da umidade relativa do ar neste período foi de 69%, com dias com médias um pouco abaixo de 40% e alguns dias chegando até a 90% mostrando alta variabilidade durante o período (Figura 11).

A sazonalidade da região em função da precipitação mensal condiciona um período com baixa ou até nenhuma pluviosidade, fazendo com que o conteúdo de água no solo seja muito baixo, consequentemente a umidade relativa assume baixos valores durante esse período.

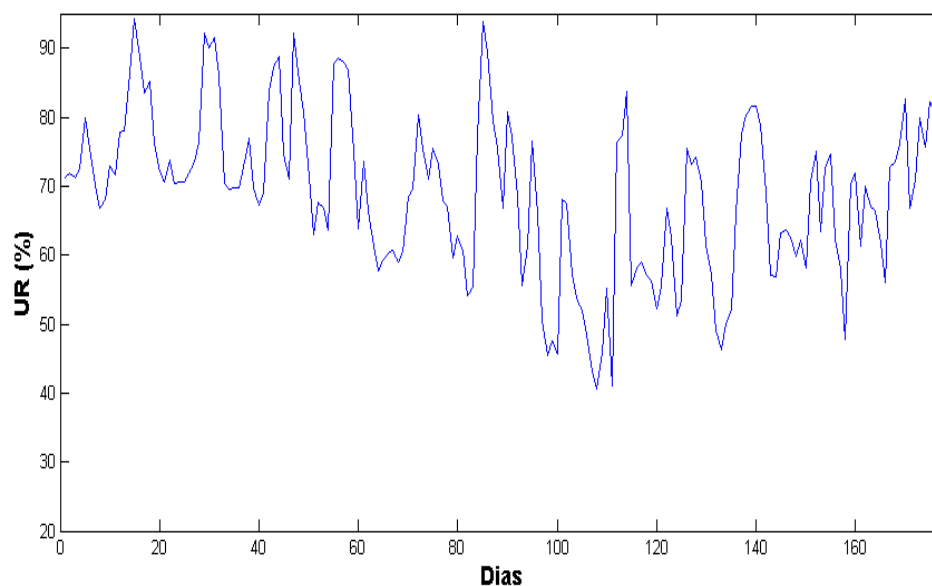


Figura 11. Médias diárias da umidade relativa no período seco (2009).

Os baixos valores da umidade relativa no período de seca de 2009 mostram que havia pouca disponibilidade de água na área de estudo. Como a vegetação é de baixa densidade, o solo fica praticamente exposto à radiação, podendo ser uma das causas do solo perder rapidamente a umidade.

Geralmente a temperatura e as condições de umidade dentro e acima de uma floresta são resultado da reflexão da transmissão e absorção da energia solar na superfície do dossel, a sua conversão em calor sensível e latente e a alocação da luz e calor dentro de uma floresta (MOTZER, 2005).

No período seco de 2009 a energia disponível ao ecossistema (***R_n***) para a realização de todos os processos ecofisiológicos foi em média $9,17 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ e sendo em sua maioria utilizado para o aquecimento do ar em forma de calor sensível (Figura 12).

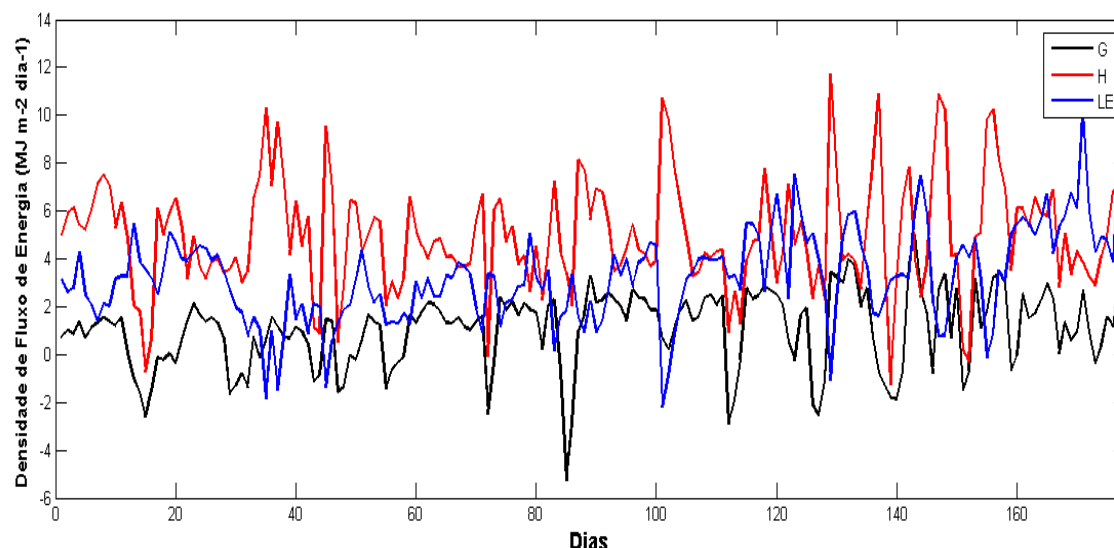


Figura 12. Partição da energia disponível em fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor no solo (G) no período seco (2009) pelo método da Razão de Bowen.

No período seco como o solo perde quase toda a umidade devido à ausência de uma vegetação mais densa, a energia é em sua maioria destinada ao aquecimento do ar em forma de calor sensível, utilizando em média $4,93 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$, sendo aproximadamente 54% de toda a energia disponível aos processos ecofisiológicos. Giambelluca et al. (2009) que realizaram estudos de partição de energia no Cerrado na região do Planalto Central brasileiro, observaram que, quando diminui a densidade da vegetação, a tendência é aumentar a partição em forma de fluxo de calor sensível no ecossistema.

A parcela da energia destinada ao aquecimento do solo (G), que em florestas densas apresenta pequenos valores (FALGE et al., 2001; PRIANTE FILHO et al., 2004), na área de estudo no período seco de 2009 apresentou $1,03 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$, sendo esta 11,23% do saldo de radiação. Heusinkveld et al. (2004) encontraram contribuições significativas em relação ao total de energia em áreas desérticas, em conformidade com as características do local de estudo, que após retirada da vegetação original, o solo ficou mais exposto a radiação. Devido a essa exposição maior da radiação, o solo atinge altas temperaturas conforme aumenta a radiação global (R_g), atingindo temperaturas de até 45°C . Esse alto gradiente térmico em relação às camadas mais profundas do solo propicia

maior densidade de fluxo de calor no solo de acordo com a equação de Fourier, onde o fluxo é definido como proporcional a condutividade térmica do solo e ao gradiente de temperatura (NOVAIS et al., 2011).

O componente do balanço de energia do ecossistema que obteve maior diferença em relação a florestas úmidas (da ROCHA et al., 2004) dentre os considerados no período seco de 2009 foi o fluxo de calor latente, que consumiu em média $3,22 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, sendo apenas 35,11% da energia total disponível ao sistema, quanto que nas florestas úmidas essa fração ultrapassa os 80%. Os baixos valores das densidades de fluxo de calor latente deveram-se pela baixa umidade do solo, pois sem disponibilidade de água a energia não foi utilizada na forma de LE.

4.2 PERÍODO CHUVOSO (2009-2010)

Os meses pertencentes ao período chuvoso foram a partir de novembro de 2009 a abril de 2010, por apresentarem alta pluviosidade (acima de 100 mm/mês), com alta correlação em relação à umidade do solo.

Os períodos caracterizados como chuvosos na região apresentam normalmente temperaturas altas, pois estão compreendidos entre o final da primavera e transitando por todo o período de verão. A temperatura média foi de 27°C , variando entre 23°C e atingindo temperaturas médias diárias de pouco mais de 30°C .

A variação temporal das médias diárias de temperatura no período chuvoso apresentam menores amplitudes em relação aos períodos secos da região. O desvio entre os dias mais quentes e os que apresentaram menores médias diárias foi de $\pm 3^{\circ}\text{C}$ em relação à média no período (Figura 13).

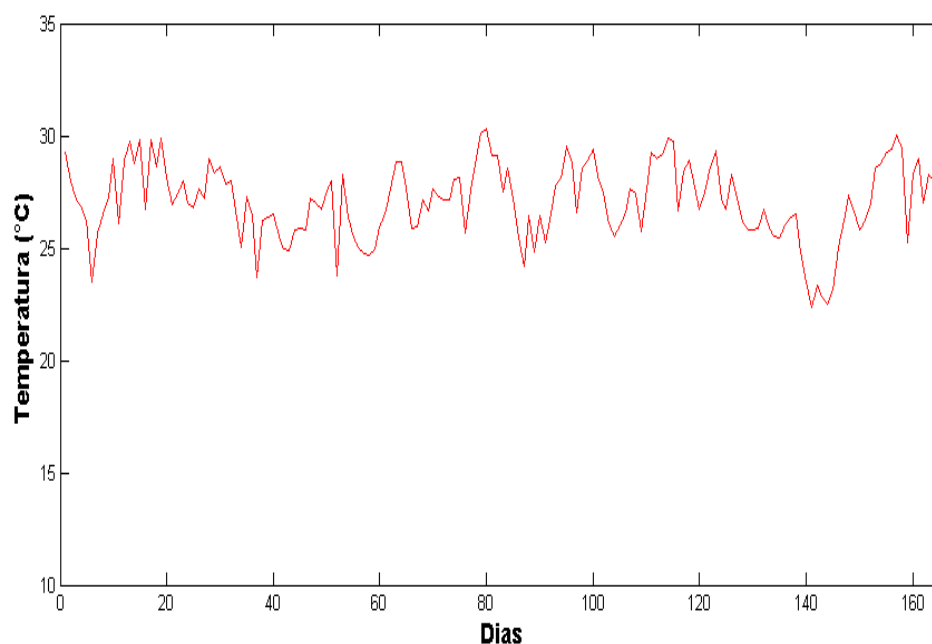


Figura 13. Médias diárias da temperatura no período chuvoso 2009-2010.

