

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

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO E FATOR DE
DESACOPLAMENTO EM ÁREA DE CAMBARAZAL
NO PANTANAL**

CAMILA ISABEL DE MENEZES FRAGA

ORIENTADORA: PROF.^a DR.^a LUCIANA SANCHES

CUIABÁ-MT, MARÇO DE 2009

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

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO E FATOR DE
DESACOPLAMENTO EM ÁREA DE CAMBARAZAL
NO PANTANAL**

CAMILA ISABEL DE MENEZES FRAGA

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

ORIENTADORA: PROF.^a DR.^a LUCIANA SANCHES

CUIABÁ-MT, MARÇO DE 2009

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

FOLHA DE APROVAÇÃO

**Título: EVAPOTRANSPIRAÇÃO E FATOR DE DESACOPLAMENTO EM
ÁREA DE CAMBARAZAL NO PANTANAL**

Autora: CAMILA ISABEL DE MENEZES FRAGA

Dissertação defendida e aprovada em 27 de março de 2009, pela comissão julgadora:

Prof.^a Dr.^a Luciana Sanches
Universidade Federal de Mato Grosso
Orientadora

Prof. Dr. Luiz Gonsaga de Carvalho
Universidade Federal de Lavras
Examinador Externo

Prof. Dr. Marcelo de Carvalho Alves
Universidade Federal de Mato Grosso
Examinador Interno

Tecendo a manhã

Um galo sozinho não tece uma manhã:
ele precisará sempre de outros galos.
De um que apanhe esse grito que ele
e o lance a outro; de um outro galo
que apanhe o grito de um galo antes
e o lance a outro; e de outros galos
que com muitos outros galos se cruzem
os fios de sol de seus gritos de galo,
para que a manhã, desde uma teia tênue,
se vá tecendo, entre todos os galos.

.....

(João Cabral de Melo Neto)

DEDICATÓRIA

Para Laura, Afonso e Vinícius.
Sempre.

AGRADECIMENTOS

A Deus.

Aos meus pais, José Afonso Fraga e Maria Laura de Menezes Fraga, pelo amor, incentivo, apoio incansável, carinho, sustento e confiança que sempre me dedicaram. Essa conquista pertence a eles também. Muito obrigada!

Ao Vinícius Henrique de Menezes Fraga, meu irmão, pelo amor, amizade, por apoiar sempre e por seu olhar leve sobre a vida, com quem tenho muito que aprender.

À Prof^a Dr^a Luciana Sanches por toda colaboração, parceria, dedicação e orientação fundamentais a este trabalho.

Ao Eduardo Y. Okamoto pelo amor, paciência e alegria constantes, fundamentais em todas as horas.

Ao Programa de Pós-Graduação em Física e Meio Ambiente da Universidade Federal de Mato Grosso, em especial ao Prof. Dr. José de Souza Nogueira, pelo trabalho desenvolvido como coordenador.

Ao Prof. Dr. José de Holanda Campelo Júnior pela contribuição, em especial quanto aos dados utilizados nesta pesquisa.

Ao Marcelo S. Biudes e Vitor Zanetti pelo empenho nos trabalhos de campo e coletas de dados, e aos guarda-parques da RPPN SESC Pantanal por toda a colaboração.

Aos amigos, pelas alegrias de sempre.

Ao CNPq pela bolsa de pesquisa.

A todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE TABELAS	x
LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS.....	xi
RESUMO	xiv
ABSTRACT	xv
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 PROBLEMÁTICA.....	1
1.2 JUSTIFICATIVA.....	2
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.1. O CAMBARAZAL PANTANEIRO.....	4
2.2 CONTROLE DOS MECANISMOS DE INTERAÇÃO BIOSFERA- ATMOSFERA	6
2.3 ÍNDICE DE ÁREA FOLIAR	8
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	10
3.1 DESCRIÇÃO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	10
3.2 INSTRUMENTAÇÃO.....	12
3.3 ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE CALOR LATENTE E SENSÍVEL	14
3.4 ESTIMATIVA DOS MECANISMOS DE CONTROLE DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO.....	17
3.4.1 Condutância Aerodinâmica.....	17
3.4.2 Condutância de Superfície	19
3.4.3 Fator de Desacoplamento.....	20
3.5 ESTIMATIVA DO IAF POR LAMBERT BEER	20
3.6 TRATAMENTO DOS DADOS	22
4. RESULTADOS	24
4.1 CARACTERIZAÇÃO DO MICROCLIMA	24
4.1.1 Precipitação e Lâmina d'água de Inundação.....	24
4.1.2 Radiação Solar Incidente.....	26
4.1.3 Temperatura do Ar	27
4.1.4 Umidade Relativa do Ar.....	27

4.2 FLUXOS DE CALOR LATENTE E SENSÍVEL	30
4.3 MECANISMOS DE CONTROLE DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO E ÍNDICE DE ÁREA FOLIAR	34
4.3.1 Parâmetros Micrometeorológicos, Evapotranspiração Real e Condutâncias de Superfície e Aerodinâmica	34
4.3.2 Fator de Desacoplamento, Índice de Área Foliar e Parâmetros Micrometeorológicos	41
5. CONCLUSÕES.....	44
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	45
6.1 BIBLIOGRAFIA CITADA.....	45
6.2 BIBLIOGRAFIA CONSULTADA.....	55

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** Localização da torre micrometeorológica e da RPPN Sesc Pantanal. Delimitação das sub-regiões do Pantanal brasileiro adaptada de SILVA & ABDON (1998).....11
- Figura 2:** (a) Precipitação acumulada mensal (mm) e (b) altura da lâmina d'água (m) de fevereiro de 2007 a janeiro de 2008 no cambarazal.....25
- Figura 3:** Dia médio estacional da radiação solar incidente (a), temperatura do ar (b) e da umidade relativa do ar (c) nas estações seca e úmida para o cambarazal.....29
- Figura 4:** Dia médio do saldo de radiação (R_n), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor no solo (G) e fluxo de calor sensível (H) nas estações úmida (a) e seca (b).....33
- Figura 5:** Dia médio estacional da (a) evapotranspiração real (ET_r), (b) saldo de radiação (R_n) e (c) déficit de pressão de vapor (DPV).....35
- Figura 6:** Dia médio estacional da (a) condutância de superfície (C_s), (b) condutância aerodinâmica (C_a) e (c) velocidade do vento (u).....38
- Figura 7:** Média mensal ($\pm sd$) do (a) déficit de pressão de vapor (DPV), (b) condutância aerodinâmica (C_a) e (c) condutância de superfície (C_s).....40
- Figura 8:** Dia médio estacional do fator de desacoplamento.....42

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Condições adotadas de saldo de radiação (R_n), fluxo de calor no solo (G), diferença de pressão de vapor entre as alturas 33,7m e 37,7m (Δe), fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor sensível (H) para satisfazer o método da razão de Bowen (B) sob condições não-advectivas.....	17
Tabela 2: Limites mínimos e máximos adaptados de AGUIAR (2005) de saldo de radiação (R_n), radiação fotossinteticamente ativa (PAR), fluxo de calor no solo (G), temperatura do ar (T), umidade relativa do ar (UR) e velocidade do vento (u) utilizados para filtrar os dados.....	23
Tabela 3: Média mensal ($\pm sd$) da radiação solar global (R_{sd})*, temperatura do ar (T) e umidade relativa do ar (UR) no cambarazal.....	30
Tabela 4: Média estacional do saldo de radiação (R_n), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor no solo (G).....	30
Tabela 5: Média diária da precipitação pluvial (P) e evapotranspiração real (ET_r).....	39
Tabela 6: Média mensal ($\pm sd$) do fator de desacoplamento (Ω)* e índice de área foliar (IAF)**.....	43

LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

C_e	Condutância estomática
C_s	Condutância de superfície
C_a	Condutância de aerodinâmica
Ω	Fator de desacoplamento
IAF	Índice de Área Foliar
k	Coefficiente de extinção da radiação
RPPN	Reserva Particular do Patrimônio Nacional
Sesc	Serviço Social do Comércio
R_n	Saldo de radiação
G	Fluxo de calor no solo
H	Fluxo de calor sensível
LE	Fluxo de calor latente
B	Razão de Bowen
γ	Coefficiente psicrométrico
T	Temperatura do ar
T_s	Temperatura do bulbo seco
T_{k0}	Temperatura absoluta do ar
e	Pressão de vapor d'água do ar atual
e_s	Pressão de vapor d'água do ar saturado
P	Pressão atmosférica
P_0	Pressão atmosférica ao nível do mar
λ	Calor latente de evaporação
A	Altitude
z_p	Altura de medição da pressão
g	Aceleração da gravidade
R	Constante específica do gás para o ar seco
r	Razão adiabática do ar saturado
u	Velocidade do vento
z	Altura de medição da velocidade do vento
d	Deslocamento do plano zero

z_0	Rugosidade da superfície
Ψ_m	Fator de correção para o fluxo de momentum
Ψ_h	Fator de correção para o fluxo de calor sensível
R_i	Número de Richardson
Φ_m	Função de correção do perfil do vento em condições não neutras de estabilidade
c_p	Calor específico do ar úmido
k	Constante de von Karman
ρ_a	Densidade do ar
DPV	Déficit de pressão de vapor
s	Declividade à curva de pressão de saturação
I	Densidade de fluxo de radiação fotossinteticamente ativa que atravessa o dossel durante o dia
I_0	Densidade de fluxo de radiação fotossinteticamente ativa que atinge o topo do dossel durante o dia
I_r	Densidade de fluxo de radiação fotossinteticamente ativa refletida do dossel durante o dia
β	Ângulo de elevação do Sol em relação ao horizonte
Z	Ângulo zenital
AZ	Ângulo azimutal
O	Projeção média das folhas na direção do feixe solar
F	Ângulo de distribuição das folhas
F_1	Frequência relativa de distribuição das folhas da inclinação na classe 15°
F_2	Frequência relativa de distribuição das folhas da inclinação na classe 45°
F_3	Frequência relativa de distribuição das folhas da inclinação na classe 75°
ϕ	Latitude
δ	Declinação solar
t	Hora
t_0	Hora do pôr do Sol.

J	Dia juliano
Ald	Altura da lâmina d'água de inundação
Rsd	Radiação solar global
ET	Evapotranspiração
ET _r	Evapotranspiração real

RESUMO

FRAGA, C. I. M. *Evapotranspiração e fator de desacoplamento em área de cambarazal no Pantanal*. Cuiabá, 2009, 56f. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

Este trabalho teve por princípio o objetivo de avaliar os mecanismos de controle da evapotranspiração em área de cambarazal no Pantanal mato-grossense, estimados a partir dos registros de uma torre micrometeorológica de 32 metros de altura instalada em área de monodominância de *Vochysia divergens* Pohl sazonalmente inundada (16° e 18°S; 56° e 58°O), de fevereiro de 2007 a janeiro de 2008. A estação seca foi definida de abril a setembro e a chuvosa de outubro a março. O saldo de radiação e o fluxo de calor latente diminuíram na estação seca, porém a quantidade média de energia radiativa convertida em fluxo de calor latente foi praticamente a mesma na seca e na úmida, enquanto a energia convertida em fluxo de calor sensível foi aproximadamente 16% superior na estação seca. O pico máximo de evapotranspiração real ocorreu em março e dezembro. Na estação seca e úmida ocorreu aumento da condutância de superfície nas primeiras horas da manhã com decréscimo quase linear durante a tarde para ambos os períodos. O índice de área foliar foi ligeiramente superior na estação seca. O fator de desacoplamento foi 0,58 e 0,51 para úmida e seca, respectivamente, indicando que o controle exercido pelo saldo de radiação sobre a evapotranspiração é predominante. O desacoplamento entre cambarazal e atmosfera durante a estação úmida foi semelhante a estudos em florestas tropicais que apresentam índice de área foliar elevado.

Palavras-Chave: *Vochysia divergens* Pohl, fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível, índice de área foliar.

ABSTRACT

FRAGA, C. I. M. *Evapotranspiration and decoupling coefficient in vegetation area of cambarazal in the Pantanal*. Cuiabá, 2009. 56f. Dissertation (Master in Physics and Environment), Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso.

This work had as principle the purpose of evaluate mechanisms controlling evapotranspiration in a vegetation area of cambarazal in the Pantanal of Mato Grosso, estimated from register of a micrometeorological tower of 32 m high situated at modominant area of *Vochysia divergens* Pohl, seasonally flooded (16° e 18°S; 56° e 58°O), from February 2007 to January 2008. The dry season was defined from April to September and the wet season from October to March. Radiation balance and heat latent flux decreased in dry season, but the average amount of radiative energy converted in heat latent flux was almost the same in dry and wet season, while heat sensible flux increased 16% in dry season. The maximum peak of real evapotranspiration occurred in March and December. Superficial conductance increased in the first hours of the morning, with almost linear decrease during the afternoon in dry and wet season. Leaf area index was slightly higher the dry season. Decoupling coefficient was 0.58 and 0.51 in wet and dry season, respectively, indicating that net radiation is the major mechanism of control of evapotranspiration. Decoupling between cambarazal and atmosphere during the wet season was similar to studies at tropical forests, with high leaf area index.

Keywords: *Vochysia divergens* Pohl, heat latent flux, heat sensible flux, leaf area index.

1. INTRODUÇÃO

1.1 PROBLEMÁTICA

Nos últimos anos é notável a interferência do homem nos biomas mato-grossenses devido em especial ao desmatamento, a expansão agropastoril, as queimadas e ao uso intensivo dos recursos hídricos. Mesmo com o reconhecimento do Pantanal como Patrimônio Natural e Reserva da Biosfera pela UNESCO em 2000, a realidade das atividades antrópicas em áreas de vegetação nativa é crescente.

O Pantanal possui área estimada de 250 mil quilômetros quadrados, sendo pouco mais de 138 mil quilômetros quadrados em território nacional e o restante dividido entre a Argentina, o Paraguai e a Bolívia, onde é conhecido como Chaco.

No Brasil, o Pantanal ocupa a parte Sul do Estado de Mato Grosso e o Noroeste de Mato Grosso do Sul; está inserido na Bacia do Alto Paraguai e é influenciado pelo Chaco e por mais três dos grandes biomas brasileiros: Cerrado, Amazônia e Mata Atlântica.

A vegetação do Pantanal incorpora traços de continuidade da fitogeografia dos ecossistemas adjacentes, que depende das características de adaptabilidade das espécies vegetais além de elementos microclimáticos ainda pouco estudados que lhe conferem características únicas e singulares, como a formação de estantes de vegetação lenhosa, em especial da espécie Amazônica *Vochysia divergens* Pohl, localmente conhecida como cambará, em áreas alagáveis e ainda em campos e cordilheiras.

