

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

**BALANÇO DE ENERGIA EM UNIDADE DE
CONSERVAÇÃO NO PANTANAL MATO-GROSSENSE
POR SENSORIAMENTO REMOTO**

VICTOR HUGO DE MORAIS DANELICHEN

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

**Cuiabá-MT
Julho de 2015**

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

**BALANÇO DE ENERGIA EM UNIDADE DE
CONSERVAÇÃO NO PANTANAL MATO-GROSSENSE
POR SENSORIAMENTO REMOTO**

VICTOR HUGO DE MORAIS DANELICHEN

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

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

**Cuiabá, MT
Julho de 2015**

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

D278b de Morais Danelichen, Victor Hugo.
Balanço de Energia em Unidade de Conservação no Pantanal Mato-grossense por Sensoriamento Remoto / Victor Hugo de Morais Danelichen. -- 2015
118 f. ; 30 cm.

Orientador: Marcelo Sacardi Biudes.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2015.
Inclui bibliografia.

1. Pantanal. 2. Evapotranspiração. 3. Sensores Orbitais. I. Título.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

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

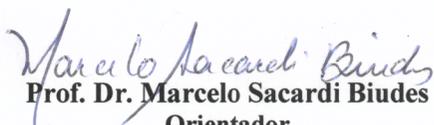
UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental

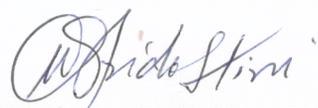
FOLHA DE APROVAÇÃO

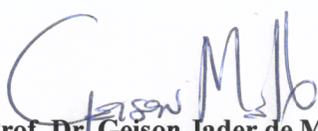
TÍTULO: BALANÇO DE ENERGIA EM UMA UNIDADE DE CONSERVAÇÃO NO PANTANAL MATO-GROSSENSE POR SENSORIAMENTO REMOTO

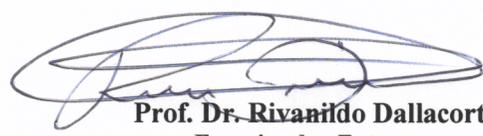
AUTOR: VICTOR HUGO DE MORAIS DANELICHEN

Tese de Doutorado defendida e aprovada em 31 de julho de 2015, pela comissão julgadora:


Prof. Dr. Marcelo Sacardi Biudes
Orientador
Instituto de Física - UFMT


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


Prof. Dr. Geison Jader de Mello -
Examinador Externo
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Mato Grosso – IFMT


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


Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva
Examinador Externo
Universidade Federal de Campina Grande - UFCG

DEDICATÓRIA

Dedico esse trabalho a Deus, a Ele o princípio de toda sabedoria; aos meus pais Sidnei e Miriam, pela educação cristã e amor dados, aos meus avós, Zenóbio e Sônia Danielichen, que me incentivaram a jamais desistir e sempre persistir no caminho cristão; e aos meus irmãos, que sempre foram grandes companheiros em todos os momentos.

AGRADECIMENTOS

- A Deus, autor e consumidor da minha fé;
- Ao Prof. Dr. Marcelo Scardi Buiades, pela orientação concedida, pelo incentivo, confiança, empenho, dedicação, paciência e pela grande amizade, fatores que contribuíram de forma única e singular a produção deste trabalho;
- Ao Prof. Dr. José de Souza Nogueira, pela verdadeira dedicação, incentivo e empenho em poder tornar esta pós-graduação verdadeiramente multidisciplinar e conceituada;
- A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, que transmitiram os seus conhecimentos;
- Aos amigos Maísa, Sérgio, Osvaldo (FU) e Raphael, pelo incentivo e grande contribuição nos trabalhos concretizados;
- À CAPES pelo auxílio financeiro e CNPq Projeto nº 457824/2013-1

EPÍGRAFES

“O temor do Senhor é o princípio do conhecimento, mas os insensatos desprezam a sabedoria e a disciplina.”