Para Curado (2011) essa baixa amplitude térmica em períodos de maior ocorrência de precipitação e consequentemente maiores valores da umidade relativa, se deve à maior quantidade de água na atmosfera, sendo este um fator de regulação térmica, como já mencionado anteriormente.

No período chuvoso (2009-2010) a umidade relativa teve uma média de 77%, se mantendo com baixa amplitude, mostrando que a umidade se manteve constante e com altos valores em comparação com o período seco, porém no período seco notou-se em alguns picos de umidade alta, mas esta rapidamente voltava a valores mais abaixo, mostrando a baixa capacidade do ecossistema em manter a umidade em valores altos (Figura 14).

Com a maior quantidade de umidade na atmosfera da região, no período chuvoso (2009-2010) maior desprendimento da energia disponível foi utilizado na forma de calor latente, utilizando menor porcentagem para as outras parcelas do balanço energético.

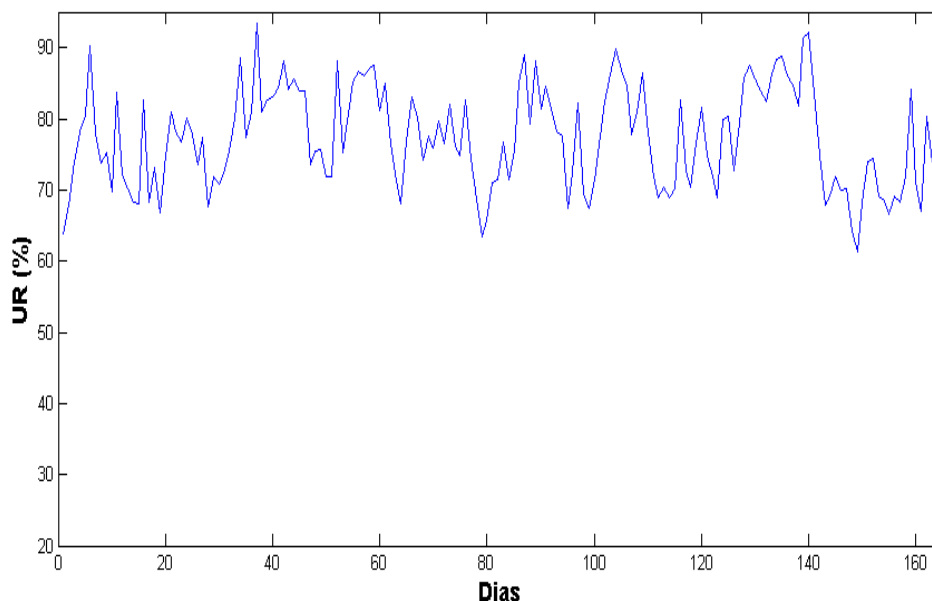


Figura 14. Médias diárias da umidade relativa no período chuvoso 2009-2010.

O período chuvoso, mesmo com uma maior nebulosidade, apresentou quantidade do saldo de radiação (**Rn**) maior que o período seco, com um total diário médio de $11,45 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$, pois compreende um período de verão. Com maior energia disponível no sistema e maior quantidade de água suspensa em forma de vapor, propiciou a maior utilização da energia em forma de calor latente, $6,96 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$, correspondendo a 60,79% da energia disponível.

Diferentemente das florestas úmidas como a de Santarém na região amazônica que tem máxima disponibilidade de água para a evapotranspiração durante todo o ano e ficam limitadas pela nebulosidade no período chuvoso (da ROCHA et al., 2004), o cerrado apresenta alta sazonalidade em relação ao período seco com baixa correlação em relação a energia disponível (GIAMBELLUCA et al., 2009), pela disponibilidade de água do ecossistema, apresenta valores de ET maiores no período chuvoso, mostrando que a disponibilidade da umidade do solo no período chuvoso é um fator determinante para o aumento, sendo este um processo limitante nos períodos de seca.

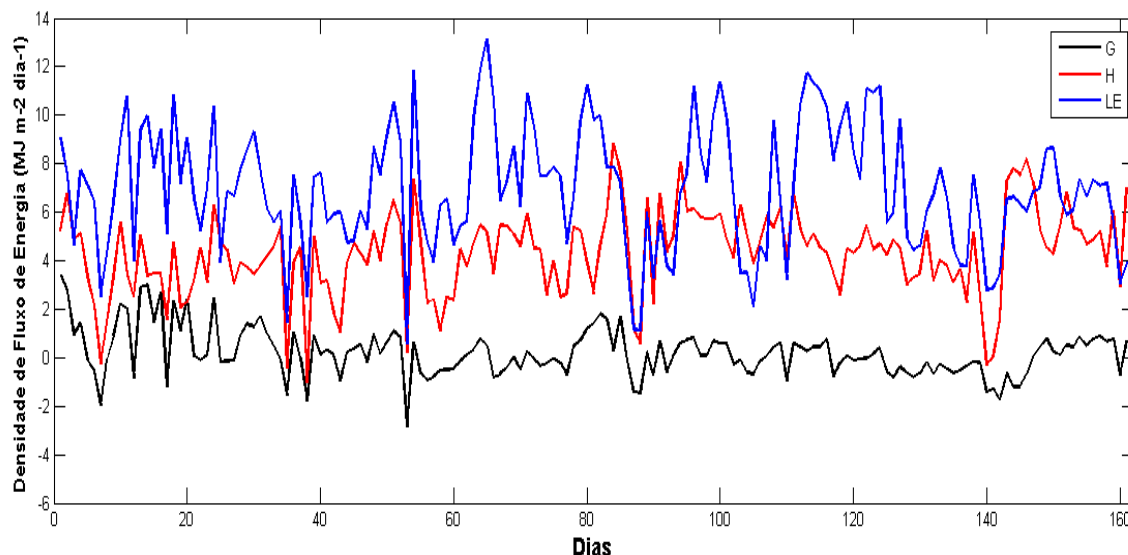


Figura 15. Partição da energia disponível em fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor no solo (G) no período chuvoso (2009-2010) pelo método da Razão de Bowen.

A energia utilizada para o aquecimento do sistema foi em média $4,30 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, correspondendo a 37,55% da energia total disponível para os processos ecofisiológicos (Figura 15). Mesmo sendo menor que a magnitude das densidades de fluxo de calor latente, é ainda um valor alto 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.

A parcela do balanço energético destinada ao aquecimento do solo no período chuvoso foi de apenas $0,19 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ correspondendo a 1,66% de toda energia disponível. As densidades de fluxo de energia no solo em regiões onde os solos possuem micro poros tendem a ser maior no período chuvoso (ABU-HAMDEH et al., 2001) como observado no norte do Pantanal mato-grossense em análises sazonais (NOVAIS et al., 2011; RODRIGUES et al., 2011). Essa menor densidade de energia no solo na área de estudo no período chuvoso em relação ao período seco, em contradição com Novais et al. (2011) e Rodrigues et al. (2011), pode estar relacionado com a estruturação do solo do local, que, por ser pedregoso, não consegue agregar água em seus espaços como acontece em solos mais compactos, dificultando a transferência de energia, já que a água é melhor condutor térmico que o ar.

4.3 PERÍODO SECO (2010)

O segundo período de seca do estudo foi compreendido entre os meses de maio a outubro de 2010, com pluviosidade mensal acumulada abaixo de 100 mm, com baixa umidade do solo.

Este período seco apresentou temperaturas relativamente altas (Figura 16) comparadas com aquelas observadas durante o primeiro período seco (2009). A temperatura média do período foi de 26,8 °C, mesmo compreendendo o período do ano onde a energia disponível é menor, sendo esta última em média 8,00 MJ m⁻²dia⁻¹.

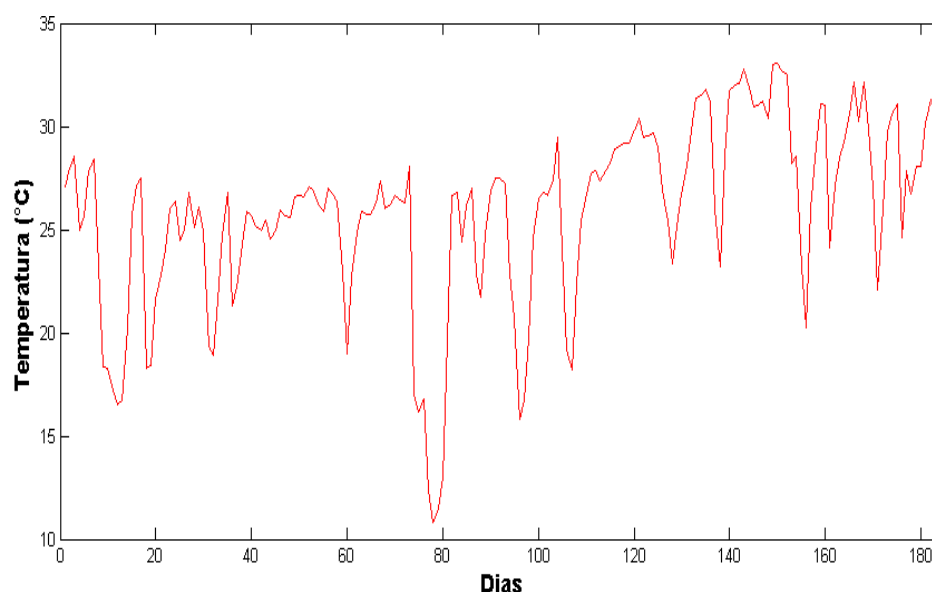


Figura 16. Médias diárias da temperatura no período seco 2010.