Além da heterogeneidade da vegetação, a presença/ausência de chuvas contribui para a complexidade da paisagem pantaneira. Nos meses de abril a setembro, a estiagem promove o rebaixamento das águas superficiais e o descobrimento dos campos. Alguns rios sofrem alterações no curso de suas águas e,

se intermitentes, podem desaparecer temporariamente, sendo localmente conhecidos como corixos.

Durante a estação das cheias, de outubro a março, a baixa declividade local permite que as águas que transbordam das calhas dos rios da Bacia do rio Paraguai, sejam retidas temporariamente pelo sistema, provocando a inundação e o arraste de sedimentos e nutrientes pela correnteza até distâncias consideráveis.

A região pantaneira é também fortemente influenciada por condição peculiar da região: além da alternância anual, ocorrem eventos plurianuais de seca e cheia, que interferem nos processos biológicos e físicos do ecossistema, como os fluxos da biosfera para a atmosfera.

A transferência de vapor d'água para a atmosfera a partir de superfícies vegetadas e úmidas, em especial em áreas local e globalmente importantes como o Pantanal, despertam crescente interesse para a compreensão da interação biosfera-atmosfera, dos mecanismos biofísicos controladores das trocas de fluxos e da interferência do ecossistema no microclima regional.

1.2 JUSTIFICATIVA

A intensa modificação da paisagem natural pelo uso do fogo e da exploração madeireira, associada ao comprometimento dos recursos hídricos pelo arraste de sedimentos no curso dos leitos dos mananciais desperta atenção sobre a necessidade de estudos no Pantanal mato-grossense.

A combinação entre a elevada demanda evaporativa no período das secas e a inundação durante boa parte do ano (cerca de quatro meses) torna o ambiente pantaneiro potencialmente estressante para espécies lenhosas como a *Vochysia divergens* Pohl, entretanto poucos são os estudos realizados que podem contribuir para verificação/confirmação da ocorrência de condição limite para os estandes florestais inseridos no Pantanal.

Alterações da evapotranspiração vegetal são indicativos de alterações dos mecanismos inerentes ao ciclo da água e ao balanço de energia local, tanto de origens naturais quanto provocadas pela atividade humana e o uso desordenado dos recursos naturais.

Nesse sentido, esse trabalho se justifica na necessidade de melhor entender como os fluxos de energia são controlados pelos fatores biológicos e climáticos, e a variação no tempo para dois períodos distintos, de maneira a afetar os balanços regionais de energia e água para uma região de cambarazal inserida no Pantanal.

Este estudo teve como princípio o objetivo geral de avaliar os mecanismos de controle da evapotranspiração em área de cambarazal no Pantanal mato-grossense.

Mais especificamente objetivou-se:

- a) Caracterizar o microclima;
- b) Analisar as condutâncias de superfície e aerodinâmica
- c) Verificar a influência do microclima e de fatores bióticos sobre a evapotranspiração real por meio da estimativa do fator de acoplamento e
- d) Relacionar os mecanismos de índice de área foliar estimado por Lambert-Beer com as condutâncias de superfície e aerodinâmica.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. O CAMBARAZAL PANTANEIRO

O Pantanal é uma das maiores planícies de sedimentação do globo (SILVA, 2003) e está situado quase que inteiramente em território brasileiro (ADÂMOLI, 1982). Em território nacional possui 138.183 km², com 65% do seu território no Estado de Mato Grosso do Sul e 35% no Mato Grosso (CASTELNOU et al., 2003).

O Pantanal é formado por um conjunto de grandes planícies deprimidas e leques aluviais na bacia do rio Paraguai (ADÂMOLI, 1982), para onde convergem quatro das mais importantes províncias fitogeográficas do Continente: Floresta Amazônica, Cerrado, Chaco e Floresta Atlântica (AMADOR, 2006).

Essa heterogeneidade permite, conforme CORSINI & GUARIM NETO (2000), a existência de diversos “pantanais”, que possuem características próprias, ecológica e floristicamente diferentes. No total, onze sub-regiões formam o Pantanal: Cáceres, Poconé, Barão de Melgaço, Paraguai, Paiaguás, Nhecolândia, Abobral, Aquidauana, Miranda, Nabileque e Porto Murtinho (SILVA & ABDON, 1998).

A inundação é o fenômeno ecológico mais importante que caracteriza o Pantanal como macro ecossistema ecológico peculiar (ADÂMOLI, 1982). O pulso de inundação monomodal (JUNK & NUNES DA CUNHA, 2005) é considerado a força motriz do ecossistema (JUNK et al., 1989) e ainda ocorrem flutuações plurianuais, responsáveis pela intensificação da seca e dos períodos de cheia. A proporção de ocorrência de certas comunidades vegetais depende das características ecológicas, especialmente da frequência, extensão, altura e duração das inundações e das características do solo (CORSINI & GUARIM NETO, 2000), sendo inversa a relação entre a altura da inundação e diversidade das espécies (NASCIMENTO & NUNES DA CUNHA 1989; ARIEIRA & NUNES DA CUNHA, 2006).

No Pantanal brasileiro, muitos tipos de vegetação lenhosa são sujeitas a inundações e a maior parte delas é monodominante, como por exemplo o acurizal, dominado pela *Attalea phaleratta* Mart. Ex Spreng., o cambarazal, dominado pela *Vochysia divergens* Pohl e o carandazal, dominado pela *Copernicia Alba* Morong (DAMASCENO-JÚNIOR et al., 2005).

A dominância afeta a uniformidade (equabilidade) ou representação relativa das espécies, conseqüentemente influenciando a diversidade local, embora o número total de espécies não seja necessariamente afetado ao longo de grandes áreas (AMADOR, 2006), e surge da existência abundante de um determinado recurso no nicho, associada à ausência de um mecanismo interno que compense esse favorecimento (ZORZATTO, 1995).

A *Vochysia divergens* Pohl é uma espécie Amazônica considerada invasora nas áreas de solos argilosos, tolerando bem as inundações (SILVA et al., 2000) e sua propagação no Pantanal de Mato Grosso se iniciou após o fim de um intenso e plurianual período de secas no início dos anos 70 (JUNK, 2002). As taxas mais elevadas de estabelecimento de cambarás ocorrem em solo nu, o que indica capacidade de colonizar áreas perturbadas, como por exemplo, áreas recém sedimentadas ao longo dos rios (NUNES DA CUNHA & JUNK, 2004), ou ao longo das depressões com águas, pedologicamente instáveis, caracterizadas por ambientes de sedimentação, úmidos e periódica ou permanentemente inundados (BRASIL, 1997). Nos habitats e comunidades não alagadas, a *Vochysia divergens* é rara ou ausente (NUNES DA CUNHA & JUNK, 2004).

Os exemplares jovens de *Vochysia* crescem muito lentamente à sombra, mas repõem as árvores mortas logo que as condições de luz no solo da floresta indicam a existência de clareiras no dossel, o que leva a manutenção da comunidade vegetal do cambarazal, não obstante o fato de que a *Vochysia* possui características de uma espécie ou de espécies pioneiras dos primeiros estágios sucessionais (NUNES DA CUNHA & JUNK, 2004), chegando a atingir 29 m de altura (~73 anos de idade) nos estandes mais velhos de cambarazal (SANTOS et al., 2006).

O cambará não é considerado um problema se em áreas alagáveis, porém quando atinge partes mais altas dos terrenos do Pantanal e avança em direção aos

campos e cordas das cordilheiras formando florestas é considerado um problema grave, pois o cambarazal elimina áreas de pastejo (SANTOS et al., 2006).

Observa-se que as maiores comunidades de cambará estão nos pantanais de Barão de Melgaço (9,3%), Poconé (6,4%) e Paraguai (5,7%), perfazendo 3,1 % da vegetação do Pantanal, cuja distribuição acompanha o rio Paraguai, desde o norte até a confluência com o rio Miranda (SILVA et al., 2000).

Possivelmente, no próximo evento plurianual intenso de secas associado a ocorrência de incêndios, ocorrerá baixa produção de sementes, diminuição do estabelecimento de novos indivíduos e redução dos estandes de cambará (NUNES DA CUNHA et al., 2000).

2.2 CONTROLE DOS MECANISMOS DE INTERAÇÃO BIOSFERA-ATMOSFERA

As taxas de trocas de vapor d'água (H_2O) entre a superfície vegetada e a atmosfera estão entre os principais componentes das trocas de energia nos processos que ocorrem na interface terra-ar (KUMAGAI et al., 2004). A abertura dos estômatos presentes nas folhas regula a transferência do vapor de água do interior da estrutura celular das plantas para a atmosfera, que é otimizada para o máximo de absorção de dióxido de carbono contra o mínimo de perdas de água (WRIGHT et al., 1995).

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

A capacidade da superfície em transmitir água para a atmosfera é a condutância (KELLIHER et al., 1995). Ao nível individual das folhas dos vegetais, o controle das trocas gasosas é quantificado pela condutância estomática (C_e) (TAKAGI et al., 1998) que determina o limite da taxa de entrada de um fluxo de gás no poro estomático (LARCHER, 2006).

Para o dossel, a capacidade de transmitir água para a atmosfera pode ser expressa pela condutância de superfície (C_s), parâmetro determinado na prática por medidas de evapotranspiração (ou de transpiração) e de outros parâmetros meteorológicos atuantes sobre a vegetação (TAKAGI et al., 1998).

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

A transferência de vapor no interior do dossel é dependente da velocidade do vento, ou indiretamente da C_a , que segundo GRELLE et al. (1999) é função de parâmetros de turbulência enquanto a C_e é, principalmente, controlada pelas variáveis da evaporação como a radiação global e o déficit de pressão de vapor. Para JONES (1992), a C_a representa as condições físicas do dossel e ao longo deste, e o controle da transpiração do dossel como um todo. Para SOUZA FILHO (2006), maiores valores na velocidade do vento são favoráveis ao aumento da evapotranspiração, pois o processo de transferência de vapor d'água é facilitado em função do aumento da C_a .

De acordo com STEWART (1988), para a estimativa da transpiração a partir de observações meteorológicas, a equação de Penman-Monteith é frequentemente utilizada e para tanto, o complexo arranjo da C_e de folhas individuais de uma floresta e a associada C_a são substituídos por um sistema equivalente constituído por uma única folha hipotética, denominada “grande folha” com uma única C_e e C_a .

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

O grau de acoplamento entre a folha- ou o dossel-atmosfera determina se a taxa de transpiração é principalmente controlada pelo déficit de pressão de vapor e a

condutância do estômato (forte acoplamento) ou se pelo saldo de radiação (fraco acoplamento) (DAUDET et al., 1999).

2.3 ÍNDICE DE ÁREA FOLIAR

O índice de área foliar (IAF) é uma medida adimensional da cobertura de folhas que corresponde a quantidade de folhas em m^2 , por área de solo também em m^2 (LARCHER, 2006).

O IAF é considerado um componente chave nos ciclos biogeoquímicos dos ecossistemas (BREDÁ, 2003; ERIKSSON et al., 2005), pois caracteriza a interface dossel-atmosfera e está relacionado a interceptação da precipitação, ao microclima do dossel, a extinção da radiação, as trocas de água, carbono e energia com a atmosfera, e a interceptação da deposição atmosférica de nutrientes (SONNENTAG et al., 2007).

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

Qualquer alteração no IAF do dossel (por geada, tempestades, desfolhação, seca ou práticas de gestão) é acompanhada de mudanças na produtividade do estande e o conhecimento de tais informações é requerido não só por ecofisiologistas, como também por gestores (fazendeiros e silvicultores), ecologistas e em estudos destinados a modelagem de parâmetros locais ou globais (BREDÁ, 2003).

A estimativa do IAF pode ser direta ou indireta. As medidas diretas são relativamente precisas, porém extremamente trabalhosas (GONG et al., 2003) e podem requerer a destruição de amostras e coleta de serrapilheira (ERIKSSON, 2005), o que torna a sua implementação em grande escala inviável (JONCKHEERE et al., 2004).

Medidas indiretas, que são baseadas na estreita ligação entre a penetração da radiação e a estrutura do dossel, são uma boa alternativa em relação as medidas diretas (JESUS JÚNIOR et al., 2001) e geralmente são mais rápidas, adaptáveis a

automação, e assim, permitem que um maior espaço amostral seja obtido (JONCKHEERE et al., 2004).

Estimativas indiretas do IAF empregam a extensão da aplicação Lei de Lambert-Beer a dosséis vegetais proposta por Monsi & Saeki (1953) (BREDÁ, 2003), que demanda medições da radiação por meio de sensores instalados acima e em diferentes níveis no interior do dossel (até a altura inferior da copa da árvore mais baixa).

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

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

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

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 DESCRIÇÃO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Este estudo foi conduzido na RPPN (Reserva Particular do Patrimônio Nacional) Sesc Pantanal município de Barão de Melgaço, Mato Grosso, Brasil, em área de cambará sazonalmente inundada inserida na planície fisiográfica do Pantanal, sob altitude média de 120 m, a 165 km de Cuiabá (Figura 1). Nesta área de cambarazal foi instalada uma torre micrometeorológica de 32 m de altura (16° 39' 50" S; 56° 47' 50" O).