Provérbios 1:7

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	IX
LISTA DE TABELAS	XI
LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS.....	XII
RESUMO	XV
ABSTRACT	XVI
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. PROBLEMÁTICA	1
1.2. JUSTIFICATIVA	3
1.3. HIPÓTESES	3
1.4. OBJETIVO GERAL	4
1.5. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	4
2. REVISÃO DE LITERATURA	5
2.1. RESERVA PARTICULAR DE PATRIMÔNIO NATURAL DO SESC PANTANAL (RPPN) 5	
2.1.1. RPPN no Pantanal	5
2.1.2. Mesoclima e o Clima Local na RPPN.....	7
2.1.3. Região da RPPN no Pantanal	7
2.1.4. Clima e Regime de Inundação na RPPN.....	9
2.1.5. Solo e Altimetria na RPPN	9
2.1.6. Impacto Humano na RPPN.....	9
2.2. BALANÇO DE ENERGIA	10
2.3. BALANÇO DE ENERGIA POR SENSORIAMENTO REMOTO.....	12
2.4. BALANÇO DE ENERGIA PELO SEBAL	14
3. MATERIAL E MÉTODOS	19
3.1. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	19
3.2. INSTRUMENTAÇÃO UTILIZADA	20
3.2.1. Dados Terrenos para Estudo da Área Protegida	20
3.2.2. Dados Terrenos para Validação do Algoritmo SEBAL.....	21
3.3. DADOS DE SENSORES ORBITAIS	22
3.3.1. Dados Oriundos de Sensores Orbitais para Estudo da Área Protegida ...	22
3.3.2. Dados Oriundos de Sensores Orbitais para Validação do Algoritmo SEBAL	23
3.4. CLASSIFICAÇÃO DA RPPN E ESTUDO DAS CLASSES	25
3.5. ESTIMATIVA DO BALANÇO DE ENERGIA PELO SEBAL.....	26

3.5.1. Albedo – Etapa 1	26
3.5.2. Índices de vegetação – Etapa 2.....	26
3.5.2. Temperatura da Superfície – Etapa 3.....	27
3.5.3. Emissividade – Etapa 4.....	28
3.5.4. Componentes do Balanço de Energia – Etapa 5.....	28
3.6. MÉTODO DA RAZÃO BOWEN	30
3.7. ANÁLISE ESTATÍSTICA.....	32
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	33
4.1. DINÂMICA DAS VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS	33
4.2. AVALIAÇÃO DA MUDANÇA DO USO E OCUPAÇÃO DO SOLO DA RPPN.....	37
4.3. ANÁLISE DOS PRODUTOS DE SENSORIAMENTO REMOTO.....	41
4.3.1. Albedo e Índices de Vegetação	41
4.3.2. Temperatura da Superfície	52
4.4. COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA NA RPPN SESC PANTANAL PELO SEBAL	56
4.5. PARTICIONAMENTO DA ENERGIA DISPONÍVEL	70
4.6. VALIDAÇÃO DO SEBAL	73
5. CONCLUSÃO	78
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	80

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Pantanal e suas sub-regiões, segundo A dámoli (1982), Bacia do Alto Paraguai (BAP), com inserção da RPPN SESC Pantanal. *Limites deslocados para Sul para melhor visualização da hidrografia, Cordeiro (2004).	8
Figura 2: Processo iterativo para determinação dos coeficientes a e b do algoritmo SEBAL.	15
Figura 3: Biomas brasileiros e localização da área de estudo.....	20
Figura 4: Distribuição da precipitação medida anualmente no Aeroporto Internacional Marechal Rondon, Cuiabá – MT, Brasil, no período de 1984 a 2008.	33
Figura 5: Distribuição da precipitação medida mensalmente no Aeroporto Internacional Marechal Rondon, Cuiabá – MT, Brasil, nos anos; de 1984, 1999 e 2008.	34
Figura 6: Distribuição da temperatura do ar e umidade relativa do ar medida anualmente no Aeroporto Internacional Marechal Rondon, Cuiabá – MT, Brasil, no período de 1984 a 2008.	35
Figura 7: Distribuição da temperatura do ar e umidade relativa do ar medida mensalmente no Aeroporto Internacional Marechal Rondon, Cuiabá – MT, Brasil, nos anos; de 1984, 1999 e 2008.....	36
Figura 8: Classificação das condições da cobertura do solo da RPPN nas datas: 2 de setembro de 1984, 11 de agosto e 15 de novembro de 1999 e 4 de setembro de 2008.	38
Figura 9: Mapa de altimetria da RPPN.....	40
Figura 10: Altimetria das diferentes classes da RPPN com base no MDE do SRTM, onde as siglas na abscissa indicam as classes: Cambarazal (CA), Mata Densa (MD), Mata Aberta (MA), Arbustivo (AR), Campo de Murundus (MU) e Pastagem (PS), respectivamente.	40
Figura 11: Mapas de albedo para a região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.	43
Figura 12: Histogramas das cartas de albedo, NDVI, SAVI e LAI de todo período analisado.....	44
Figura 13: Albedo e índices de vegetação (NDVI, SAVI e LAI) nas diferentes classes e anos da cobertura do solo na RPPN.	45
Figura 14: Mapas do índice de vegetação da diferença normalizada - NDVI para a região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.	47
Figura 15: Mapas do índice de vegetação ajustado para efeitos do solo - SAVI para a região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.	49
Figura 16: Mapas do índice de área foliar - LAI para a região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.....	51
Figura 17: Mapas da Temperatura da superfície para a região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.....	53