Neste período houve também maior amplitude na série temporal de temperatura em relação aos períodos chuvosos, variando entre 11 e 34 °C. Durante o período seco de 2010 houve pluviosidade muito baixa, e a primeira chuva demorou a acontecer do que em outros anos. Esse alongamento da estiagem do período seco fez com que a umidade relativa no período (Figura 17) fosse muito baixa, ficando com uma média de 57%.

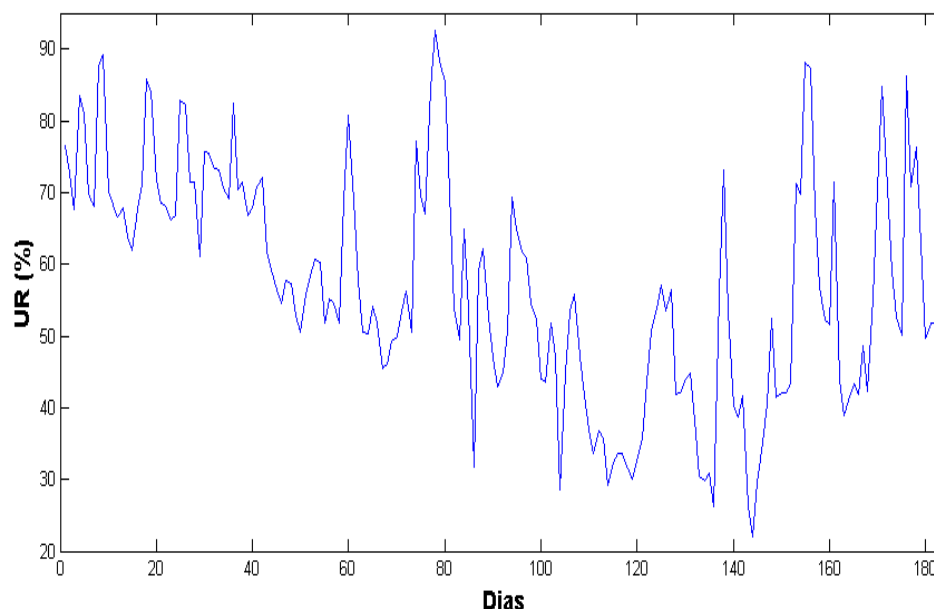


Figura 17. Médias diárias da umidade relativa no período seco 2010.

Em períodos de seca prolongada como este, com baixa disponibilidade de umidade no solo, as plantas do bioma Cerrado segundo Oliveira et al (2005) tem a estratégia de captação de água em partes mais profundas do solo, já que a disponibilidade nas camadas superficiais é baixa.

A baixa disponibilidade de água no sistema possibilitou uma configuração bem distinta das anteriores neste período. Com o baixo nível de umidade, com um limite inferior próximo a 20%, observou-se que o fluxo de calor latente (Figura 18) em alguns momentos inverteu o sentido, ou seja, houve maior quantidade de condensação do que evapotranspiração, com uma média de $1,15 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$, sendo o baixo valor (Figura 25) no início da manhã em virtude da mudança de direção do fluxo. Com isso a energia disponível foi amplamente utilizada para os outros processos, sendo principalmente em forma de calor sensível.

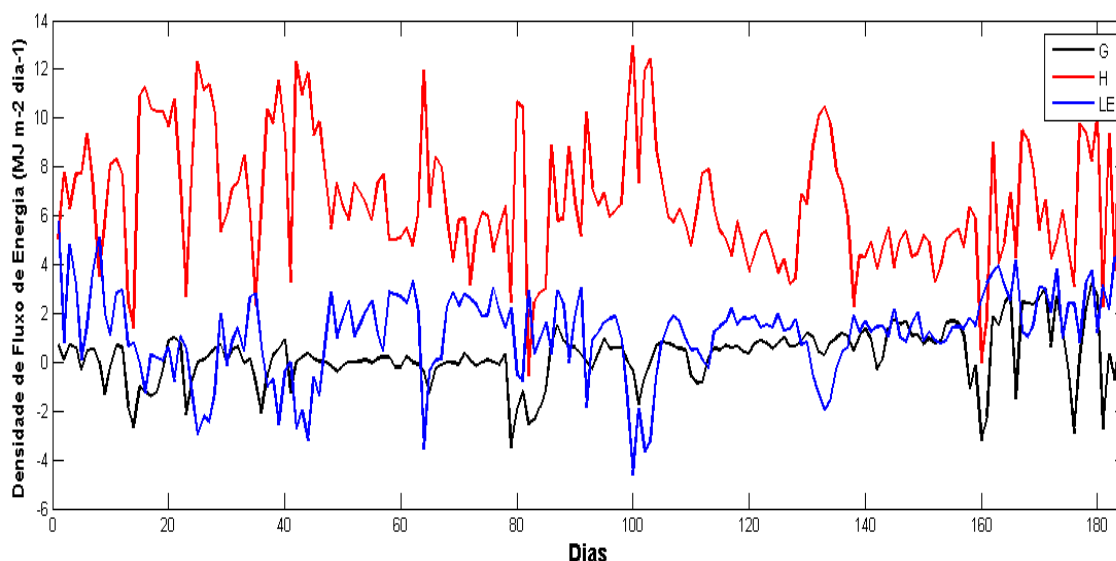


Figura 18. Partição da energia disponível em fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor no solo (G) no período seco (2010) pelo método da Razão de Bowen.

Um dos motivos pelos quais se observou uma maior temperatura neste período foi a maior utilização da energia disponível, em quase sua totalidade, em forma de calor sensível, sendo em média $6,61 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$, muito diferente dos padrões observados no período seco de 2009. Giambelluca et al. (2009) em estudos com diferentes densidades de Cerrado na porção central do Brasil mostra que quanto menor a sua densidade, maior será a contribuição em forma de calor sensível nos períodos de seca, em conformidade com este estudo que apresenta uma densidade de arbustos muito baixa.

A densidade de fluxo de energia destinada ao aquecimento do solo foi de apenas $0,24 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$, mostrando a grande variabilidade deste componente do balanço de energia entre os dois períodos secos.

4.4 PERÍODO CHUVOSO (2010-2011)

O período chuvoso (2010-2011) foi de novembro a abril, com uma peculiaridade, durante o início do período, o local ainda passava por um estresse hídrico, resquício da prolongada estiagem do período seco do mesmo ano. A temperatura média foi próxima a 27°C , com baixa amplitude, variando entre 23°C a pouco mais de 30°C (Figura 19).

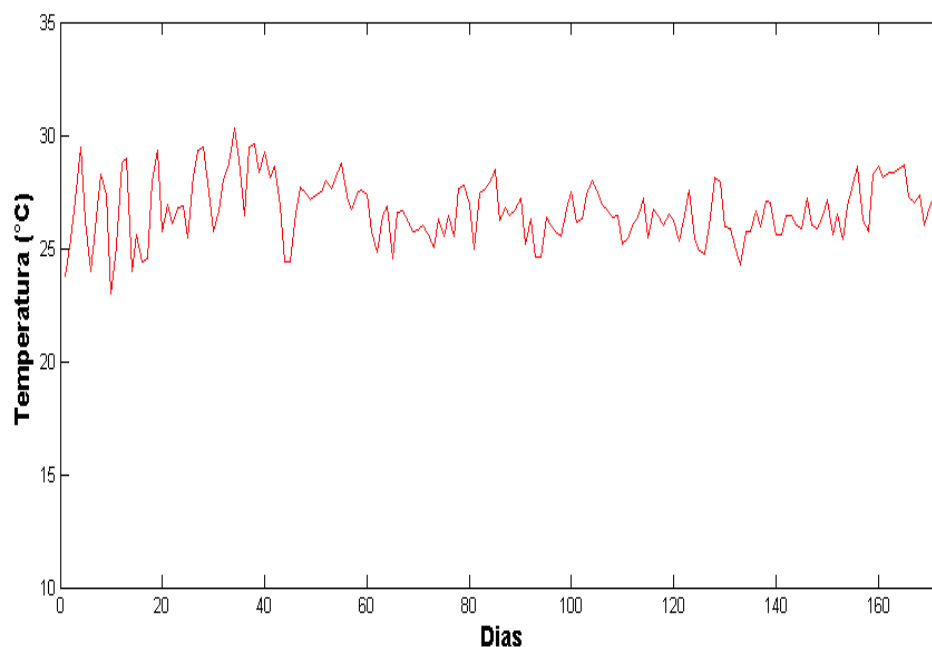


Figura 19. Médias diárias da temperatura no período chuvoso (2010-2011).

No início do período chuvoso a umidade relativa (Figura 20) ainda oscilava entre valores mais baixos, devido ao prolongamento do período seco, tendo certa amplitude que ainda não correspondia totalmente com as características do período, mas logo se mantém em valores mais altos, com uma média no período de 76%, sendo apenas 1% a menos que a umidade relativa do período chuvoso anterior.