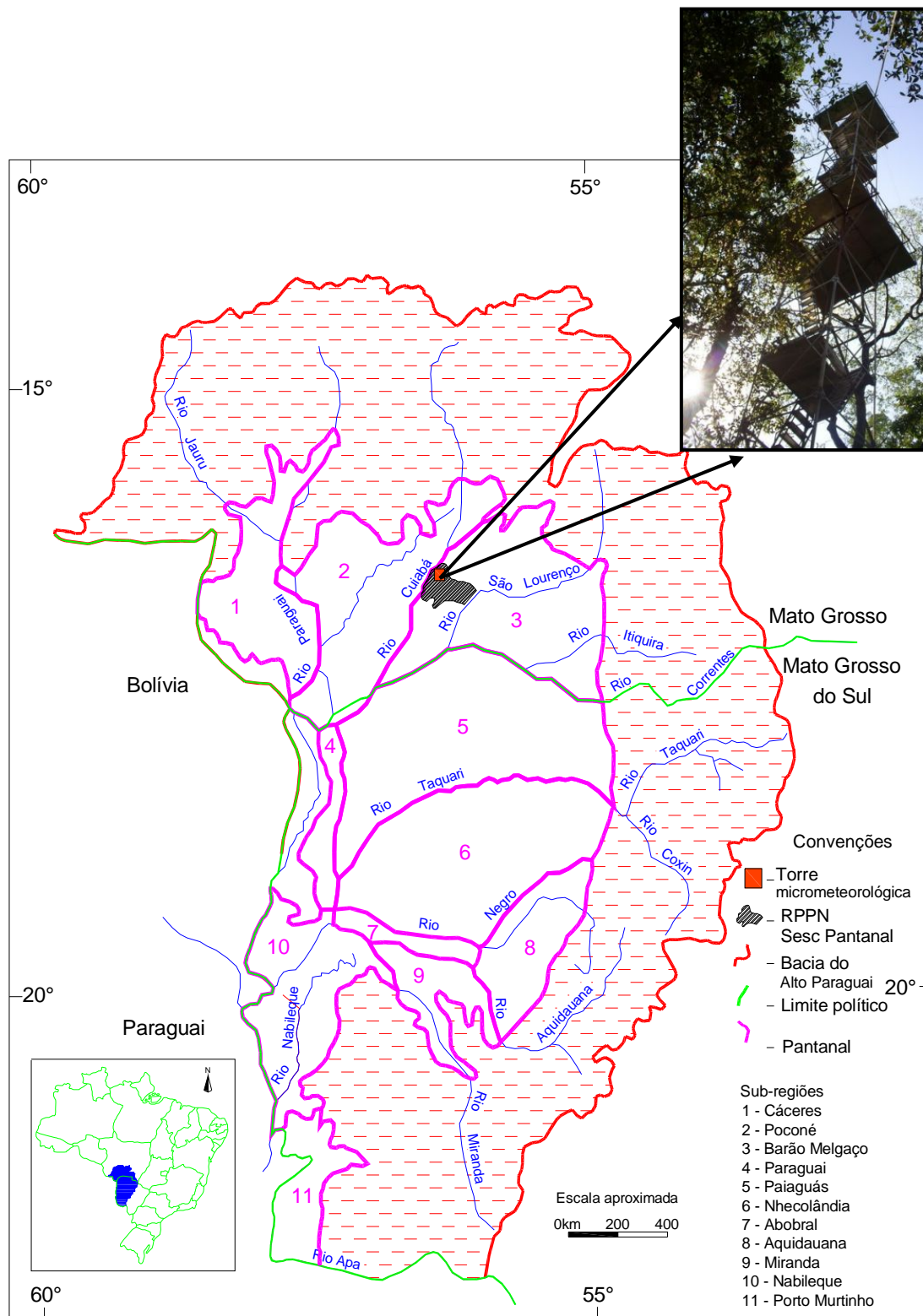


Figura 1: Localização da torre micrometeorológica e da RPPN Sesc Pantanal. Delimitação das sub-regiões do Pantanal brasileiro adaptada de SILVA & ABDON (1998).

O cambarazal é dominado pela *Vochysia divergens* Pohl (DAMASCENO-JÚNIOR et al., 2005), cuja altura do dossel varia de 28 a 30 m (CAMPELO JÚNIOR et al., 2007).

A região está sob domínio climático Aw, segundo a classificação de Köppen, com duas estações bem definidas, uma seca de abril a outubro, e outra úmida, de novembro a março. Na RPPN as temperaturas oscilam entre 22°C e 32°C; as áreas mais frescas, em torno de 21°C, estão associadas aos cambarazais e à Mata Densa (HASENACK et al., 2003). A precipitação pluvial oscila entre 800 e 1400 mm ano⁻¹, sendo que 80% ocorre entre os meses de novembro e março (SILVA et al., 2000).

Nos cambarazais ocorrem solos mal drenados, classificados como Gleissolo Háptico a Distrófico Típico, apresentando sedimentos siltico-argilosos, argilo-arenosos e arenoconglomeráticos, semiconsolidados e inconsolidados (DUARTE, 2007).

A inundação da área de cambarazal acompanha a estação chuvosa (NUNES DA CUNHA & JUNK, 2004) e a oscilação anual do nível d'água que ocorre no rio Cuiabá, sendo altamente influenciada pela precipitação local e difícil drenagem da água da chuva pelo solo (ARIEIRA & NUNES DA CUNHA, 2006).

3.2 INSTRUMENTAÇÃO

Os dados deste trabalho referem-se ao período de fevereiro de 2007 a janeiro de 2008 e foram obtidos por meio dos registros de sensores de saldo de radiação, radiação solar incidente, radiação fotossinteticamente ativa, temperatura do ar, umidade relativa do ar e velocidade do vento instalados na torre micrometeorológica.

Os sensores foram instalados em uma torre de 32 m de altura. As medidas de saldo de radiação e de radiação solar incidente foram obtidas por meio de um sensor Net Radiometer Kipp & Zonen Delft Inc. Holland[®] e de um piran metro LI-200 Campbell Sci Inc. USA[®], respectivamente, instalados a 33 m.

Ao todo três sensores foram instalados para medidas de radiação fotossinteticamente ativa (PAR), sendo dois de radiação incidente e um de radiação refletida, por meio de sensores quânticos modelo LI-190 LI-COR Inc. Lincoln NE

USA[®]. Os sensores de PAR incidente foram instalados nas alturas de 33 e a 2 m do solo, respectivamente denominados PAR_i e PAR₂. A radiação fotossinteticamente ativa refletida foi obtida a 33 m de altura com o sensor instalado com a face voltada para baixo, denominada PAR_r.

A temperatura e a umidade relativa do ar foram obtidas dos registros de dois termohigrômetros HMP 45 C Vaisala Inc. Helsinki Finland[®] instalados nas alturas de 33,7m e 37,7 m. O perfil de velocidade do vento foi obtido por dois anemômetros de chonchas A-014 Wind Speed Sensor Met One Instruments, Inc., USA[®], instalados a 33,7 e 37,7 m de altura do solo.

Adjacente a torre micrometeorológica foi instalada uma placa de fluxo de calor no solo HFT-3.1 REBS Inc. Seattle Washington[®] a 2 cm de profundidade.

Devido ao mau comportamento dos registros obtidos pelo pluviômetro instalado na torre micrometeorológica, foram utilizados os dados de precipitação medidos no posto da RPPN Sesc Pantanal de Porto Cercado distante aproximadamente 15 km da torre micrometeorológica, mesmo local de medição da altura da lâmina d'água. Dada a necessidade de medições diárias, estas coletas foram realizadas pelos guarda-parques da RPPN Sesc Pantanal.

Os sensores micrometeorológicos e de medição de fluxo de calor no solo e da temperatura do solo estavam conectados a um sistema de controle e registro acoplado a um multiplexador modelo AM 16 Campbell Scientific Inc. Logan UT USA[®], alimentado por um conjunto de baterias mantidas carregadas por meio de painéis solares modelo SP 65 Campbell Scientific Inc. Logan UT USA[®]. As médias dos dados coletados foram armazenadas a cada 15 minutos em um datalogger MM900 ELE International Bedfordshire UK[®] e transferidas para o disco rígido de um computador a cada quinze dias.

3.3 ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE CALOR LATENTE E SENSÍVEL

Os fluxos de calor latente e sensível foram estimados a partir do balanço de energia à superfície terrestre, descrito pela equação 1.

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

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

O LE e o H foram estimados a partir das equações 2 e 3, respectivamente.

$$LE = \frac{R_n - G}{1 + B} \quad (\text{Equação 2})$$

$$H = \frac{B}{1 + B}(R_n - G) \quad (\text{Equação 3})$$

Para caracterizar a partição da energia disponível a partir dos registros dos gradientes de temperatura e de pressão de vapor acima da superfície evaporante foi utilizada a razão de Bowen (B) e assumidas as suposições teóricas que se basearam em TODD et al. (2000), as quais: os transportes ocorrem na direção vertical, sem gradientes horizontais de energia; os sensores de medição dos gradientes estão localizados dentro da camada de fluxo conservativo, em que fluxos são constantes com a altura; a superfície é homogênea em relação às fontes e sumidouros de calor e vapor d'água e há igualdade entre os coeficientes de transferência turbulenta de calor sensível e latente. Para que estas premissas fossem cumpridas, considerou-se que no camarazal existe borda de ataque ao efeito do vento (*fetch*) suficiente, que segundo MONTEITH & UNSWORTH (1990) deve ser da ordem de 100 m na horizontal para cada 1 m de medição na vertical.

$$B = \frac{H}{LE} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (\text{Equação 4})$$

Em que, γ é o coeficiente psicrométrico ($kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$), ΔT e Δe , respectivamente, as diferenças de temperatura do ar vertical ($^\circ C$) e de pressão de vapor d'água (kPa) em dois níveis.

O coeficiente psicrométrico foi determinada a partir da equação 5.

$$\gamma = 0,0016286 \frac{P}{\lambda} \quad (\text{Equação 5})$$

Em que P é a pressão atmosférica (kPa) e λ é o calor latente de evaporação (MJ kg^{-1}).

A pressão atmosférica foi determinada de acordo com BURMAN et al. (1987), equação 6.

$$P = P_0 \left[\frac{T_{k0} - r(A - z_p)}{T_{k0}} \right]^{\frac{g}{rR}} \quad (\text{Equação 6})$$

Em que, P é a pressão atmosférica (kPa), P_0 é a pressão atmosférica ao nível do mar (101,3 kPa), r é a razão adiabática para o ar saturado ($0,0065 \text{ K m}^{-1}$), A é a altitude (120 m), z_p é a altura de medição da pressão P (m), g é a aceleração da gravidade ($9,8 \text{ m s}^{-2}$), R é a constante específica do gás para o ar seco ($287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) e T_{k0} é a temperatura absoluta medida no topo da torre (K).

Para a determinação do calor latente de evaporação, considerou-se a equação 7.

$$\lambda = 2,501 - (2,361 \times 10^{-3}) \times T \quad (\text{Equação 7})$$

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

A pressão de saturação de vapor d'água (e_s) foi determinada conforme a equação 8.

$$e_s = 0,6108 \times \exp \left[\frac{17,27 \times T}{T + 237,3} \right] \quad (\text{Equação 8})$$

Em que

A pressão de vapor d'água atual (e) foi determinada de acordo com a equação 9.

$$e = \frac{e_s \times UR}{100} \quad (\text{Equação 9})$$

Em que, UR é umidade relativa do ar (%).

Para os valores de razão de Bowen próximos a -1, ainda que não exatamente -1, os valores dos fluxos estimados perdem o sentido numérico (OHMURA, 1982), portanto com o intuito de evitar o comprometimento das estimativas realizadas para o cambarazal, foram rejeitados todos os valores contidos no intervalo $-1,3 < B < -0,7$ segundo as recomendações de ORTEGA-FARIAS et al. (1996) e UNLAND et al. (1996). Além disso, as consistências dos fluxos de LE e H obtidos pela razão de Bowen foram avaliadas conforme PEREZ et al. (1999), equações 10 e 11.

$$R_n = \left(1 + \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e}\right) LE + G \quad (\text{Equação 10})$$

$$\frac{\Delta e}{LE} = \gamma \frac{\Delta T}{H} = \frac{\Delta e + \gamma \Delta T}{R_n - G} > 0 \quad (\text{Equação 11})$$

Os fluxos estimados por meio da razão de Bowen foram considerados corretos a partir dos resultados obtidos pelas equações 10 e 11 e quando cumpridas as recomendações adaptadas de PEREZ et al. (1999) resumidas na Tabela 1.

Tabela 1: Condições adotadas de saldo de radiação (R_n), fluxo de calor no solo (G), diferença de pressão de vapor entre as alturas 33,7m e 37,7m (Δe), fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor sensível (H) para satisfazer o método da razão de Bowen (B) sob condições não-advectivas.

Energia disponível	Δe	B	Fluxos de calor
$R_n - G > 0$	$\Delta e > 0$	$B > -0,7$	$LE > 0$ e $H \leq 0$ para $-0,7 < B \leq 0$ ou $H > 0$ para $B > 0$
	$\Delta e < 0$	$B < -0,7$	$LE < 0$ e $H > 0$
$R_n - G < 0$	$\Delta e > 0$	$B > -0,7$	$LE > 0$ e $H < 0$
	$\Delta e < 0$	$B < -0,7$	$LE < 0$ e $H \geq 0$ para $-0,7 < B \leq 0$ ou $H < 0$ para $B > 0$

3.4 ESTIMATIVA DOS MECANISMOS DE CONTROLE DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Para a compreensão dos mecanismos de controle da evapotranspiração do camarazal foi utilizado o conceito de condutância, que distingue os fatores microclimáticos ou abióticos dos efeitos bióticos presentes na vegetação.

A condutância aerodinâmica (C_a), o R_n e o déficit de pressão de vapor d'água na atmosfera (DPV) representam os fatores microclimáticos. Os fatores bióticos são representados pela a condutância de superfície (C_s) e ao controle exercido pelos estômatos sobre a transmissão da água para a atmosfera.

A sazonalidade dos mecanismos de controle da transpiração do camarazal foi verificada pelo cálculo do dia médio para cada mês de estudo, considerando tanto as variáveis medidas em campo quanto as estimadas.

3.4.1 Condutância Aerodinâmica

Para a determinação da condutância aerodinâmica (C_a) considerou-se a equação 12:

$$C_a = \frac{0,4^2 u(z)}{\left[\ln\left(\frac{z-d}{z_0} + \Phi_m\right) \right]^2} \quad (\text{Equação 12})$$

Em que, C_a é a condutância aerodinâmica (m s^{-1}), u é a velocidade do vento (m s^{-1}) na altura de medição z (m), d a distância até o plano zero (m), z_0 a rugosidade da superfície (m). Φ_m correspondem ao fator de correção do perfil do vento.

Os valores de z_0 e d considerados para o cambarazal foram 0,10 h e 0,70 h, respectivamente, em que h corresponde a 29 m, a altura média do dossel e foram adaptados a partir de SHUTTLEWORTH (1988) e CAMPBELL & NORMAN (1998).

As condições de estabilidade ou instabilidade atmosféricas são mais facilmente detectadas por meio do número de Richardson (R_i), que compara os efeitos das forças térmicas, responsáveis pela convecção livre, com aqueles das forças mecânicas, causadoras de convecção forçada (PEREIRA, 2000). Portanto para situações de não neutralidade atmosférica, determinou-se R_i conforme a equação 13.

$$R_i = \frac{g\left(\frac{\Delta T}{\Delta z}\right)}{T\left(\frac{\Delta u}{\Delta z}\right)^2} \quad (\text{Equação 13})$$

Em que, R_i é o número de Richardson (adimensional), g , a aceleração da gravidade ($9,8 \text{ m s}^{-2}$), ΔT , a diferença de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), Δu , a diferença de velocidade do vento (m s^{-1}), T , a temperatura potencial média (K) e Δz , a diferença entre as alturas de medição.

De acordo com PEREIRA (2000) o sinal de $\frac{\Delta T}{\Delta z}$ controla o sinal de R_i , que pode ser maior, menor ou igual a zero. Em condições de neutralidade atmosférica, R_i é igual a zero, valores positivos indicam estabilidade e valores negativos, atmosfera instável.