Figura 18: Histogramas das imagens de temperatura da superfície na RPPN.....	55
Figura 19: Temperatura da superfície (°C) nas diferentes classes e anos da cobertura do solo na RPPN.	55
Figura 20: Mapas do Saldo de radiação (Rn) no instante da passagem do Landsat 5 para região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.....	57
Figura 21: Histogramas dos mapas do fluxo de calor no solo (a), fluxo calor latente (b), fluxo de calor sensível (c) e saldo de radiação (d) de todo período analisado. ...	58
Figura 22: Histogramas das cartas do saldo de radiação diário (e) e evapotranspiração diária (f) de todo período analisado.	59
Figura 23: Saldo de radiação instantâneo (Rn) (momento de passagem do satélite), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE), saldo de radiação diário (Rn24h) e evapotranspiração diária (ET24h) nas diferentes classes e anos da cobertura do solo na RPPN.	60
Figura 24: Mapas do Saldo de radiação diário (Rn24h) para região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.	61
Figura 25: Mapas do fluxo de calor no solo (G) para região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.	63
Figura 26: Mapas do fluxo de calor latente (LE) instantâneo para região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.	65
Figura 27: Mapas do fluxo de calor sensível (H) para região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.	67
Figura 28: Mapas da evapotranspiração diária (ET24h) para região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.	69
Figura 29: Frações dos componentes do balanço de energia de toda reserva RPPN nos diferentes períodos analisados.....	72
Figura 30: Frações do saldo de radiação (Rn) no fluxo de calor no solo (G/Rn), fluxo de calor latente (LE/Rn) e no fluxo de calor sensível (H/Rn) nas diferentes classes e anos da cobertura do solo na RPPN.	73
Figura 31: componentes do BE medido e estimados na torre no Cambarazal.	76
Figura 32: Saldo de radiação e evapotranspiração diários medidos e estimados na torre de Cambarazal.	77

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1:** Variáveis utilizadas no cômputo do albedo, temperatura da superfície e índices de vegetação: Datas das imagens do Landsat 5, ponto do satélite, horário local de passagem do satélite (H:min:s), ângulo de elevação do Sol – E (valor médio dos dois pontos, 71 e 72), temperatura do ar – T (°C), umidade relativa do ar – UR (%), pressão atmosférica – po (Kpa) e radiação solar global instantânea (Rs)..... 23
- Tabela 2:** Variáveis utilizadas no cômputo do BE no cambarazal: datas das imagens do Landsat 5, ângulo de elevação do sol – E, radiação solar global instantânea - Rg (W.m-2), temperatura do ar – T (°C), umidade relativa do ar – UR (%) e velocidade do vento – u (m s-1) no instante de passagem do satélite (aproximadamente 09h30min horário local). 24
- Tabela 3:** Classes da RPPN e respectivas siglas. 25
- Tabela 4:** Áreas em unidades de hectares e porcentagem da Reserva Particular do Patrimônio Natural do SESC Pantanal – RPPN nos anos de 1984, 1999 e 2008. 39
- Tabela 5:** Erro médio absoluto – EMA (W m-2), raiz do erro médio quadrático - EMQ (W m-2), índice de Willmot – d e correlação de Pearson – r das variáveis do cômputo de balanço de energia e evapotranspiração estimados pelo SEBAL..... 77

LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

<i>BE</i>	Balanço de energia
<i>H</i>	Densidade do fluxo de calor sensível
<i>ET</i>	Evapotranspiração
<i>ET_r</i>	Evapotranspiração de referência
<i>ET_{24h}</i>	Evapotranspiração diária
<i>LE</i>	Densidade do fluxo de calor latente
<i>LE_{24h}</i>	Fluxo de calor latente diário
<i>G</i>	Fluxo de calor no solo
<i>Rn</i>	Saldo de radiação
<i>Rn_{24h}</i>	Saldo de radiação diário
<i>P</i>	Energia responsável pela fotossíntese
<i>RPPN</i>	Reserva Particular do Patrimônio Natural
<i>MODIS</i>	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
<i>ERTS</i>	Resources Technology Satellite
<i>SEBAL</i>	Surface Energy Balance Algorithm for Land
<i>BAP</i>	Bacia do Alto Paraguai
<i>TSM</i>	Two-Source Model
<i>SEBI</i>	Surface Energy Balance Index
<i>kB⁻¹</i>	Resistência excessiva
<i>β</i>	Aproximação Beta
<i>METRIC</i>	Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration
<i>SSEB</i>	Simplified Surface Energy Balance
<i>SEBTA</i>	Surface Energy Balance with Topography Algorithm
<i>ρ</i>	Densidade do ar
<i>C_p</i>	Calor específico do ar à pressão constante
<i>dT</i>	Diferença de temperatura
<i>r_{ah}</i>	Resistência aerodinâmica
<i>u_x</i>	Velocidade do vento medida a x metros da superfície