As variáveis micrometeorológicas, temperatura e umidade relativa, medidas no local, em média não oscilaram de um ano para outro, porém a configuração das distribuições dos fluxos de energia apresentou comportamento distinto em relação ao período chuvoso de (2009-2010).

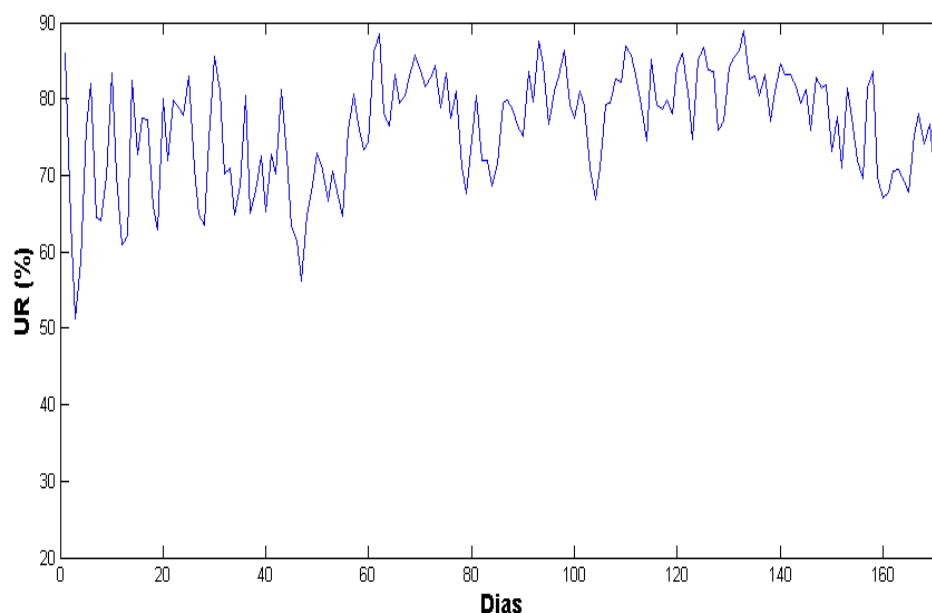


Figura 20. Médias diárias da umidade relativa no período chuvoso (2010-2011).

A energia disponível para os processos ecofisiológicos do ecossistema foi de $11,28 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$, com pouca diferença em relação ao período chuvoso anterior (2009-2010). Mesmo com a média da energia disponível parecida para ambos os períodos chuvosos a partição da energia foi diferente, ou seja, as densidades de fluxo de energia (Figura 21) não se dividiram com o mesmo padrão apresentado no período chuvoso anterior.

A maior utilização da energia disponível no período chuvoso (2010-2011) foi em forma de calor latente, $6,97 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$, correspondendo a aproximadamente 61,79% do total da energia disponível.

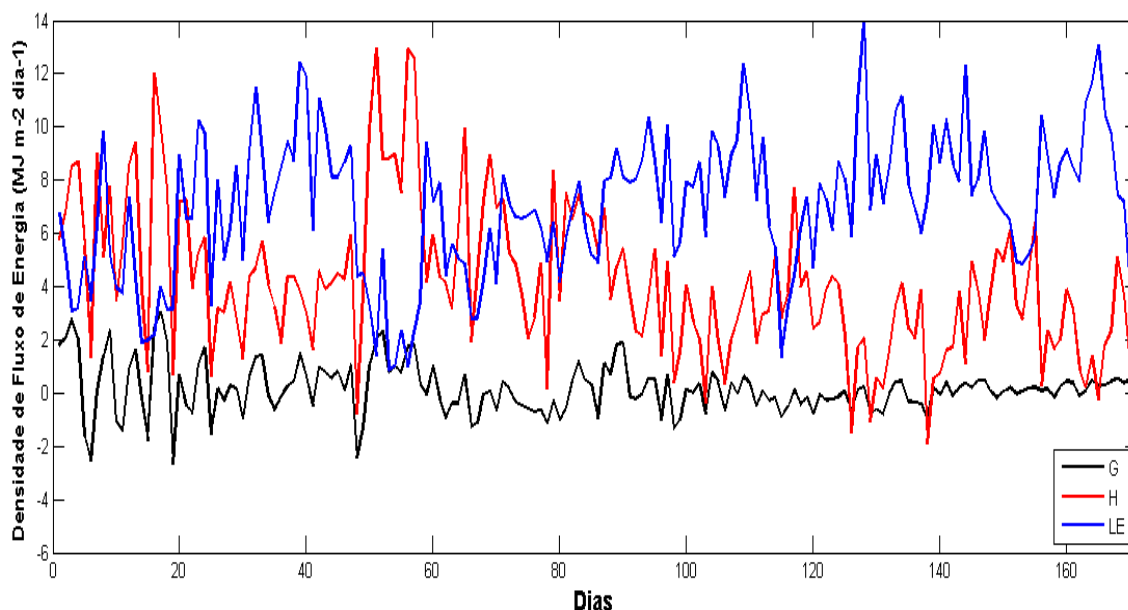


Figura 21. Partição da energia disponível em fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor no solo (G) no período chuvoso (2010-2011) pelo método da Razão de Bowen.

A utilização da energia disponível em forma de calor sensível foi de $4,17 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ quantidade muito parecida a utilizada no período chuvoso anterior, comparação esta corroborada na igualdade das temperaturas médias em ambos períodos. A contribuição destinada ao aquecimento do solo foi de $0,15 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, continuando a tendência de valores menores em relação aos períodos de seca.

4.5 VARIABILIDADE INTERANUAL

4.5.1 Análise estatística dos dados

Para análise das variáveis que influenciam diretamente os componentes do balanço de energia, foi utilizado o método de comparação das médias, *bootstrap*, e através dos seus intervalos de confiança superior (LS) e inferior (LI) a um nível de significância de 95%, concluir qual delas variou significativamente entre os períodos secos e chuvosos e entre os anos consecutivos.

Tabela 1. Médias e intervalos de confiança obtidos pelo método bootstrap para radiação global incidente (Rg_i).

	seca 2009		chuva 2009-2010	seca 2010
períodos	médias	LS	LI	
seca 2009	27,3554	28,4591	26,2064	
chuva 2009-2010	21,7447	22,6637	20,7936	DIFERENTE
seca 2010	29,1167	30,4417	27,7336	IGUAL DIFERENTE
chuva 2010-2011	29,8802	31,0752	28,6471	DIFERENTE DIFERENTE IGUAL

Tabela 2. Médias e intervalos de confiança obtidos pelo método bootstrap para radiação global refletida (Rg_r).

	seca 2009		chuva 2009-2010	seca 2010
períodos	médias	LS	LI	
seca 2009	3,2240	3,4855	2,9615	
chuva 2009-2010	4,5977	4,7918	4,3996	DIFERENTE
seca 2010	5,2810	5,5146	5,0641	DIFERENTE DIFERENTE
chuva 2010-2011	6,5827	6,8939	6,28131	DIFERENTE DIFERENTE DIFERENTE

Tabela 3. Médias e intervalos de confiança obtidos pelo método bootstrap para o saldo de radiação (Rn).

	seca 2009		chuva 2009-2010	seca 2010
períodos	médias	LS	LI	
seca 2009	9,1566	9,6403	8,6272	
chuva 2009-2010	11,444	12,031	10,7721	DIFERENTE
seca 2010	7,9952	8,3582	7,6084	DIFERENTE DIFERENTE
chuva 2010-2011	11,279	11,805	10,7305	DIFERENTE IGUAL DIFERENTE

A alta variabilidade do fluxo de calor sensível entre os períodos de seca poderia ser explicada pela maior incidência de radiação global (Tabela 1), porém a radiação que foi refletida pela superfície (Tabela 2), também foi maior, não explicando assim a maior contribuição em forma de calor sensível, portanto, sendo totalmente explicado apenas pelo déficit hídrico. Entre os períodos chuvosos, a energia disponível (Rn) (Tabela 3) foi significativamente igual, diferindo apenas nas partições dos fluxos de energia. Os intervalos de confiança das médias das variáveis descritas acima foram ilustrados na Figura 22.