Para a correção do perfil de vento em condições de não neutralidade utilizou-se a função Φ_m segundo a proposta adotada por RIGHI (2004):

Em condições estáveis ($1 > R_i > 0,01$), foi utilizada a equação 14.

$$\Phi_m = (1 - 5,2R_i)^2 \quad (\text{Equação 14})$$

Em condições neutras ($-0,01 \geq R_i \leq 0,01$), adotou-se a equação 15.

$$\Phi_m = 1 \quad (\text{Equação 15})$$

Em condições instáveis ($-0,01 > R_i > -1$), foi utilizada a equação 16.

$$\Phi_m = (1 - 16R_i)^{0,75} \quad (\text{Equação 16})$$

3.4.2 Condutância de Superfície

Segundo KELLIHER et al. (1995), quando o índice de área foliar (IAF) é superior a $3 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ a evaporação do solo é tão pequena que a determinação micrometeorológica da condutância de superfície (C_s) permite uma boa aproximação do parâmetro fisiológico condutância estomática (C_e). Dessa maneira, a partir dos resultados prévios referentes as condições da superfície vegetada, a C_s foi calculada utilizando a equação invertida de Penman-Monteith, equação 17.

$$C_s = (r_s)^{-1} = \left[\frac{\rho_a c_p \text{DPV}}{\gamma \text{LE}} - \frac{1}{C_a} \left(1 - \frac{sH}{\gamma \text{LE}} \right)^{-1} \right] \quad (\text{Equação 17})$$

Em que, C_s é a condutância de superfície (m s^{-1}), r_s é a resistência da superfície (m s^{-1}), ρ_a é a densidade do ar (Kg m^{-3}), c_p é o calor específico do ar úmido ($1013 \text{ J Kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$), DPV é o déficit de pressão de vapor (kPa), γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa }^\circ\text{C}^{-1}$), LE é o fluxo de calor latente (W m^{-2}), C_a é a condutância aerodinâmica (m s^{-1}), H é o fluxo de calor sensível (W m^{-2}) e s é a declividade da curva de pressão de saturação de vapor d'água ($\text{kPa }^\circ\text{C}^{-1}$).

O DPV foi determinado a partir da equação 18.

$$\text{DPV} = e_s - e \quad (\text{Equação 18})$$

Em que, e_s é a pressão de saturação de vapor d'água (kPa) e e , a pressão atual de vapor d'água (kPa).

A declividade da curva de pressão saturação (s) foi estimada a partir da equação 19.

$$s = \frac{4098e_s}{(T + 237,3)^2} \quad (\text{Equação 19})$$

Em que, e_s é a pressão de saturação de vapor d'água (kPa) e T é a temperatura do ar ($^\circ\text{C}$).

3.4.3 Fator de Desacoplamento

A transpiração vegetal pode depender tanto das características do dossel, quanto das condições da atmosfera local. A interação entre o dossel e atmosfera foi calculada de acordo com a teoria do fator de desacoplamento (Ω) de MCNAUGHTON & JARVIS (1983), equação 20.

$$\Omega = \frac{1}{1 + [\gamma/(s + \gamma)](C_a/C_s)} \quad (\text{Equação 20})$$

O fator Ω varia conforme o intervalo $0 < \Omega < 1$, sendo que valores próximos ou iguais a 0, indicam que a transpiração vegetal depende do controle dos estômatos e, quando próximos a 1, que a transpiração está sensível ao saldo de radiação solar.

3.5 ESTIMATIVA DO IAF POR LAMBERT BEER

Para a verificação das condições e da sazonalidade do desenvolvimento do dossel, o índice de área foliar (IAF) do cambarazal foi estimado conforme a extensão da lei de Lambert Beer proposta por Monsi & Saeki (1953), considerando copa do dossel aproximadamente esférica e os registros de radiação fotossinteticamente ativa (PAR) entre 10 e 14 horas (equação 21).

$$\text{IAF} = \frac{\ln\left(\frac{I}{I_o - I_{or}}\right)}{-k} \quad (\text{Equação 21})$$

Em que, IAF é o índice de área foliar ($\text{m}^2 \text{ m}^{-2}$), I , a densidade de fluxo de radiação fotossinteticamente ativa (PAR) que atinge e atravessa o dossel ($\mu \text{ mol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), I_o , a densidade de fluxo de PAR que atinge o topo do dossel ($\mu \text{ mol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), I_{or} , a PAR refletida pelo topo do dossel ($\mu \text{ mol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) e k , o coeficiente de extinção da radiação.

O k empregado foi estimado de acordo com o método proposto por Goudriaan (1988) que considera uma distribuição aleatória do ângulo foliar e copa esférica das plantas.

A interceptação e conseqüentemente a extinção pode ser derivada a partir da razão entre a projeção média das folhas na direção do feixe solar (O) e o ângulo de elevação do sol em relação ao horizonte (β), a partir da equação 22.

$$k = \frac{O}{\text{sen}\beta} \quad (\text{Equação 22})$$

Para uma distribuição composta do ângulo das folhas, o valor médio da projeção O foi determinado pela integração ao longo do ângulo de distribuição das folhas F entre zero e $\pi/2$, simplificado conforme a equação 23.

$$\bar{O}(\beta) = F_1 O_1(\beta) + F_2 O_2(\beta) + F_3 O_3(\beta) \quad (\text{Equação 23})$$

Em que, F_1 , F_2 e F_3 são as freqüências relativas de distribuição da inclinação de folhas nas classes de 15° , 45° e 75° , respectivamente, abrangendo 30° cada e de distribuição esférica, F_1 , F_2 e F_3 com valores de 0,134; 0,366 e 0,5, respectivamente.

Segundo Goudriaan (1988) O_1 e O_2 são dependentes do ângulo de elevação solar, sendo aproximadamente a combinação de uma senóide e uma constante limite inferior, conforme as equações 24 e 25.

$$O_1 = \max(0,26; 0,93\text{sen}\beta) \quad (\text{Equação 24})$$

$$O_2 = \max(0,47; 0,68\text{sen}\beta) \quad (\text{Equação 25})$$

O valor de O_3 é referente à projeção para uma distribuição esférica, que independentemente da elevação solar, deve ser igual a 0,5. A partir destas freqüências, a expressão de O_3 foi estimada pela equação 26.

$$O_3 = 1 - 0,268O_1 - 0,732O_2 \quad (\text{Equação 26})$$

O ângulo de elevação do sol em relação ao horizonte (β) foi determinado pela equação 27:

$$\beta = 90 - Z \quad (\text{Equação 27})$$

Em que, Z é ângulo medido em relação a vertical (zênite) ou ângulo zenital.

O ângulo zenital Z depende da hora do dia, da latitude local e do período do ano e foi estimado de acordo com a equação 28:

$$\cos Z = \text{sen}\beta = \text{sen}\phi \text{sen}\delta + \cos\phi \cos\delta \cos[15(t-t_0)] \quad (\text{Equação 28})$$

Em que, ϕ é a latitude do local de estudo ($16^\circ 39' 50''$ S), δ é a declinação solar, t é a hora e t_0 é hora do por do sol.

Como a declinação solar varia de +23,45° no inverno a – 23,45° no verão para o Hemisfério Sul (em relação ao plano do equador) pode-se calcular a declinação solar pela equação 29.

$$\sin\delta = 0,39785\sin[278,97+0,9856J+1,9165\sin(356,6+0,9856J)] \text{ (Equação 29)}$$

Em que, J é o dia juliano.

3.6 TRATAMENTO DOS DADOS

As médias dos dados registrados no cambarazal foram armazenadas a cada 15 minutos em um datalogger MM900 ELE International Bedfordshire UK[®] e transferidas para o disco rígido de um computador. Para filtrar os dados e eliminar os espúrios foram determinados valores mínimos e máximos para cada variável registrada pelos sensores micrometeorológicos (Tabela 2).

A princípio foram descartados os registros que apresentavam ausência de medição e, posteriormente, os registros que violaram os limites estabelecidos na Tabela 2. O descarte não consistiu no descarte único da variável que apresentou falha, mas de todas as variáveis do respectivo horário, a fim de evitar o comprometimento das estimativas dependentes da qualidade/confiabilidade do dado medido em campo.

Tabela 2: Limites mínimos e máximos adaptados de AGUIAR (2005) de saldo de radiação (Rn), radiação fotossinteticamente ativa (PAR), fluxo de calor no solo (G), temperatura do ar (T), umidade relativa do ar (UR) e velocidade do vento (u) utilizados para filtrar os dados.

Variáveis	Valores mínimos	Valores máximos	Unidades de medidas
Rn	-100	1000	W m ⁻²
PAR	-15	2700	μ mol m ⁻² s ⁻¹
G	-35	35	W m ⁻²
T	10	45	°C
UR	18	102	%
u	0	20	m s ⁻¹

Na análise dos registros micrometeorológicos e estimativas a partir destes, foi considerada, além das médias estacional e mensal, o dia médio estacional das variáveis em estudo. Para tanto, os dados foram classificados conforme a estação e a hora, posteriormente a cada alteração da hora, calculada a média.

Para o dia médio estacional de evapotranspiração real (ET_r), déficit de pressão de vapor d'água (DPV), condutância de superfície (C_s), condutância aerodinâmica (C_a), velocidade do vento (u) e fator de desacoplamento (Ω) foram consideradas as estimativas entre as 7 e as 18 horas.

4. RESULTADOS

4.1 CARACTERIZAÇÃO DO MICROCLIMA

4.1.1 Precipitação e Lâmina d'água de Inundação

A variabilidade mensal da precipitação pluvial e a altura máxima da inundação no cambarazal estão apresentadas na Figura 2 a e b, respectivamente. O total da precipitação pluvial para o período de fevereiro de 2007 a janeiro de 2008 foi 1435 mm. Em novembro, dezembro e janeiro verificaram-se os maiores índices de precipitação, que corresponderam a 67% da precipitação total.

Dos 183 dias da estação seca, de abril a setembro, não houve registro de precipitação em 176 dias. O valor máximo diário de precipitação foi 85 mm d⁻¹ e ocorreu em novembro. SORIANO & GALDINO (2002a) verificaram que, para o período de 1977 a 2000, na estação Nhumirim, em Nhecolândia, no Pantanal sul mato-grossense, dos 4392 dias de estação seca, os registros de dias com precipitação foram inferiores a 12%.

Conforme HASENACK et al. (2003), a precipitação total média anual no Pantanal apresenta um gradiente Oeste-Nordeste e Leste-Sudeste. No Oeste, a precipitação é inferior a 1000 mm e a máxima é aproximadamente 1300 mm. No Leste, este gradiente é mais suave chegando a 1600 mm no limite da bacia do Alto Paraguai. Já ao Norte da bacia, estes valores ultrapassam os 2000 mm. Tais valores estão próximos aos verificados para o cambarazal e por ONIGEMO (2006) em Nhecolândia, que observou de outubro a setembro 2003-2004, 2004-2005 e 2005-2006, precipitação pluvial de 1178,3 mm, 1161,4 mm e 1015,0 mm, respectivamente.

DAMASCENO-JÚNIOR et al. (2005) verificaram entre junho de 1992 e dezembro de 1995 a ocorrência de picos de precipitação pluvial em Corumbá (MS) principalmente na estação úmida, com variabilidade na distribuição dos totais de

precipitação nos meses em estudo. Segundo ONIGEMO (2006) embora o total de precipitação observado tenha sido pouco variável em Nhecolândia durante os anos 2003/2004, 2004/2005 e 2005/2006, houve grande variação no total pluvial mensal.

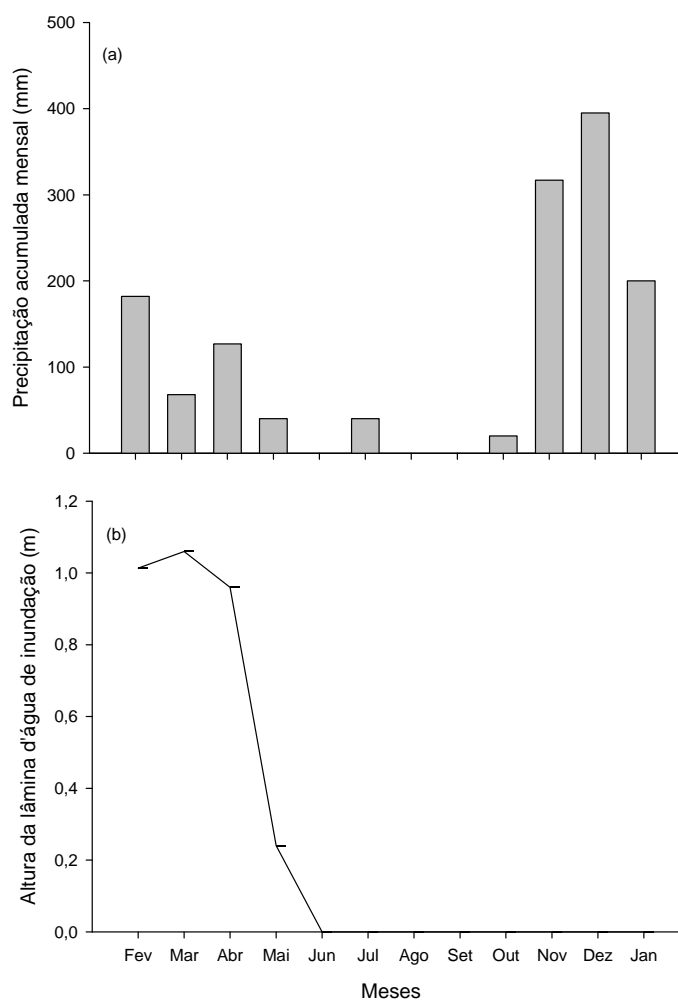


Figura 2: (a) Precipitação acumulada mensal (mm) e (b) altura da lâmina d'água (m) de fevereiro de 2007 a janeiro de 2008 no cambarazal.

Observação: Não houve medição em janeiro.

A altura da lâmina d'água de inundação (Ald) foi verificada em dias alternados, conforme a facilidade/disponibilidade de acesso à régua de medição. No início de fevereiro de 2007 a Ald foi 0,81 m, atingindo o máximo de 1,42 m no dia 26 do referido mês. A altura da lâmina d'água se manteve acima de 0,90 m nas duas medições realizadas em abril. Em maio a Ald declinou, atingindo 0,24 m e posteriormente, em junho se extinguiu.

Na porção Norte do Pantanal a inundação atinge 2,00 m (NUNES DA CUNHA & JUNK, 2004). Durante a cheia, HECKMAN (1998) observou 0,60 a 1,50 m de altura de inundação na sub-região de Poconé, j  NUNES DA CUNHA & JUNK (2004) observaram 0,40-0,80 m.