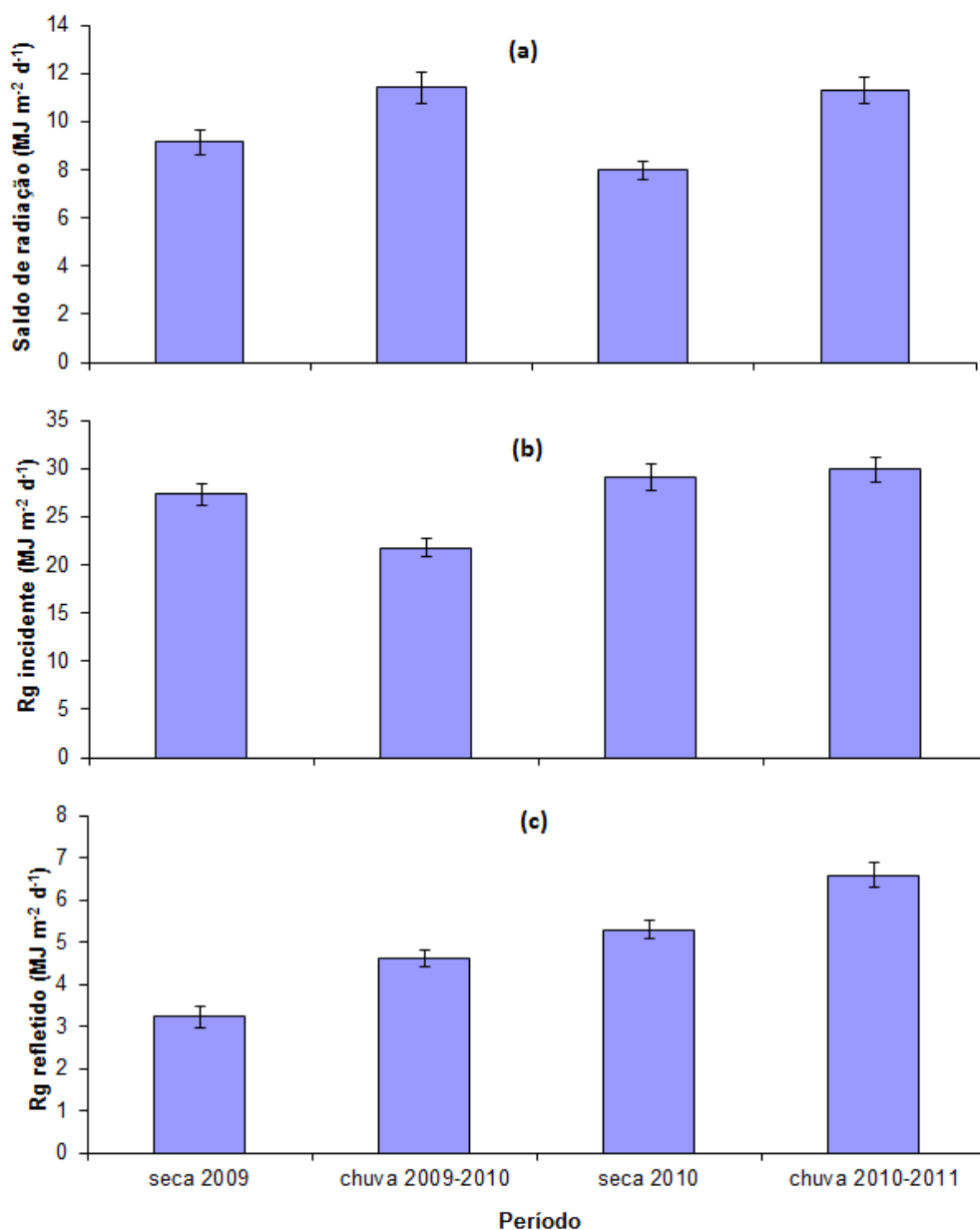


Figura 22. Médias das variáveis Rg_i (a), Rg_r (b) e Rn (c) com intervalos de confiança obtidos pelo método bootstrap.

As diferenças observadas da radiação global refletida (Figura 22 b) entre os períodos não correspondem a mudanças ocorridas por diferenças de período, pois elas estão sempre aumentando, podendo ser explicado pelo fato da regeneração natural da vegetação nativa, que não é mais mexida depois da instalação da torre no ano de 2009, não sendo então um parâmetro de comparação para diferenças sazonais e interanuais.

As médias e os intervalos de confiança das variáveis do balanço de energia obtidos pelo método *bootstrap* mostram se houve diferenças sazonais e interanuais em relação a cada variável durante os quatro períodos analisados.

Tabela 4. Médias e intervalos de confiança obtidos pelo método bootstrap para fluxo de calor sensível (H).

	seca 2009		chuva 2009-2010	seca 2010
períodos	médias	LS	LI	
seca 2009	4,9312	5,2885	4,5814	
chuva 2009-2010	4,2877	4,5525	4,0006	DIFERENTE
seca 2010	6,6059	6,9700	6,2443	DIFERENTE
chuva 2010-2011	4,1654	4,5895	3,7537	IGUAL

Tabela 5. Médias e intervalos de confiança obtidos pelo método bootstrap para fluxo de calor latente (LE).

	seca 2009		chuva 2009-2010	seca 2010
períodos	médias	LS	LI	
seca 2009	3,2240	3,4855	2,9615	
chuva 2009-2010	6,9658	7,3608	6,5749	DIFERENTE
seca 2010	1,1463	1,3798	0,9020	DIFERENTE
chuva 2010-2011	6,9672	7,3726	6,5601	IGUAL

Tabela 6. Médias e intervalos de confiança obtidos pelo método bootstrap para fluxo de calor no solo (G).

	seca 2009		chuva 2009-2010	seca 2010
períodos	médias	LS	LI	
seca 2009	1,0293	1,2539	0,7948	
chuva 2009-2010	0,1958	0,3387	0,0369	DIFERENTE
seca 2010	0,2356	0,3995	0,0766	IGUAL
chuva 2010-2011	0,1521	0,3054	0,0115	IGUAL

Observa-se na Tabela 4 que no período chuvoso não houve diferença significativa para o fluxo de calor sensível entre os anos consecutivos, mostrando que esta variável se manteve estável entre os períodos chuvosos. Entre os períodos de seca apresentou diferença significativa, já que o conteúdo de água mudou consideravelmente entre os anos consecutivos.

O fluxo de calor latente (Tabela 5), componente que depende diretamente do conteúdo de água no sistema, apresentou diferenças sazonais e interanuais para os períodos de seca, mas não variou significativamente entre os períodos de chuvosos. Já o fluxo de calor no solo (Tabela 6), foi diferente significativamente no período seco 2009, sendo igual entre os outros períodos, mostrando que a variável não apresenta tanta variabilidade sazonal e interanual no local de estudo.

Os desvios das médias para cada variável, critério utilizado para evidenciar as magnitudes das diferenças sazonais e interanuais, foi observado de acordo com a Figura 23.

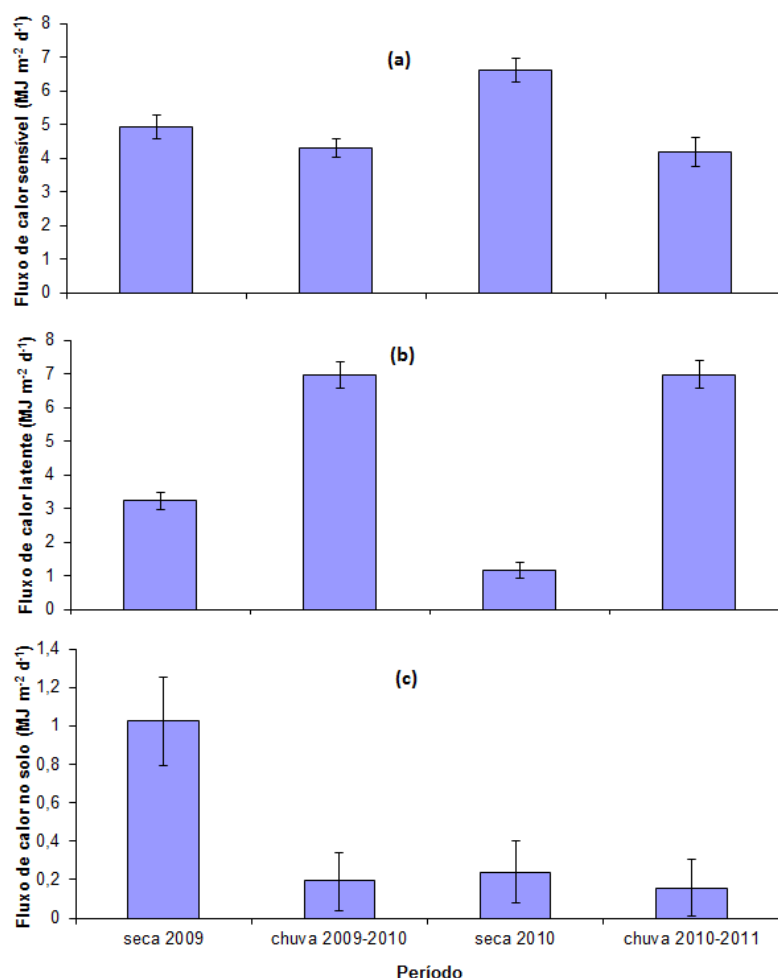


Figura 23. Médias das variáveis H (a), LE (b) e G (c) com intervalos de confiança obtidos pelo método bootstrap.

Para melhor análise da alta variabilidade interanual das partições dos componentes do balanço de energia, foi construído um dia característico de cada um dos quatro períodos estudados com todos os dados. Deste modo é possível observar o comportamento médio diário de cada componente, pois, a cada intervalo de trinta minutos foi feito uma média daquele instante com todos os dados do período, fazendo deste gráfico uma representação de como as variáveis se comportaram durante um dia.

A análise interanual foi feita entre períodos semelhantes, ou seja, seco (2009) (Figura 24) com seco (2010) (Figura 25) e chuvoso (2009-2010) (Figura 26) com chuvoso (2010-2011) (Figura 27), para verificar se os padrões de distribuições dos componentes do balanço de energia se mantinham em anos consecutivos.

4.5.2 Períodos secos

Observando as partições de energia entre os períodos de seca no local de estudo nota-se alta variabilidade, um pouco explicado pela diferença da energia disponível entre os anos consecutivos, mas distribuindo-se de maneira diferente.

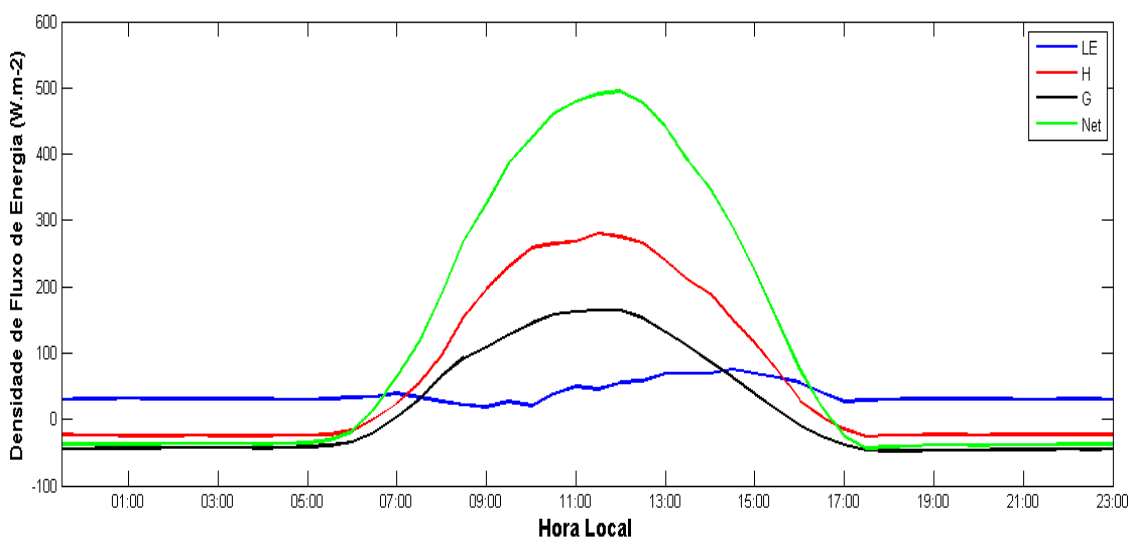


Figura 24. Distribuição horária dos fluxos de energia no período seco 2009.

A mudança no conteúdo de água do sistema devido à variação do regime de chuva aliada à falta de vegetação densa na região, fez com que as partições de energia modificassem bastante entre os períodos, mostrando o quão importante é o papel da vegetação original na manutenção dos padrões dos fluxos de energia. A diferença na

quantidade de água no solo devido a maior estiagem no período seco (2010), fez com que aumentasse a energia destinada ao aumento da temperatura, fazendo a temperatura média aumentar em quase 2 °C (Tabela 7).

Tabela 7. Variabilidade interanual das variáveis micrometeorológicas nos períodos de seca.

Ano	Temperatura	Umidade Relativa	Rn (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	LE (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	H (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	G (MJ m ⁻² dia ⁻¹)
SECO (2009)	25 °C	69%	9,17	3,22	4,93	1,03
SECO (2010)	26,8 °C	57%	8,00	1,15	6,61	0,24

Observando os dados de umidade relativa e temperatura nos dois níveis da torre micrometeorológica, observa-se que umidade relativa no nível superior às vezes é maior quando comparadas com os do nível inferior nos períodos de seca, explicando assim um fluxo de calor latente negativo no início da manhã, já que pela definição de estimativa da razão de Bowen, segue a relação fluxo-gradiente (PEREZ et al., 1999).

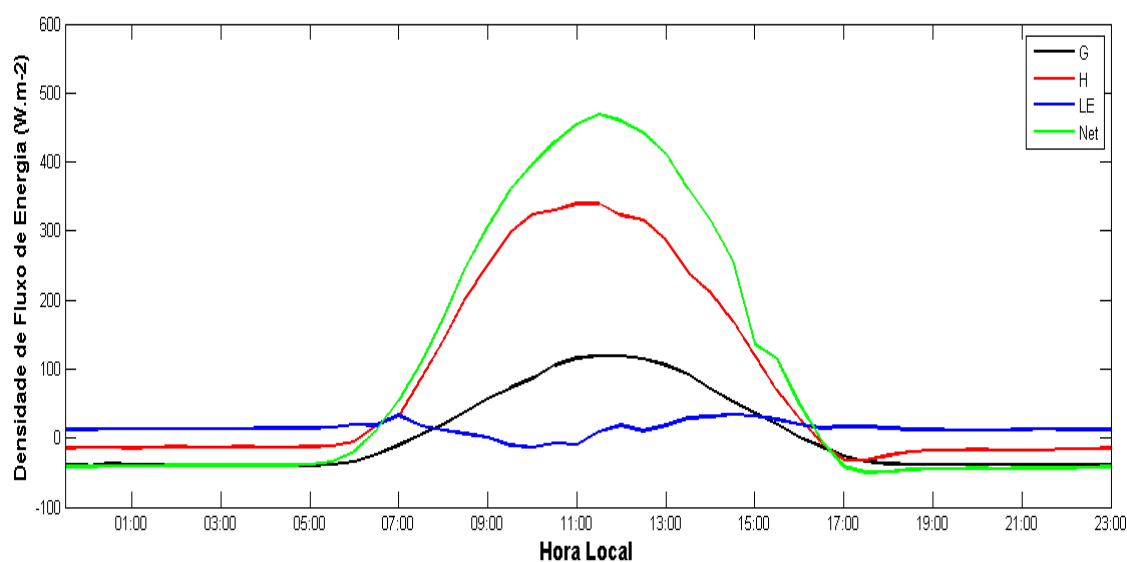


Figura 25. Distribuição horária dos fluxos de energia no período seco 2010.

Nos períodos de seca dos anos consecutivos mudou consideravelmente as condições no regime de chuvas, de temperatura média e umidade relativa, explicando em partes a mudança na partição dos fluxos de energia entre os anos. Mesmo que mudanças abruptas na partição de energia não sejam frequentes em ambientes de preservação, as condições de contorno do local, tais como conteúdo de água do sistema, fazem com que ele perca a estabilidade em relação as densidades de fluxo de energia.

4.5.3 Períodos chuvosos

O comportamento das variáveis de fluxo de energia nos períodos chuvosos apresentou maior estabilidade das densidades de fluxos de calor sensível e latente nos anos consecutivos de estudo em relação aos períodos de seca que variaram muito em magnitude.

Observando a Tabela 8 as condições de radiação líquida e de temperatura e umidade relativa foram relativamente parecidas entre os períodos chuvosos entre os anos usados para o estudo.

Tabela 8. Variabilidade interanual das variáveis micrometeorológicas nos períodos de chuva.

Ano	Temperatura	Umidade Relativa	Rn (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	LE (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	H (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	G (MJ m ⁻² dia ⁻¹)
CHUVOSO (2009-2010)	27 °C	77%	11,45	6,96	4,30	0,19
CHUVOSO (2010-2011)	26,7 °C	76,3%	11,28	6,97	4,17	0,15

No período chuvoso as mudanças nos padrões do balanço de energia foram de menor magnitude em relação as mudanças que ocorreram no período de seca, mostrando apenas alguns picos em momentos diferentes, podendo identificar que alguma variável pode ter se modificado nos anos consecutivos, como volume de chuva, mostrando maior estabilidade das variáveis neste período. Mesmo a região ter perdido um pouco da estabilidade nos períodos de seca, os períodos chuvosos ainda apresentam alguma

estabilidade em relação às variáveis analisadas, mostrando a importância da sazonalidade e do conteúdo de água no ecossistema, sendo este ultimo de fundamental importância na regulação dos processos.

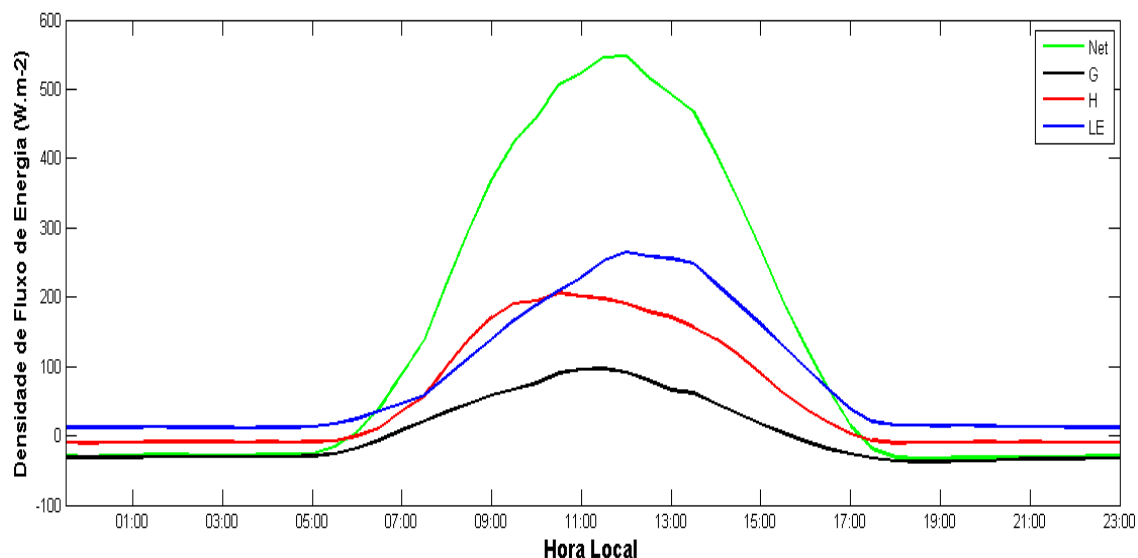


Figura 26. Distribuição horária dos fluxos de energia no período chuvoso 2009-2010.

O regime de chuva do período (2010-2011) iniciou-se mais tardiamente em decorrência do prolongamento do período seco (2010) em aproximadamente um mês em relação ao período chuvoso (2009-2010). Isto pode ter afetado de maneira decisiva o comportamento físico do ambiente em relação às partições dos fluxos de energia do ecossistema. Essas mudanças nos períodos chuvosos foram apenas a inclinação diferente das curvas de LE e H, mas pouco observadas nas médias.