4.1.2 Radia o Solar Incidente

A análise estacional de radia o solar incidente (Rsd) apresentou padrões de sazonalidade (Figura 3) evidenciando o efeito da diminui o do fluxo de radia o no período seco com média estacional $174,2 \text{ W m}^2$ na úmida e $152,6 \text{ W m}^2$ na seca, o que representou uma queda aproximada de 13% na Rsd em rela o a esta o chuvosa. De acordo com VAREJÃO-SILVA (2006), para as latitudes afastadas do equador, os maiores valores de fluxo de radia o acontecem no verão e os menores no inverno.

Entre junho e 19 de outubro de 2007 foram detectados 1627 focos de calor no Pantanal, deste total 313 focos nas sub-regiões de Poconé e Barão de Melgaço (SORIANO & PELLEGRIN, 2007), que estão mais próximas à torre de monitoramento do cambarazal. Possivelmente, durante a esta o seca, com a grande incidência de queimadas, a atmosfera do Pantanal passou a conter uma quantidade maior de partículas suspensas no ar, o que também contribuiu para a sazonalidade de Rsd.

As queimadas controladas são regularizadas tanto no Pantanal de Mato Grosso quanto no de Mato Grosso do Sul e de acordo com POTT (1997) tem o intuito de eliminar ou conter a expansão de espécies indesejáveis, sendo comumente queimadas as áreas de “caronal” (predominância de *Elyonurus muticus*), de “capim-fura-bucho” (*Paspalum carinatum* e *Paspalum stellatum*), de “capim-rabo-de-burro” e “rabo-de-lobo” (*Andropogon bicornis* e *Andropogon hypogynus*) e cerrados ralos. Entretanto, os incêndios florestais criminosos ainda são constantes e presentes na paisagem pantaneira, principalmente nos meses mais secos.

Os padrões mensais de Rsd apontam para a menor incidência de radia o em maio e maior incidência, em dezembro (Tabela 3). Para o ciclo diurno, na esta o

seca o valor horário máximo foi 745 W m^{-2} em junho. Na estação úmida, o valor máximo foi 989 W m^{-2} em dezembro.

4.1.3 Temperatura do Ar

A média da temperatura do ar no cambarazal foi $26,5$ e $24,6^{\circ}\text{C}$, nas estações úmida e seca, respectivamente. A média anual de temperatura do ar foi $25,6^{\circ}\text{C}$. O mês mais quente foi setembro, com média de $27,9^{\circ}\text{C}$. Julho foi o mês mais frio, com 22°C (Tabela 3). A amplitude térmica foi $5,9^{\circ}\text{C}$, abaixo da amplitude de $6,9^{\circ}\text{C}$ observada por SORIANO & GALDINO (2002b) entre 1977 a 1999, na sub-região de Nhecolândia.

A maior amplitude térmica foi $19,9^{\circ}\text{C}$ e ocorreu em agosto, com menor e maior média horária de temperatura do ar de $14,1^{\circ}\text{C}$ e 34°C , respectivamente. Para a estação chuvosa, a maior diferença entre a temperatura do ciclo diurno e noturno foi $17,6^{\circ}\text{C}$ e ocorreu em outubro. O comportamento estacional da temperatura do ar foi compatível com o da Rsd, entretanto, mesmo com a menor incidência de Rsd na estação seca, devido ao efeito das partículas suspensas na atmosfera, as perdas de energia radiativas e diferenças de temperatura entre os ciclos diurno e noturno foram maiores na estação seca.

4.1.4 Umidade Relativa do Ar

Durante o período de estudos, os menores valores de umidade relativa para o cambarazal foram observados em agosto e setembro, evidenciando o efeito da distribuição e da ausência de precipitação na região pantaneira nos últimos meses do período seco (Tabela 3). A média anual da umidade relativa do ar foi $71,4\%$, e as médias mensais máxima e mínima, $92,6\%$ e $67,6\%$, em fevereiro janeiro e setembro, respectivamente.

Os valores encontrados no cambarazal diferem dos verificados por SORIANO & GALDINO (2002b) em Nhecolândia, no Pantanal sul mato-grossense, em que a média mensal da umidade relativa do ar foi superior a 75% em uma série de dados de 23 anos, sendo setembro o mês mais seco e março o mês mais úmido.

A variabilidade no ciclo diurno da umidade relativa do ar evidenciou maior amplitude na estação seca (Figura 3). Foram observadas menores diferenças entre os ciclos das estações ocorreram às 8 horas e com amplitude de 17% das 15 às 21 horas, o que sugere menor resposta do comportamento da umidade em relação a temperatura na estação úmida, provavelmente em decorrência da presença da lâmina d'água de inundação e da maior quantidade de chuvas observada neste período.

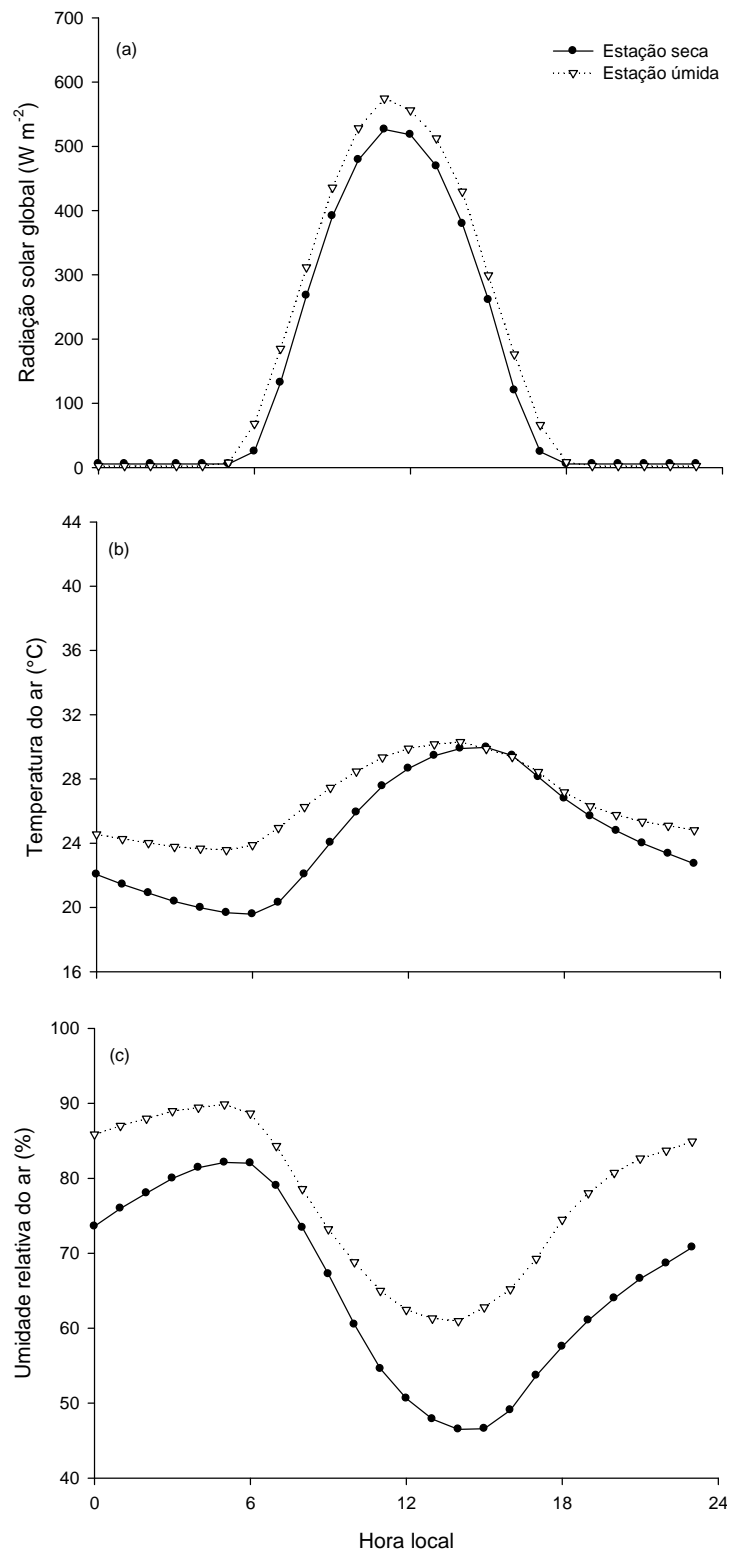


Figura 3: Dia médio estacional da radiação solar incidente (a), temperatura do ar (b) e umidade relativa do ar (c) nas estações seca e úmida para o cambarazal.

Tabela 3: Média mensal (\pm sd) da radiação solar global (Rsd)*, temperatura do ar (T) e umidade relativa do ar (UR) no cambarazal.

Estação	Mês	Rsd (MJ m ⁻² d ⁻¹)	T (°C)	U (%)
Úmida	Fevereiro	15,0 \pm 6,0	26,5 \pm 1,8	82,6 \pm 9,0
Úmida	Março	17,0 \pm 6,9	27,3 \pm 2,3	77,3 \pm 11,7
Seca	Abril	15,8 \pm 6,6	27,1 \pm 2,6	77,3 \pm 11,8
Seca	Maio	12,9 \pm 5,7	22,9 \pm 2,9	73,7 \pm 12,0
Seca	Junho	13,0 \pm 6,0	23,5 \pm 3,7	68,4 \pm 13,0
Seca	Julho	13,2 \pm 5,8	22,1 \pm 3,9	66,2 \pm 12,3
Seca	Agosto	17,2 \pm 7,6	23,1 \pm 4,3	57,4 \pm 13,0
Seca	Setembro	14,6 \pm 6,5	27,9 \pm 4,0	49,7 \pm 11,7
Úmida	Outubro	15,8 \pm 6,4	27,4 \pm 3,3	65,4 \pm 11,9
Úmida	Novembro	15,8 \pm 6,1	25,8 \pm 2,4	78,1 \pm 9,4
Úmida	Dezembro	18,7 \pm 6,4	26,2 \pm 2,5	78,1 \pm 10,6
Úmida	Janeiro	16,2 \pm 6,2	25,9 \pm 1,9	82,1 \pm 8,8

*Média da Rsd das 7 as 17h

4.2 FLUXOS DE CALOR LATENTE E SENSÍVEL

Na análise do particionamento do saldo de radiação (Rn) em fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) no cambarazal ocorreram diferenças entre as estações seca e úmida com a menor quantidade de energia disponível nos meses mais secos, conforme a Tabela 4.

Tabela 4: Média estacional do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor no solo (G).

	Rn (W m ⁻²)	LE (W m ⁻²)	H (W m ⁻²)	G (W m ⁻²)
Estação úmida	140,4	129,6	10,2	0,6
Estação seca	97,7	91,5	8,5	-2,3

A diminuição do Rn e do LE entre as estações úmida e seca foram correspondentes ($R^2=0,97$) respectivamente a 42,7 W m⁻² e 38,1 W m⁻². Estes valores estão de acordo com OLIVEIRA et al. (2006) que observaram variação sazonal do LE de acordo com o comportamento do Rn e a precipitação pluvial local no Pantanal sul mato-grossense, com maior quantidade de energia disponível nos meses mais chuvosos. Para o balanço de energia em área de floresta tropical em Rondônia,

AGUIAR (2005) relatou diminuição do LE na estação seca de $15,7 \text{ W m}^{-2}$ similar a diminuição do R_n , $15,3 \text{ W m}^{-2}$.

No entanto, destacou-se no cambarazal semelhança na quantidade média de energia radiativa convertida em LE nas duas estações em estudo, mesmo com as condições de restrição hídrica que se esperava observar no período seco. BUCCI et al. (2008) verificaram em um campo experimental com todas as principais fisionomias de Cerrado na região de Brasília, apesar da maior demanda evaporativa e menor potencial de água no solo na estação seca, evaporação similar entre o período úmido e o seco.

De acordo com TANNUS (2004) poder-se-ia esperar dois diferentes padrões para a tendência do sinal de LE com o evento da inundação; o primeiro seria um aumento devido a expansão da área alagada, e conseqüentemente maior disponibilidade de água; o segundo seria uma diminuição, visto que um dos efeitos da inundação na vegetação seria o fechamento estomático e diminuição da transpiração foliar.

O fluxo de calor sensível (H) estimado para o cambarazal também diminuiu na estação seca seguindo o padrão de diminuição do R_n , entretanto a magnitude da quantidade de energia convertida para aquecimento do ar foi aproximadamente 16% superior na estação seca. Este comportamento foi concordante com TANNUS (2004), que observou aumento do fluxo de calor sensível com o progresso do período seco, para o ecótono Floresta-Cerrado sazonalmente alagável localizado na Ilha do Bananal (Tocantins).

SOUZA FILHO (2002) apresentou para área de floresta Amazônica em Caxiuanã (Pará) no período chuvoso, R_n médio de $140,6 \text{ W m}^{-2}$ e partição em 60% para o LE, 14% para H e 26% para o fluxo de calor solo (G); já no período menos chuvoso o R_n médio de 165 W m^{-2} foi particionado em 75% para o processo de evapotranspiração (LE), 17% para H e 8% para G e armazenamento na biomassa.

Partição de balanço de energia diferente do apresentado em Caxiuanã foi verificada em área de floresta tropical em Rondônia por AGUIAR (2005), que encontrou na estação úmida R_n médio de $134,3 \text{ W m}^{-2}$, e partição de 86% para LE e 17% para H; enquanto na estação seca, para um R_n de $131,6 \text{ W m}^{-2}$, o valor médio de

LE correspondeu a 71%, e a diminuição em relação ao período chuvoso foi compensada pelo aumento H, que correspondeu a 28% do Rn.

A evapotranspiração verificada no cambarazal foi maior do que as observadas nos estandes de Jarú, Caxiuanã e Tocantins, e é provável que a mesma ocorra a princípio pela disponibilidade de água na inundação e posteriormente, pela habilidade da vegetação em extrair água do solo.

O curso diário das variações médias horárias do balanço de energia nos períodos de observação do cambarazal seguiu o comportamento do Rn (Figura 4). Os valores médios máximos no período úmido para Rn, LE, H e G em $W m^{-2}$ foram 544; 503,5; 39,7 e 6,3; respectivamente, no período seco, estes valores foram 456,7; 406,3; 43,6 e 10,1; respectivamente. Todos os valores máximos ocorreram entre as 11 e às 14h, nas estações seca e úmida.