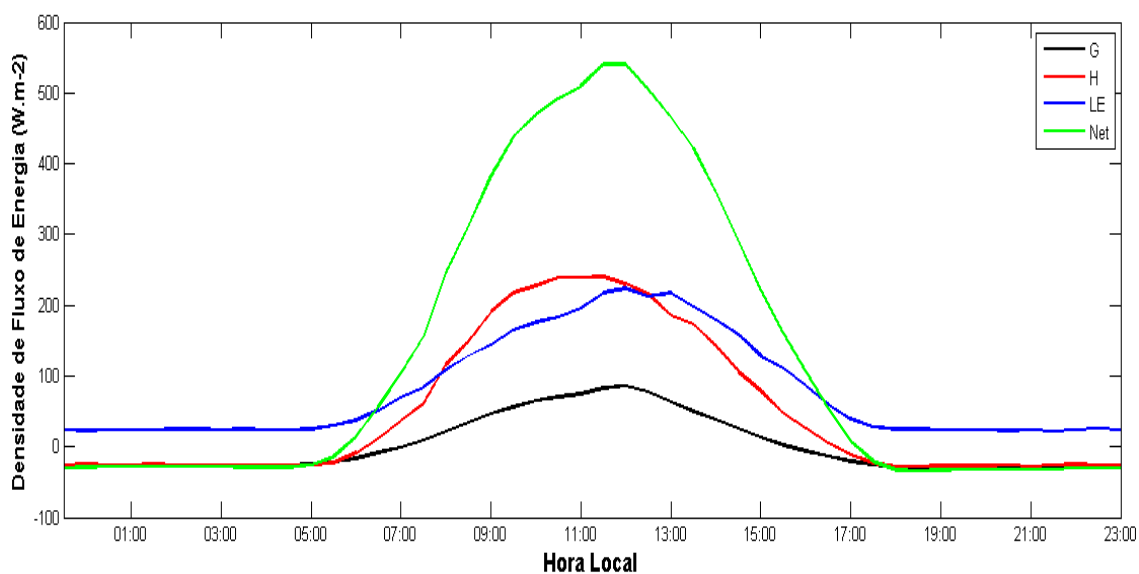


Figura 27. Distribuição horária dos fluxos de energia no período chuvoso 2010-2011.

A mudança anual de padrões no local pode afetar espécies que dependem de uma faixa específica de temperatura e de umidade ou certa estabilidade para realizar seus processos metabólicos.

4.6 CONSIDERAÇÕES A RESPEITO DO MÉTODO

O método da Razão de Bowen mostrou-se eficiente para os objetivos do trabalho, já que foi utilizado para análises qualitativas das partições dos fluxos de energia. Mas alguns cuidados devem ser tomados ao utilizar o método, com risco de prejuízo na qualidade das estimativas.

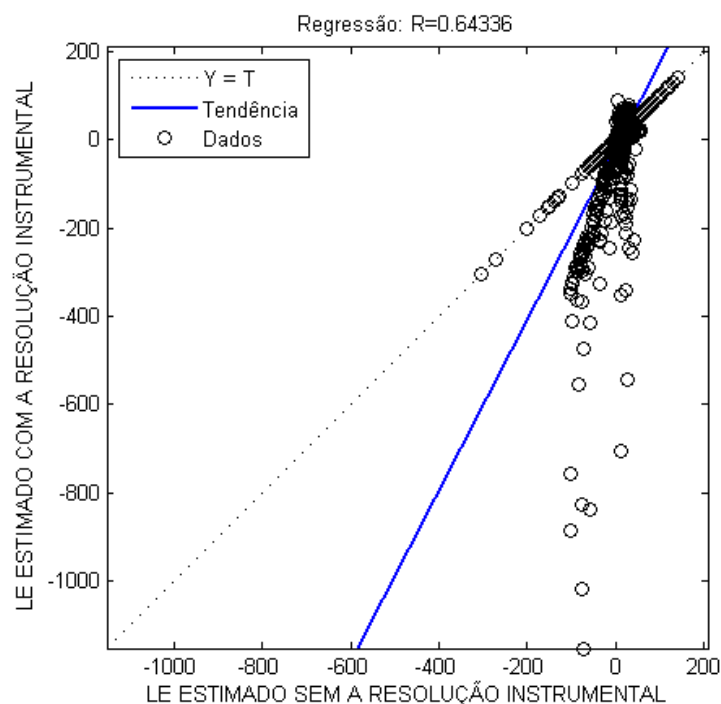


Figura 28. Regressão linear entre os valores de LE estimados sem a correção instrumental e com a resolução instrumental em setembro de 2010.

As considerações de Perez descritas na metodologia foram importantes para a correta estimativa dos fluxos. As considerações devem ser totalmente atendidas, haja vista que o descumprimento de uma das condições pode levar a erros de altas magnitudes na estimativa dos fluxos de energia.

Durante a realização deste trabalho notou-se que realmente a não observação, ou não adoção de alguma condição leva a resultados das estimativas incorretas. O erro ocorrido durante a realização do trabalho, mas observado a tempo de corrigir, foi a não utilização da correção que diz respeito à resolução instrumental dos equipamentos (Figura 28). Sem a correção da resolução instrumental o método faz estimativas de fluxos com valores absurdos, sendo estes incorretos, puxando as médias dos valores para valores extremos.

Esta observação da experiência observada pelo autor serve de atenção a pesquisadores que desejem utilizar o método da Razão de Bowen, podendo experimentar de valores não condizentes com a realidade, podendo mascarar o resultado real do

funcionamento do ecossistema como iria ocorrer neste trabalho caso não adicionasse corretamente esta correção a tempo.

Este erro observado pelo autor foi pela negligência de apenas a correção referente à resolução instrumental, das várias observações propostas por Perez et al. (1999), podendo ser maior quando não observado todas estas correções propostas para a correta estimativa dos fluxos de energia no ecossistema.

5. CONCLUSÃO

Analisando as diferenças das magnitudes das densidades de fluxos de energia entre os períodos sazonais, observou-se alta variação, considerando os períodos secos e chuvosos, mostrando que a região é fortemente influenciada pelo regime de chuva. A hipótese de que a região é altamente influenciada por este regime é que foi possível observar maior contribuição de energia em forma de calor latente em períodos de maior umidade relativa.

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, 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.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABU-HAMDEH, N. H; KHDAIR, A. I; REEDER, R. C. A comparison of two methods used to evaluate thermal conductivity for some soils. **International Journal of Heat and Mass Transfer**, 2001.

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. Evapotranspiración del Cultivo. Guías para la Determinación de los Requerimientos de Agua de los Cultivos. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y La Alimentación (FAO), Roma. 298 p, 2006.

ALVES, I.; PEREIRA, L. S. Modelling surface resistance from climatic variables?. **Agricultural Water Management**, v.42, n.1., p.371-385, 2000.

ANDRÉ, R.G.B; VISWANADHAM, Y. Distribuição de energia numa cultura de soja (*Glycine max* (L.) Merrill). **Revista Brasileira de Meteorologia**, Brasília, v.1, n.1, p.20-37, 1986.

ANDRÉ, R.G.B.; SILVA FILHO, V.P.; MOLION, L.C.B.; NOBRE, C.A. Balanço de Radiação sobre a Floresta Amazônica (estações seca e úmida). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, n. 2, p. 269 – 274, Dez. 1988.

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.

ARRUDA, J. C. Balanço de energia em uma área de floresta tropical de transição na região de Sinop em Mato Grosso, entre agosto de 1999 a maio de 2003. 75p. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente) – Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Mato Grosso, Cuiabá, 2004.

ARRUDA, J.C.; JORGE, A.; PRIANTE FILHO, N.; NOGUEIRA, J.S.; ALMEIDA FILHO, E.O.; CAMPELO JÚNIOR, J.H.; VOURLITIS, G.L. Aplicação de três metodologias para estimar o fluxo de calor latente em floresta de transição. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3b, p.233- 240, 2006.

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

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, n. 7, p. 783-796, Nov. 1993.

BERKOWICZ, R.; PRAHM, L.P. Sensible heat flux estimated from routine meteorological data by the resistance method. **American Meteorological Society**, v.21, n.12, p.1845-1864, 1982.

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.

BEYER, H. G., HENNING, H. M., LUTHER, J., SCHREITMULER, K. R. The monthly average daily time pattern of beam radiation. **Solar Energy**, 47 (5):347-353, 1991.

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.

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

BRUNT, D. Notes on radiation in the atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 58, p. 389-418, 1932.

BRUTSAERT, W. On the derive formula for long-wave radiation from clear skies. **Water Resources Research**. n. 11, p. 742-744, 1975.

BRUTSAERT, W. Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications. Dordrecht, D. Reidel Publishing Company, 299 p, 1982.

CARRILHO, S.B.P. Avaliação de modelos para a estimativa da radiação de onda longa atmosférica no Cerrado Mato-Grossense. 133p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) – Instituto de Física, Universidade Federal do Mato Grosso, Cuiabá, 2011.

CHEN, S.; CHEN, J.; LIN, G.; ZHANG, W.; MIAO, H.; WEI, L.; HUANG, J.; HAN, X. Energy balance and partition in Inner Mongolia steppe ecosystems with different land use types. **Agricultural and Forest Meteorology**, p.1800- 1809, 2009.

CUNHA, G.R.; PAULA, J.R.F.; BERGAMASCH, H.; SAIBRO, J.C.; BERLATO, M.A. Balanço de radiação em alfafa. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.1, n.1, p.1-10, 1993.