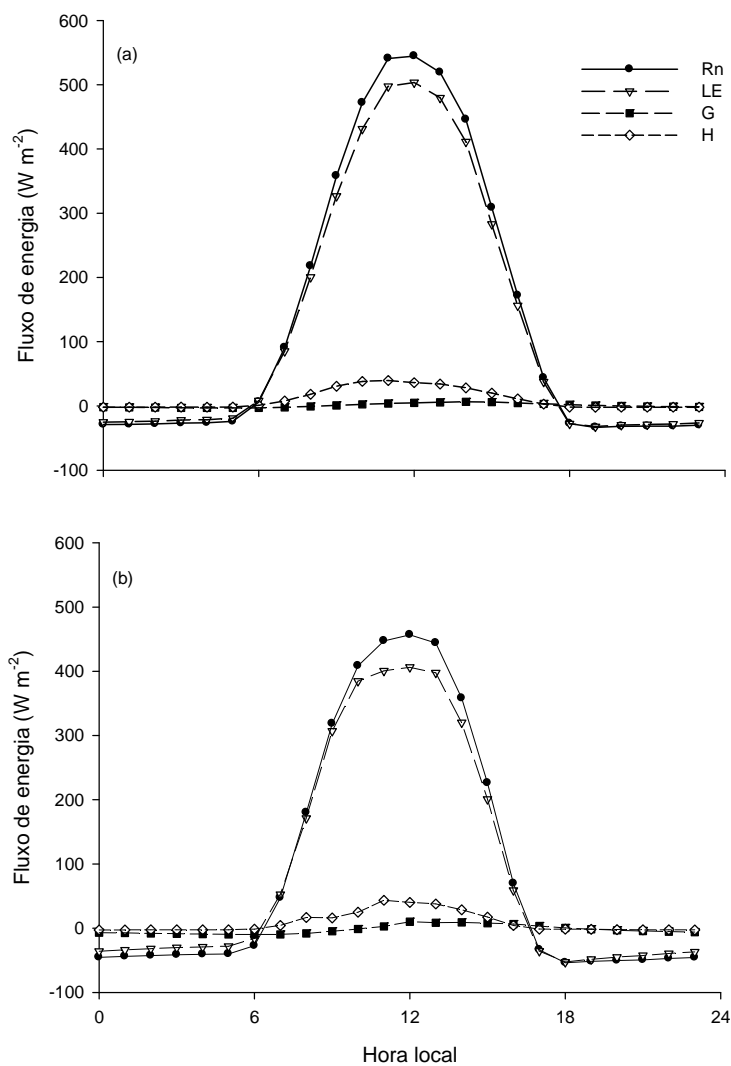


Figura 4: Dia médio do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor no solo (G) e fluxo de calor sensível (H) nas estações úmida (a) e seca (b).

4.3 MECANISMOS DE CONTROLE DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO E ÍNDICE DE ÁREA FOLIAR

4.3.1 Parâmetros Micrometeorológicos, Evapotranspiração Real e Condutâncias de Superfície e Aerodinâmica

Na análise dos mecanismos envolvidos no controle da evapotranspiração (ET) foram considerados os efeitos do saldo de radiação (R_n), do déficit de pressão de vapor entre a superfície e a atmosfera (DPV) e as condutâncias aerodinâmica (C_a) e de superfície (C_s) a princípio nas estações seca e úmida e posteriormente, o efeito destas variáveis em cada mês de observação do cambarazal. R_n , DPV e C_a correspondem ao controle do ambiente (abiótico) sobre a ET, enquanto a C_s , ao controle biológico que, conforme as características de cobertura do solo, reflete aproximadamente o controle exercido pela vegetação sobre a ET.

Na Figura 5 são apresentados os valores de dia médio de ET_r , R_n e DPV entre as 7 e 18 horas para as estações seca e úmida. No cambarazal, a elevada disponibilidade energética associada a umidade do solo suficiente e acessível propiciaram taxas significativas de ET_r tanto nos períodos secos quanto nos úmidos. A variabilidade do dia médio de ET_r de cada estação foi similar a verificada para o R_n , com pico máximo as 11 horas no valor de $0,75 \text{ mm h}^{-1}$ na estação úmida.

BUCCI et al. (2008) apresentaram em diferentes fisionomias de Cerrado em Brasília, transpiração vegetal medida pelo fluxo de seiva similar entre as estações seca e úmida, com valores de $0,20 \text{ mm d}^{-1}$ nas áreas de cerrado aberto, e valores próximos a $0,80 \text{ mm d}^{-1}$ no cerrado denso e no cerradão.

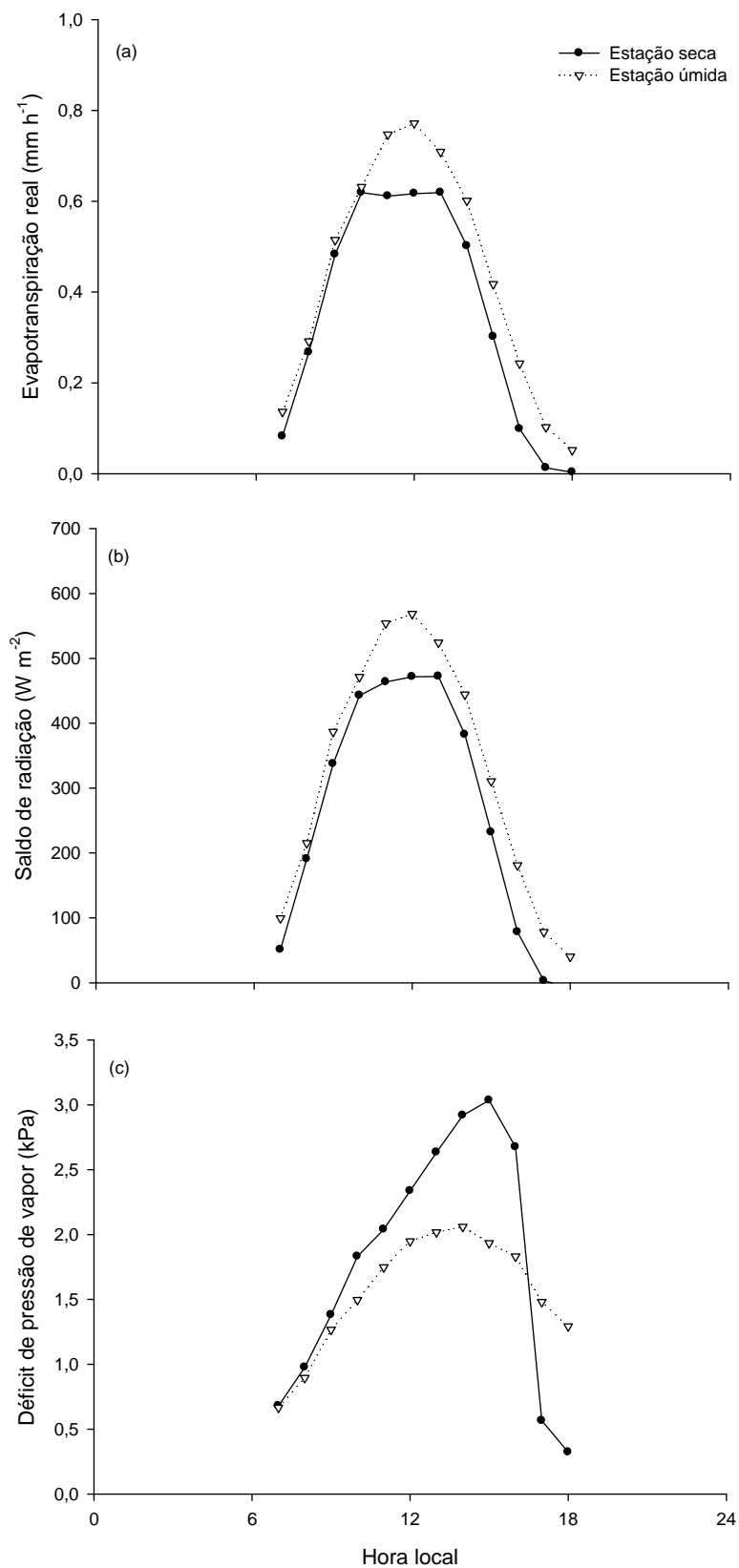


Figura 5: Dia médio estacional da (a) evapotranspiração real (ET_r), (b) saldo de radiação (R_n) e (c) déficit de pressão de vapor (DPV).

Em relação as estimativas de ET_r no cambarazal, não foi verificada correlação significativa quanto ao DPV ($n=5288$; $\pm CI$ 95%). Na escala sazonal, observou-se aumento do DPV e diminuição da ET_r na estação seca, comportamento indicativo de que o principal componente atuante sobre a ET_r é o saldo de radiação, e ainda a possibilidade de que o mesmo possa ter sofrido alguma influência decorrente do método adotado para a estimativa de ET_r . BUCCI et al. (2008) reportaram que para diferentes estandes de cerrado, não houve relação significativa entre a evaporação medida e o DPV, que apresentou comparativamente valores maiores na estação seca do que na úmida.

As máximas e mínimas médias estacionais de DPV foram 3,1 kPa e 0,2 kPa, respectivamente, e ambas na estação seca. Estes valores estão de acordo com o máximo DPV apresentado por VOURLITIS et al. (2002) para uma floresta de transição Amazônia-Cerrado intacta no Mato Grosso de 3 kPa no período seco, e com a variação de 0,2 a 2,3 kPa apresentada por BUCCI et al. (2008) em condições de Cerrado.

O DPV estacional do cambarazal atingiu valores máximos a partir das 12 horas em todos os períodos observados e relação negativa em relação as variações diurnas da C_s . SOUZA FILHO (2002) apresentou DPV médio bem definido e inverso ao comportamento da C_s para floresta Amazônica em Caxiuanã nos períodos chuvoso e menos chuvoso, com valores máximos aproximados de 1 kPa e 1,6 kPa, respectivamente.

Foi verificado aumento da C_s nas primeiras horas da manhã com máximo de $0,024 \text{ m s}^{-1}$ as 10 horas na estação seca e $0,026 \text{ m s}^{-1}$ as 9 horas na estação úmida, com decréscimo de C_s quase linear durante a tarde para ambos os períodos observados no cambarazal. Conforme ALVES & PEREIRA (2000) o aumento acentuado da C_s nas primeiras horas da manhã está de acordo com a indução da abertura dos estômatos provocada pela luz solar, e a diminuição no período da tarde se deve a outras variáveis do microclima que influenciam a C_s , como a temperatura do ar e o DPV. Os picos horários máximos e valores de C_s estimados no cambarazal estão de acordo com os apresentados por WRIGHT et al. (1995) GRANIER et al. (1996); SOUZA FILHO (2002) em estudos desenvolvidos em florestas tropicais e por SAN JOSÉ et al. (2001) para uma área de floresta alagável na Venezuela.

KUMAGAI et al. (2004) em estudo desenvolvido em uma floresta tropical na Malásia relataram que embora no período seco sejam notáveis os maiores valores de DPV, a magnitude da redução da C_s com o aumento do DPV foi maior no período úmido, para todos os valores de radiação solar considerados no estudo. Para o cambarazal, foi verificado comportamento semelhante para dia médio estacional do DPV e da C_s .

No cambarazal, a maior sensibilidade da C_s foi observada no período vespertino quando o DPV foi superior 2 kPa tanto para estação seca, quanto para a úmida. Declínio semelhante na C_s foi verificado por WULLSCHLEGER et al. (2000) no limiar de 2 kPa para o DPV em área floresta de carvalho no Tennessee (EUA) no período da tarde.

GRANIER et al. (1996) em estudo sobre a transpiração de uma floresta tropical natural verificou a baixa dependência da condutância do dossel a radiação global, atribuindo este comportamento ao baixo limiar de saturação da luz, e que portanto, para o referido estudo, não foi fator limitante durante a maior parte do dia, enquanto que o déficit de pressão de vapor explicou quase que totalmente o comportamento a variação diária da condutância do dossel.

Em todo o período de observação do cambarazal as estimativas de C_a não ultrapassaram $0,05 \text{ m s}^{-1}$ para os valores de dia médio estacional, e, considerando o intervalo entre as 7 h e as 18h, a C_a média foi de $0,042 \text{ m s}^{-1}$ e $0,038 \text{ m s}^{-1}$ para a estação úmida e a seca, respectivamente, com variabilidade semelhante a verificada para o dia médio estacional da velocidade horizontal do vento (Figura 6).

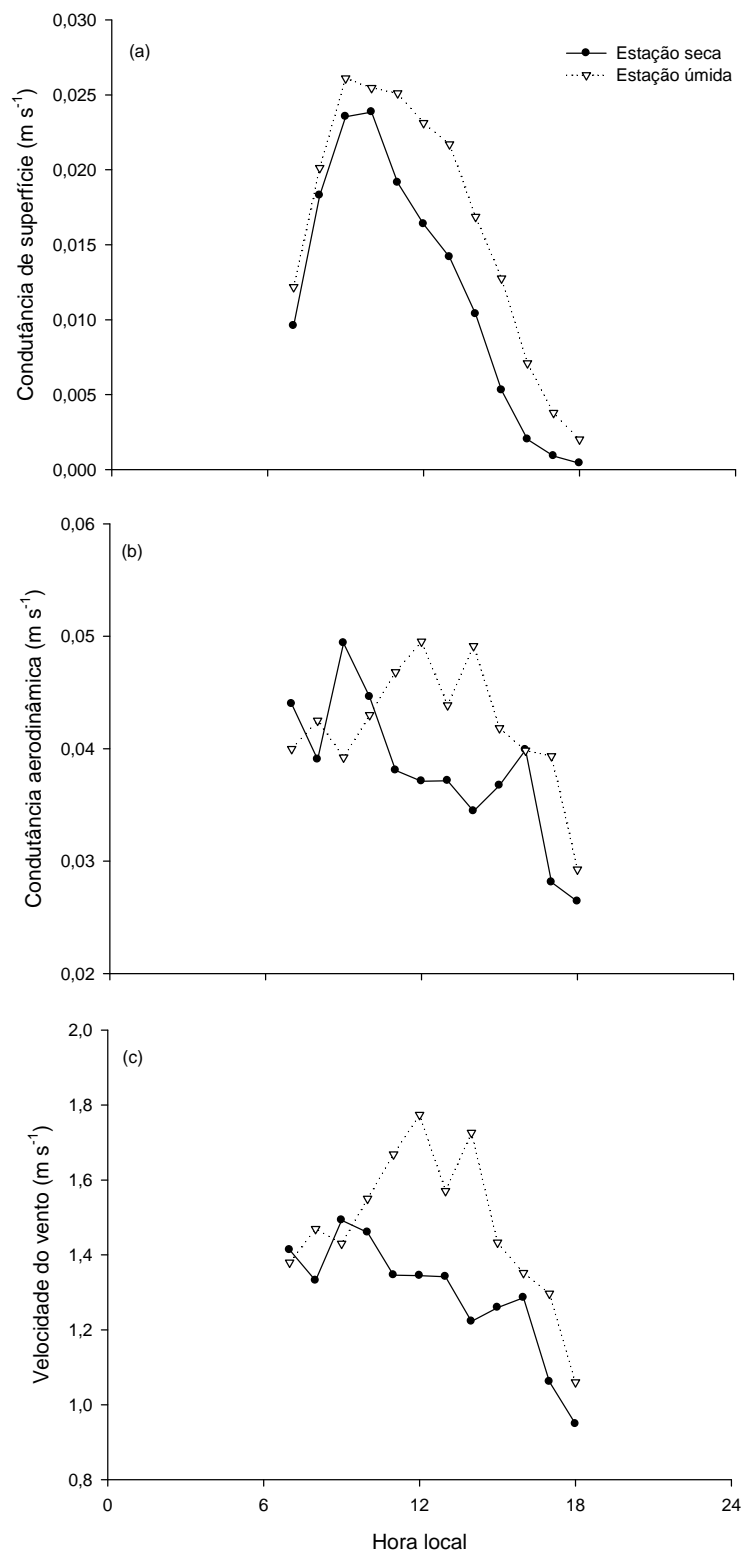


Figura 6: Dia médio estacional da (a) condutância de superfície (C_s), (b) condutância aerodinâmica (C_a) e (c) velocidade do vento (u).

Os dados mensais obtidos no cambarazal (Tabela 5) apontam para diminuição da ET_r de abril a setembro (estação seca), mesmo período em que ocorreu diminuição do saldo de radiação.

Entre março e outubro a ET_r superou a precipitação no cambarazal. Comportamento semelhante foi observado em área de floresta tropical em Rondônia e em Mato Grosso por COSTA et. al (2007), nos períodos de abril a setembro e entre maio e novembro, respectivamente.

A diferença entre os registros mensais de precipitação e as estimativas de ET_r no cambarazal foi aproximadamente 13 mm. SORIANO & GALDINO (2002) verificaram na sub-região da Nhecolândia, Pantanal de Mato Grosso do Sul, que a precipitação não foi suficiente para suprir a evapotranspiração potencial (1477,2 mm) solicitada pelo regime térmico em 2000, resultando em déficit hídrico de 339,4 mm, apesar da ocorrência de excedente hídrico anual de 295,8 mm.

Em setembro, mês da estação seca, foram observados valores médios de $2,8 \pm 1,1$ kPa para o DPV, os maiores verificados no cambarazal (Figura 7). Para a C_s entre agosto e setembro, foram verificadas as menores médias mensais.

Tabela 5: Média diária da precipitação pluvial (P) e evapotranspiração real (ET_r).

Estação	Mês	P (mm d ⁻¹)	ET_r (mm d ⁻¹)
Úmida	Fevereiro	6,5	4,7
Úmida	Março	2,2	5,2
Seca	Abril	4,2	4,7
Seca	Mai	1,3	3,2
Seca	Junho	0,0	2,7
Seca	Julho	1,3	2,7
Seca	Agosto	0,0	3,4
Seca	Setembro	0,0	2,7
Úmida	Outubro	0,6	3,7
Úmida	Novembro	10,6	4,3
Úmida	Dezembro	12,7	5,2
Úmida	Janeiro	7,9	4,4

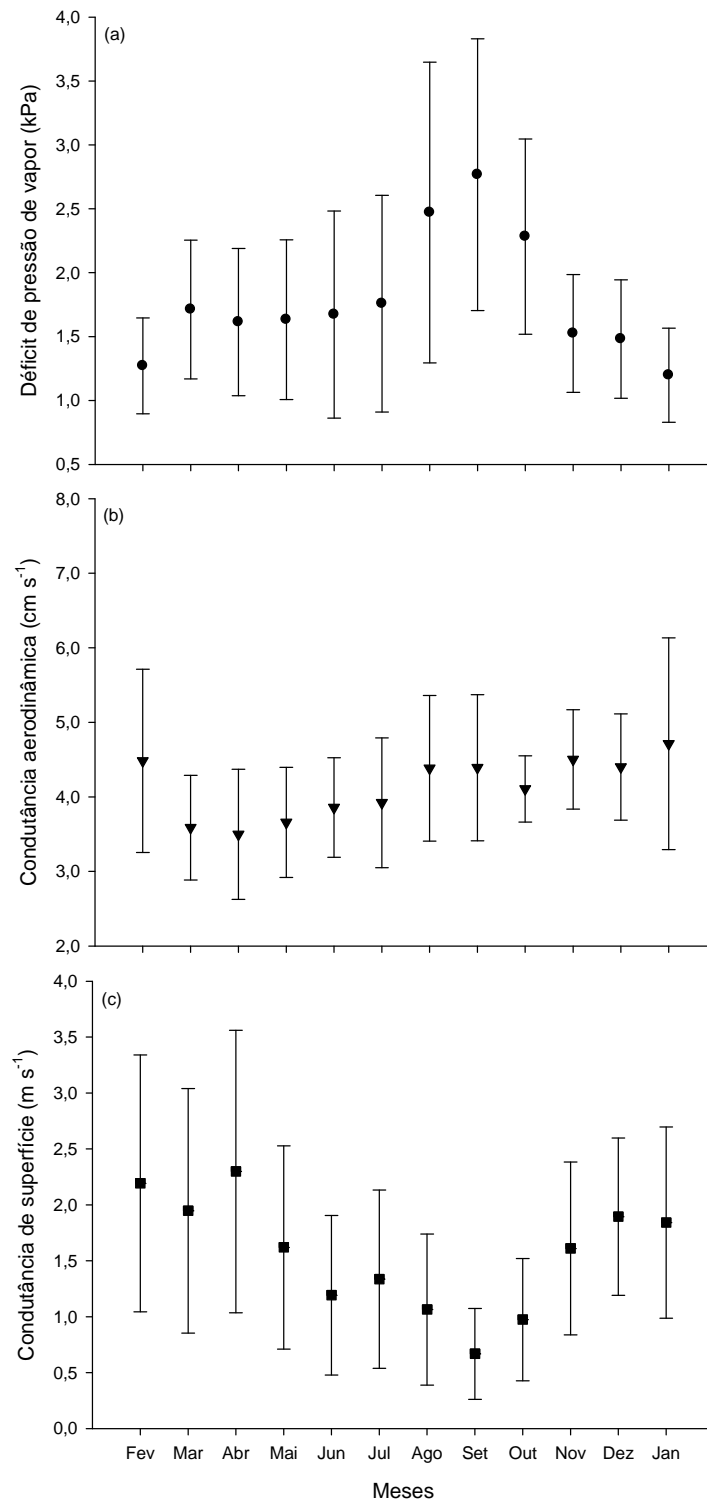


Figura 7: Média mensal (\pm sd) do (a) déficit de pressão de vapor (DPV), (b) condutância aerodinâmica (C_a) e (c) condutância de superfície (C_s).

4.3.2 Fator de Desacoplamento, Índice de Área Foliar e Parâmetros Micrometeorológicos

O coeficiente de desacoplamento (Ω) proposto por McNaughton & Jarvis (1983) e Jarvis & McNaughton (1986) foi estimado de maneira a distinguir a sensibilidade da evapotranspiração real (ET_r) às variáveis físicas e a fatores fisiológicos do cambarazal. O Ω varia entre 0 e 1, sendo que quanto mais próximo de 0 maior é o acoplamento entre a superfície e a atmosfera e mais efetivo o controle estomático no processo de evapotranspiração e valores próximos a 1 indicam que a evapotranspiração torna-se cada vez mais dependente do saldo de radiação recebido e menos dependente do controle estomático e do déficit de pressão de vapor (DPV).

Por meio da proposta de Monsi & Saeki (1953) foi estimado o índice de área foliar (IAF) para a verificação das condições e da sazonalidade do desenvolvimento do dossel e sua relação com o controle da evapotranspiração.

O Ω médio estimado no cambarazal para a estação úmida foi 0,58 e para a seca, 0,51. Ao longo do dia médio estacional as semelhanças entre os valores e picos se mantiveram para período úmido e para o seco, respectivamente com valores máximos de 0,70 e 0,66 durante a manhã e declínio após as 14 horas (Figura 8).

SOUZA FILHO (2002) apresentou desacoplamento da floresta Amazônica localizada em Caxiuanã em relação a atmosfera, com valores horários médios de Ω maiores para o período chuvoso pela manhã e declínio durante a tarde.

O Ω observado no cambarazal é indicativo da maior importância da energia disponível na condução da evapotranspiração durante a estação úmida, considerando relativamente, menor a importância do controle estomático. Comportamento semelhante foi observado em vários estudos em florestas tropicais associado ao IAF elevado (SOUZA FILHO, 2002; CIENCIALA et al., 2000; WULLSCHLEGER et al., 1998; MEINZER et al., 1997). No cambarazal, mesma característica foi verificada, com IAF médio anual de $4,3 \pm 0,3$ ($\pm sd$) $m^2 m^{-2}$. De acordo com MEINZER et al. (1997) quando a magnitude da condutância da camada limite é similar ou menor do que a condutância estomática (no caso deste estudo, que a condutância da superfície), a transpiração das folhas promove a umidificação do ar em torno das folhas, desacoplando a pressão de vapor na superfície da folha da

pressão do ar local, situação que possivelmente ocorreu no cambarazal na estação úmida. Entretanto, no período seco o Ω médio foi 0,5 o que dificultou a compreensão do mecanismo atuante no controle da ET_r .

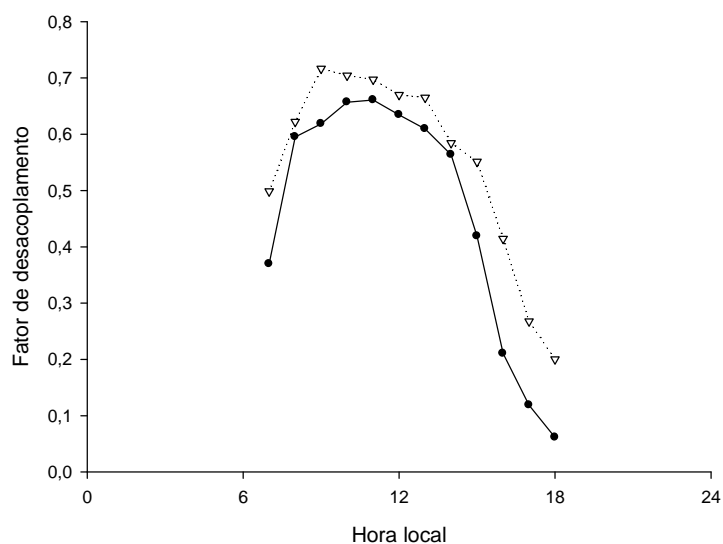


Figura 8: Dia médio estacional do fator de desacoplamento.

O IAF estacional médio observado na estação úmida foi $4,00 \pm 0,06 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ e para a estação seca, $4,60 \pm 0,028 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$. A sazonalidade do IAF do cambarazal (Tabela 6) difere dos resultados apresentados por VOURLITS et al. (2002) que verificaram para uma floresta de transição Amazônia Cerrado ao norte de Mato Grosso, IAF máximo de 4,5 - 5 na estação úmida (Janeiro) e mínimo, 4 - 4,5 $\text{m}^2 \text{ m}^{-2}$ no período seco (Julho) e por MAASS et al. (1995), em uma floresta tropical decídua ao oeste do México durante o ano de 1991, IAF máximo 4,7 $\text{m}^2 \text{ m}^{-2}$ em setembro (período úmido) e mínimo 1,0 em abril (período seco).

Possivelmente o aumento no IAF do cambarazal na estação seca decorre dos efeitos da floração no período de julho a setembro ou por condição de estresse devido a inundação da área em parte da estação úmida, como a ação de adaptações fisiológicas na vegetação. De acordo com TANNUS (2004), um dos efeitos fitohormonais durante a inundação é a alta concentração de ácido abscísico, responsável pelo controle do funcionamento estomático e abscisão das folhas, flores e/ou frutos.

Tabela 6: Média mensal (\pm sd) do fator de desacoplamento (Ω)* e índice de área foliar (IAF)**.

Estação	Mês	Ω	IAF
Úmida	Fevereiro	0,6 \pm 0,2	4,0 \pm 0,5
Úmida	Março	0,6 \pm 0,2	4,0 \pm 1,4
Seca	Abril	0,7 \pm 0,2	5,0 \pm 1,1
Seca	Mai	0,6 \pm 0,2	4,5 \pm 0,9
Seca	Junho	0,5 \pm 0,2	4,3 \pm 1,1
Seca	Julho	0,5 \pm 0,2	4,3 \pm 1,0
Seca	Agosto	0,4 \pm 0,2	4,9 \pm 1,0
Seca	Setembro	0,4 \pm 0,2	4,3 \pm 0,7
Úmida	Outubro	0,5 \pm 0,2	4,0 \pm 0,6
Úmida	Novembro	0,5 \pm 0,2	3,9 \pm 0,4
Úmida	Dezembro	0,6 \pm 0,1	4,0 \pm 0,6
Úmida	Janeiro	0,6 \pm 0,1	4,1 \pm 0,5

*Valores considerados entre as 7 e as 17h

**Valores considerados entre as 10h e as 14h

O Ω do cambarazal indica que as condições atmosféricas predominam sobre o controle da evapotranspiração real, e a correlação entre os dados estacionais ($n=5287$) e o Ω confirmam que o controle exercido pelo saldo de radiação (R_n) é predominante ($R^2=0,43$ na estação úmida e $R^2=0,45$ na estação seca) em relação ao déficit de pressão de vapor (DPV) (R^2 inferior a 0,09 para as duas estações).

5. CONCLUSÕES

Para o período de fevereiro de 2007 a janeiro de 2008, no cambarazal, a incidência de radiação solar incidente foi aproximadamente 13% menor no período seco (abril a setembro) do que no período úmido (outubro a março), evidenciando o efeito da maior cobertura por partículas suspensas na atmosfera;

A quantidade média de energia radiativa convertida em fluxo de calor latente (LE) no cambarazal foi praticamente a mesma, apesar da diminuição do saldo de radiação (R_n) no período seco;

A evapotranspiração real do cambarazal diminuiu no período seco em concordância com a diminuição do R_n , porém não foi verificada dependência em relação ao déficit de pressão de vapor;

O padrão de variação da condutância de superfície no cambarazal é semelhante ao verificado em outros estudos em florestas tropicais e em área de floresta alagável;

O desacoplamento do cambarazal em relação à atmosfera durante a estação úmida foi semelhante ao verificado em estudos em florestas tropicais associado ao índice de área foliar elevado.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

6.1 BIBLIOGRAFIA CITADA

ADÂMOLI, J. **O Pantanal e suas relações fitogeográficas com os cerrados: discussão sobre o conceito de complexo do Pantanal.** In Anais do 32º Congresso nacional da Sociedade Botânica do Brasil, Teresina, Universidade Federal do Piauí, p.109-119, 1982.

AGUIAR, R. G. **Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia.** 2005. 59 f, Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente), Universidade Federal de Mato Grosso, 2005.