CURADO, L.F.A. Estimativa sazonal da emissividade atmosférica no Pantanal mato-grossense. 70p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) - Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2011.

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

DECICO, A.; REICHARDT, K. Determinação das propriedades térmicas do solo em condições de campo. **Ciência e Cultura**, Campinas, v.28, n.3, p.359-362, 1976.

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

FALGE, E.; BALDOCCHI, D.; OLSON, R. J.; ANTHONI P.; AUBINET, M.; BERNHOFER, C.; BURBA, G.; CEULEMANS, R.; CLEMENT, R.; DOLMAN, H.; GRANIER, A.; GROSS, P.; GRÜNWALD, T.; HOLLINGER, D.; JENSEN, N. O.; KATUL, G.; KERONEN, P.; KOWALSKI, A.; TA LAI, C.; LAW, B.E.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MOORS, E.; MUNGER, J.W.; PILEGAARD, K.; RANNIK, Ü.; REBMANN, C.; SUYKER, A.; TENHUNEN, J.; TU, K.; VERMA, S.; VESALA, T.;

WILSON, K.; WOFSY, S. Gap filling strategies for long term energy flux data sets. **Agricultural Forest Meteorology**, v.107, p.71-77, 2001.

FARIAS, 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.

FEITOSA, J.R.P. Balanço de energia e evapotranspiração em áreas de pastagem e de floresta densa na Amazônia central. Campina Grande:UFPB, 1996. 95p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal da Paraíba, Paraíba, 1996.

FONTANA, D.C., BERLATO, M.A., BERGAMASCHI, H. Balanço de energia em soja irrigada e não irrigada. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.26, n.3, p.403-410, 1991.

FRISINA, V.A.; ESCOBEDO, J.F. Balanço de radiação e energia da cultura de alface em estufa de polietileno. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 34, n.10, p.1775-1786, 1999.

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**, v.149, p.1365-1376, 2009.

GLANZ, D. J.; ORLOB, G. T. Lincoln Lake Ecologic Study, **Water Resources Engineers Report**, DACW27-73-C-006, 1973.

HAYASHI, M.M.S.; CAMPELO JÚNIOR, J.H.; PRIANTE FILHO, N.; NOGUEIRA, J.S.; VOURLITIS, G.L. Balanço de energia da *Crotalaria juncea* L. no período seco e

no período úmido do ano, em condições de Cerrado. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.10, n.2, p.197-205, 2002.

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.

HEUSINKVELD, B.G; JACOBS, A.F.G; HOLTSLAG, A.A.M; BERKOWICZ, S.M. Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.122 p.21–37, 2004.

IDSO, S. B.; JACKSON, R. D. Thermal radiation from atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, n. 74, p. 5397-5403, 1969.

INCROPERA, F.P.; DE WITT, D.P. Fundamentals of heat and mass transfer. New York: John Wiley & Sons, 1996. 886p.

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.

KIRKHAM, D.; POWERS, W.L., **Advanced Soil Physics**. Wiley, New York, 534 pp, 1972.

LIMA, J. R.S.; ANTONINO, A.C.D.; SOARES, W.A.; BORGES, E.; SILVA, I.F.; LIRA, C.A.B.O. Balanço de energia em um solo cultivado com feijão caupí no brejo paraibano. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.9, n.4, p.527-534, 2005.

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

MALHI, Y.; NOBRE, A; GRACE, J; KRUIJT, B; PEREIRA, M; CULF, A; SCOTT, S. Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest. *Journal of Geophysical Research*, v.103, 1998.

MANZI, A.O; VISWANADAM, Y; SÁ, L.D.A; ANDRÉ, R.G.B. Um estudo sobre o balanço de radiação da floresta Amazônica. São José dos Campos: INPE, (INPE-3956-PRE/974), 1986.

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.

MONTEITH, J. L. *Principles of Environmental Physics*. London: 1ª ed. Edward Arnold, 241p. 1973.

MONTEITH, J.L.; UNSWORTH, M. *Principles of Environmental Physics*. Arnold, London. 291 p, 1990.

MORIARTY, W. W. Estimation of diffuse from measured global solar radiation. **Solar Energy**. 47(2):75-82, 1991.

MOTZER, T. Micrometeorological aspect of a tropical mountain forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 135, p.230-240, 2005.

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.

OLIVEIRA, R.S; BEZERRA, L; DAVIDSON, E. A; PINTO, F; KLINK, C.A NEPSTAD, D.C; MOREIRA, A. Deep root function in soil water dynamics in cerrado savannas of central Brazil. **Functional Ecology**, v.19 p. 574–581, 2005.

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.

ORTEGA-FARIAS, S.O; CUENCA, R.H; EK, M. Daytime variation of sensible heat flux estimated by the bulk aerodynamic method over a grass canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**. v.81, p.131–143, 1996.

PEREIRA, A.R.; VILLA NOVA, N.A.; SEDIYAMA, G.C. Evapotranspiração. 1. ed. Piracicaba, SP: FEALQ, 183p, 1997.

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.

PREVEDELLO, C.L. Física do solo com problemas resolvidos. Curitiba, Salesward-Discovery, 1996.

PRIANTE FILHO, N.; VOURLITIS, G.L.; HAYASHI, M.M.S.; NOGUEIRA, J.S.; CAMPELO JÚNIOR, J.H.; NUNES, P.C.; SOUZA, L.S.; COUTO, E.G.; HOEGER, W.; RAITER, F.; TRIENWEILER, J.L.; MIRANDA, E.J.; PRIANTE, P.C.; FRITZEN, C.L.; LACERDA, M.; PEREIRA, L.C.; BIUDES, M.S.; SULI, G.S.; SHIRAIWA, S.; PAULO, S.R.; SILVEIRA, M. Comparison of the mass and energy exchange of a pasture and a mature transitional tropical forest of the southern Amazon Basin during a seasonal transition. **Global Change Biology**, v.10, p.863-876, 2004.

RODRIGUES, T. R; CURADO, L. F. A; NOVAIS, J. W. Z; de OLIVEIRA, A. G; PAULO, S. R; NOGUEIRA, J. S. Distribuição sazonal dos componentes do balanço de energia no norte do Pantanal. In **XVII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia** – Guarapari. Espírito Santo, Anais, 2011.

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.

SATTERLUND, D. R. An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere. **Water Resources Research**., Washington, v. 15, n. 6, p. 1649-1650, 1979.

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.

SILVA, L.D.B.; FOLEGATTI, M.V.; VILLA NOVA, N.A. Evapotranspiration of Guinea grass using automated Bowen ratio system and lysimeter. **Revista de Engenharia Agrícola**, v.25, n.3, p.705-712, 2005.

SOARES, J.M.; AZEVEDO, P.V.; SILVA, B.B. Bowen ratio-energy balance associated errors in vineyards under dripping irrigation. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.22, n.2, p.233-240, 2007.

SOKAL, R.R.; ROHLF, F.J. Biometry. W.H. Reeman and Company. New York, 887p. 1998.

SWINBANK, W.C. Long-Wave Radiation from clear skies. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 89, n. 381, p. 339-348, July. 1963.

TANNER, C.B. Energy balance approach to evapotranspiration from crops. **Soil Science of America Proceedings**, Madison, v.24, n.1, p.1-9, 1960.

TODD, R.W.; EVETT, S.R.; HOWELL, T.A. The Bowen ratio-energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfafa evaluated in a semiarid, advective environment. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.103, p.335-348, 2000.

UNLAND, H.E., HOUSER, P.R., SHUTTLEWORTH, W.J., YANG, Z.L. Surface flux measurement and modelling at a semi-arid Sonoran Desert site. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.82, 119-153, 1996.

VALENTINI, C.M.A.; ARRUDA, J.C.; SANCHES, L.; CAMPELO JÚNIOR, J. H.; PAULO, S.R.; PRIANTE FILHO, N. Balanço de energia em *Brachiaria brizantha* (Hochst. Ex. A. Rich) Stapf no cerrado Mato-Grossense pelo método da razão de Bowen. **Revista Agricultura Tropical**, v.9, p.58-67, 2007.

VAN WIJK, W.R. (ed.). Physics of plant environment. Amsterdam: North Holland Publishing Company, 382p, 1963.

VERMA, S.B., ROSENBERG, N.J., BLAD, B.L. Turbulent exchange coefficients for sensible heat and water vapor under advective conditions. **Journal of Applied Meteorology**, v.17, 330-338, 1978.

VILANI, M. T. ; ALVES, L. S. ; PINTO JUNIOR, O. B. ; PINHEIRO, M. R. . Estimativa da Radiação de Onda Longa Incidente em uma Floresta Semidecídua Tropical da Bacia Amazônica. **Ciência e Natura**, v. 32, p. 65-81, 2010.

VILLA NOVA, N.A. Estudos sobre o balanço de energia em cultura de arroz. Piracicaba, 1973, 89p. Tese (Livre Docência), Escola Superior de Agronomia Luis de Queiroz, Universidade de São Paulo, 1973.

VISWANADHAM, Y; MOLION, L.C.B.; MANZI, A.O.; SÁ, L.D.A.; SILVA FILHO, V.P; ANDRÉ, R.G.B.; NOGUEIRA, J.L.M; SANTOS, R.C. Micrometeorological measurements in Amazon forest during GTE/ABLE 2A Mission. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. D9, p. 13669-13682, Aug. 1990.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. Meteorologia Básica e Aplicações. Imprensa Universitária, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 449 p, 1991.

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

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.

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.