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

AMADOR, G. A. **Composição florística e caracterização estrutural de duas áreas de Carandazais nas sub-regiões do Miranda e Nabileque, Pantanal sul mato-grossense, Brasil.** 2006. 55 f, Dissertação (Mestrado em Ecologia e Conservação), Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, 2006.

ARIEIRA, J.; NUNES DA CUNHA, C. Fitossociologia de uma floresta inundável monodominante de *Vochysia divergens* Pohl (Vochysiaceae), no Pantanal Norte, MT, Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, v. 20, 569-580, Setembro, 2006.

AWAL, M. A.; ISMAIL, W. I. W.; HARUN, M. H.; ENDAN, J. Methodology and measurement of radiation interception by quantum sensor of the oil palm plantation.

Songklanakarin Journal of Science and Technology, v. 27, 1083-1093, Setembro/Outubro, 2005.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal **Plano de Conservação da Bacia do alto Paraguai-PCBAP**, v.III. Análise integrada e prognóstico da Bacia do Alto Paraguai. Brasília: MMA/ PNMA, 1997. 369 p.

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

BURMAN, R. D.; JENSEN, M. E.; ALLEN, R. G. Thermodynamic factors in evapotranspiration. In: Proc., Irrig. and Drain. Spec. Conf. James, L.G & English, M. J. (eds.). **Irrig. and Drain. Spec. Conf.** ASCE, Portland, Oregon, USA, 28-30, Julho, 1987.

BUCCI, S. J.; SHOLZ, F. G.; GOLDSTEIN, G.; HOFFMANN, W. A.; MEINZER, F. C.; FRANCO, A. C.; GIAMBELLUCA, T.; MIRALLES-WILHELM, F. Controls on stand transpiration and soil water utilization along a tree density gradient in a Neotropical savanna. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, 839-849, Junho, 2008.

CAMPBELL, G. S.; J. M. NORMAN. **An introduction to environmental biophysics**. 2º Edição, New York, Springer-Verlag, 1998. 286 p.

CAMPELO JÚNIOR, J. H.; LOBO, F. A.; NOGUEIRA, J. S.; BIUDES. M. S.; ZANETTI, V. B.; REZENDE, S. D.; FRAGA, C. I. M. Fluxos regionais e globais de massa e energia na RPPN SESC-Pantanal. **Relatório de Pesquisa. Programa PELD - Site 12 – Pantanal Norte**. Ministério da Educação. Universidade Federal de Mato Grosso. 20 p., Dezembro, 2007.

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

CIENCIALA, E.; KUCERA, J.; MALMER, A. Tree sap flow and stand transpiration of two *Acacia mangium* plantations in Sabah, Borneo. **Journal of Hydrology**, v. 236, 109-120, 2000.

CORSINI, E.; GUARIM NETO, G. Aspectos ecológicos da vegetação de "carvoal" (*Callisthene fasciculata* (Spr.) Mart.) no pantanal mato-grossense. In: III SIMPÓSIO SOBRE RECURSOS NATURAIS E SÓCIO-ECONÔMICOS DO PANTANAL, 1, 2000, Corumbá (MS). **Anais**. Corumbá: III SINPAM, 2000, p. 1-52.

COSTA, M. H.; BIAJOLI, M. C.; SANCHES, L.; HUTYRA, L. R.; ROCHA, H. R.; AGUIAR, R. G.; ARAÚJO, A. C. Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rainforest evapotranspiration: Are the equatorial and tropical rainforests any different? **Journal of Geophysical Research – Biogeosciences, LBA Special Section**, 2007.

DAMASCENO-JUNIOR, G. A.; SEMIR, J.; SANTOS, F. A. M.; LEITÃO-FILHO H.F. Structure, distribution of species and inundation in a riparian forest of Rio Paraguai, Pantanal, Brazil. **Flora**, v. 200, 119-135, Maio, 2005.

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

DUARTE, T. G. **Florística, fitossociologia e relações solo-vegetação em floresta estacional decidual em Barão de Melgaço, Pantanal de Mato Grosso**. 2007. 144f, Tese (Doutorado em Botânica), Universidade Federal de Viçosa, 2007.

ERIKSSON, H.; EKLUNDH, L.; HALL, K.; LINDROTH, A. Estimating LAI in deciduous forest stands. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 129, 27-37, Março, 2005.

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

GRANIER, A.; HUC, R.; BARIGAH, S. T. Transpiration of natural rain forest and its dependence on climatic factors. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 78, 19-29, Janeiro, 1996.

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

HASENACK, H.; CORDEIRO, J. L. P.; HOFMANN, G. S. O clima da RPPN SESC Pantanal. Porto Alegre, UFRGS, 27 p., Abril, 2003.

HECKMAN, C. W. **The Pantanal of Poconé**. Biota and ecology in the northern section of the world's largest pristine wetland. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1998. 622 p.

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

JESUS JÚNIOR, W. C.; VALE, F. X. R.; COELHO, R. R.; COSTA, L. C. Comparison of Two Methods for Estimating Leaf Area Index on Common Bean. Notes and unique phenomena. **Agronomy Journal**, v. 93, 989-991, Setembro/Outubro, 2001.

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

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

JUNK, W. J.; NUNES DA CUNHA, C. Pantanal: a large South American wetland at a crossroads. **Ecological Engineering**, v. 24, 391-401, Abril, 2005.

JUNK, W. J. Long-term environmental trends and the future of tropical wetlands. **Environmental Conservation**, v. 29, 414–435, Dezembro, 2002.

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

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

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

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

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

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

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

McNAUGHTON, K.G.; JARVIS, P.G. Predicting the effects of vegetation changes on transpiration and evaporation. In: **Water Deficits and Plant Growth** (Kozłowski, T.T.). New York: Academic Press, 1983, vol. V, p. 1-48.

MEINZER, F. C.; ANDRADE, J. L.; GOLDSTEIN, G.; HOLBROOK, N. M.; CAVELIER, J.; JACKSON, P. Control of transpiration from the upper canopy of a tropical forest: the role of stomatal, boundary layer and hydraulic architecture components. **Plant Cell Environment**, v. 20, 1242-1252, 1997.

MONSI, M.; SAEKI, T. On the Factor Light in Plant Communities and its Importance for Matter Production. **Annals of Botany**, v. 95, 549-567, Fevereiro, 2005 (Versão traduzida). Über den Lichtfaktor in den Pflanzengesellschaften und seine Bedeutung für die Stoffproduktion. **Japanese Journal of Botany**, v. 14, 22-52, Março, 1953 (Versão original).

MONTEITH, J.; UNSWORTH, M. **Principles of Environmental Physics**. Butterworth-Heinemann, 2^a Edição, 1990, 304 p.

NASCIMENTO, M. T.; NUNES DA CUNHA, C. Estrutura e composição florística de um cambarazal no Pantanal de Poconé - MT. **Acta Botanica Brasílica**, v. 3, 3-11, 1989.

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

NUNES DA CUNHA, C.; JUNK, W. J.; FAVALESSA, O.; COSTA, C. P.; ALMEIDA, L. Influences of Dry and Flooding Periods on Phenology and the Dynamic of Seedlings and Saplings of *Vochysia divergens* Pohl, in the Pantanal of Poconé. In: German-Brazilian Workshop on Neotropical Ecosystems – Achievements and Prospects of Cooperative Research. Posters. Hamburg, 871-874, Setembro, 2000.

OHUMURA, A. Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio flux calculations. **Journal of Applied Meteorology**, vol. 21, 595-598, Abril, 1982.

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

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, 131-143, Setembro, 1996.

PEREIRA, A. R. Introdução à micrometeorologia. Departamento de Física e Meteorologia, ESALQ/USP. Piracicaba, Fevereiro, 2000, 63 p.

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

POTT, A. Pastagens nativas. In: EMBRAPA. Centro de Pesquisa Agropecuária do Pantanal (Corumbá, MS). Tecnologias e informações para a pecuária de corte no Pantanal, 161p, 1997.

RIGHI, E. Z. **Balço de energia e evapotranspiração de cafezal adensado em crescimento sob irrigação localizada.** 2004. 151f, Tese (Doutorado em Agronomia), Universidade de São Paulo, 2004.

SAN JOSÉ, J. J.; MEIRELLES, M. L.; BRACHO, R.; NIKONOVA, N. A comparative analysis of the flooding and fire effects on the energy exchange in a wetland community (Morichal) of the Orinoco Llanos. **Journal of Hydrology**, v. 242, 228-254, Fevereiro, 2001.

SANTOS, S. A.; NUNES DA CUNHA, C.; TOMÁS, W.; ABREU, U. G. P.; ARIEIRA, J. Plantas invasoras no Pantanal: como entender o problema e soluções de manejo por meio de diagnóstico participativo. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 66.** EMBRAPA. Corumbá, 45p, Agosto, 2006.

SILVA, R. C. **Estudo do balanço de radiação no Pantanal sul mato-grossense.** 2003. 213 f, Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2002.

SILVA, M. P.; MAURO, R.; MOURÃO, G.; COUTINHO, M. Distribuição e quantificação de classes de vegetação do Pantanal através de levantamento aéreo. **Revista Brasileira de Botânica**, v. 23, 143-152, Junho, 2000.

SILVA, J. S. V. & ABDON, M. M. Delimitação do Pantanal brasileiro e suas sub-regiões. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 33, número especial, 1703-1711, Outubro, 1998.

SONNENTAG, O.; TALBOT, J.; CHEN, J.M.; ROULET, N.T. Using direct and indirect measurements of leaf area index to characterize the shrub canopy in an

ombrotrophic peatland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 144, 200-212, Junho, 2007.

SORIANO, B. M. A & GALDINO, S. Análise da distribuição da frequência mensal de precipitação para a sub região da Nhecolândia, Pantanal, Mato Grosso do Sul, Brasil. In: EMBRAPA. Centro de Pesquisa Agropecuária do Pantanal (Corumbá, MS). Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 34, 23p, Dezembro, 2002a.

SORIANO, B. M. A & GALDINO, S. Análise das condições climáticas em 2000 na sub região da Nhecolândia, Pantanal, Mato Grosso do Sul, Brasil. In: EMBRAPA. Centro de Pesquisa Agropecuária do Pantanal (Corumbá, MS). Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 30, 34p, Dezembro, 2002b.

SORIANO, B. M. A & PELLEGRIN, L. A. Monitoramento do número de focos de calor e variáveis meteorológicas observados em 2007 no Pantanal. In: EMBRAPA. Centro de Pesquisa Agropecuária do Pantanal (Corumbá, MS). Comunicado Técnico 64, 23p, Dezembro, 2007.

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

STEWART, J. B. Modelling surface conductance of pine forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 43, 19-35, Junho, 1988.

SHUTTLEWORTH, W. J. Evaporation from Amazonian rainforest. **Proceedings of the Royal Society of London**, v. 233, 321-346, Setembro, 1988.

TANNUS, R. N. **Funcionalidade e sazonalidade sobre Cerrado e sobre ecótono Floresta-Cerrado: uma investigação com dados micrometeorológicos de energia e CO₂**. 2004. 92 f, Dissertação (Mestrado em Ecologia de Agrossistemas), Universidade de São Paulo, 2004.

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

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

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

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. Versão digital 2. Recife, Brasil, 449p, 2006.

VOURLITS, G. L., PRIANTE FILHO, N.; HAYASHI, M. M. S.; NOGUEIRA, J. S.; CASEIRO, F. T. CAMPELO JR, J. H. Seasonal variations in the evapotranspiration of a transitional tropical forest of Mato Grosso, Brazil. **Water Resources Research**, v. 38, 2002.

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

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

WULLSCHLEGER, S. D.; WILSON, K. B.; HANSON, P. J. Environmental control of whole-plant transpiration, canopy conductance and estimates of the decoupling

coefficient for large red maple trees. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 104, 157-168, Agosto, 2000.

ZORZATTO, J. R. **Formalização probabilística, generalização e crítica de alguns modelos usuais de alguns modelos de dinâmica de populações relacionados à questão da biodiversidade, com simulação e computação gráfica**. 1995. 151 f, Dissertação (Doutorado em Engenharia Elétrica), Universidade Estadual de Campinas, 1995.

6.2 BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

ČERMÁK, J.; TOGNETTI, R.; NADEZHINA, N.; RASCHI, A. Stand structure and foliage distribution in *Quercus pubescens* and *Quercus cerris* forests in Tuscany (central Italy). **Forest Ecology and Management**, v. 225, 1810-1819, Abril, 2008.

FARID, A.; GOODRICH, D. C.; BRYANT, R.; SOROOSHIAN, S. Using airborne lidar to predict Leaf Area Index in cottonwood trees and refine riparian water-use estimates. **Journal of Arid Environments**, v. 72, Janeiro, 1-15, 2008.

GONG, P.; PU, R.; BIGING, G. S.; LARRIEU, M. R. Estimation of Forest Leaf Area Index Using Vegetation Indices Derived From Hyperion Hyperspectral Data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 41, 1355–1362, Junho, 2003.

IRITZ, Z.; LINDROTH, A. Energy partitioning in relation to leaf area development of short-rotation willow coppice. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 81, 119-130, Setembro, 1996.

JONES, H.G. **Plants and Microclimate**. A Quantitative Approach to Environmental Plant Physiology. 1ª Edição. Cambridge: Cambridge University Press, 1992, 452 p.

LAGERGREN, F.; LINDROTH, A. Transpiration response to soil moisture in pine and spruce trees in Sweden. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 112, Issue 2, 67-85, Agosto, 2002.

MU, Q.; HEINSCH, F. A.; ZHAO, M.; RUNNING, S. W. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. **Remote Sensing of Environment**, v. 111, 519-536, Dezembro, 2007.

OLCHEV, A.; IBROMC, A.; PRIESS, J.; ERASMI, S.; LEEMHUIS, C.; TWELE, A.; RADLER, K.; KREILEIN, H.; PANFEROV, O.; GRAVENHORST, G. Effects of land-use changes on evapotranspiration of tropical rain forest margin area in Central Sulawesi (Indonesia): Modelling study with a regional SVAT model. **Ecological Modelling**, vol. 212, 131-137, Março, 2008.

ONIGEMO, A. B. **Avaliação de índices de risco de incêndio em áreas com predominância de gramíneas cespitosas na sub-região da Nhecolândia, Pantanal, MS.** 2006. 122f, Tese (Doutorado em Ecologia), Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, 2006.

ROSS, J.; ROSS, V.; KOPPEL, A. Estimation of leaf area and its vertical distribution during growth period. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 101, 237-246, Abril, 2000.

TANNY, J.; HAIJUN, L.; COHEN, S. Airflow characteristics, energy balance and eddy covariance measurements in a banana screenhouse. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 139, 105-118, Setembro, 2006.