u_{200}	Velocidade do vento à 200 m
u_*	Velocidade de fricção vertical do vento
z_{200}	Altura de 200 m
z_{0m}	Tamanho da rugosidade de superfície
z_1	Nível um
z_2	Nível dois
L	Comprimento de Monin-Obukhov
T_s	Temperatura da superfície
g	Aceleração da gravidade
Ψ_m	Função para correção da resistência aerodinâmica
λ	Calor latente de vaporização da água
FE_i	Fração evaporativa instantânea
FE_{24h}	Fração evaporativa diária
<i>INPE</i>	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
<i>MDE</i>	Modelos Digitais de Elevação
<i>SRTM</i>	Shuttle Radar Topography Mission
E	Ângulo de elevação do Sol
T_a	Temperatura do ar
T_{sup}	Temperatura da superfície
UR	Umidade relativa do ar
p_0	Pressão atmosférica
Rs	Radiação solar global instantânea
α	Albedo
α_{toa}	Albedo da superfície sem correção atmosférica
α_{atm}	Albedo da própria atmosfera
τ_{oc}	Transmitância atmosférica em todo o domínio da radiação solar
τ_{sw}	Transmitância atmosférica corrigida
θ_{hor}	Ângulo zenital solar
k_t	Coefficiente de turbidez da atmosfera
W	Água precipitável
z	Altitude

<i>NDVI</i>	Normalized Difference Vegetation Index
ρ_λ	Refletividade monocromática
<i>SAVI</i>	Soil Adjusted Vegetation Index
<i>LAI</i>	Leaf Area Index
k_1 e k_2	Constantes de radiações específicas da banda termal do TM Landsat 5
ε_{NB}	Emissividade no domínio da banda termal do TM
$L_{\lambda 6}$	Radiância espectral da banda termal do TM Landsat 5
$R_{s\downarrow}$	Radiação de onda curta incidente instantânea
$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa instantânea emitida pela atmosfera
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa instantânea emitida por cada pixel
ε_0	Emissividade de cada pixel
a e b	Constantes de calibração para obtenção do fluxo de calor sensível
τ_{24h}	Transmissividade diária média da atmosfera
β	Razão de Bowen
ΔT	Diferença de temperatura do ar entre dois níveis
Δe	Diferença de pressão de vapor d'água do ar entre dois níveis
ΔS	Estoque de calor no espaço de ar do dossel da vegetação
γ	Constante psicrométrica
e	Pressão atual de vapor d'água do ar
e_s	Pressão de saturação do vapor d'água do ar

RESUMO

DANELICHEN, V. H. M. *BALANÇO DE ENERGIA EM UNIDADE DE CONSERVAÇÃO NO PANTANAL MATOGROSSENSE POR SENSORIAMENTO REMOTO*. Cuiabá, 2015, Tese (Doutorado em Física Ambiental) - Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

Alterações no uso e ocupação do solo, bem como o processo de preservação de uma área protegida, modificam o balanço de energia. Assim, o incremento da vegetação e a diminuição do albedo da superfície ocasionam aumento no fluxo de calor latente e consequentemente, o aumento da evapotranspiração. Diante disso, o objetivo geral deste trabalho foi avaliar efeitos da implantação de uma área protegida sobre os padrões espaço-temporais dos componentes do balanço de energia. O estudo foi realizado na RPPN SESC Pantanal, distante 160 km de Cuiabá – MT, Brasil. Foram adquiridas, junto ao INPE, imagens TM do satélite Landsat 5 nos anos de 1984, 1999 e 2008. Para o estudo da altimetria foi utilizado o Modelo Digital de Elevação (MDE) obtido por meio do radar SRTM. Foram realizadas classificações supervisionadas em todas as cenas obtidas. Para a realização do balanço de energia foi utilizado o algoritmo SEBAL, que foi validado com dados obtidos pelo método da razão de Bowen. Os resultados encontrados demonstraram que desde da implantação da reserva as classes mais vegetadas apresentaram um aumento, enquanto que as áreas de pastagem e solo exposto diminuíram. As análises dos dados do SRTM e dos índices de vegetação mostraram que as classes pouco vegetadas ocupam planícies baixas, enquanto que a vegetação arbórea, com ênfase para a classe de cambarazal, ocupam as regiões mais altas. O albedo e a temperatura da superfície diminuíram durante todo o período estudado, enquanto os índices de vegetação aumentaram. Os componentes do balanço de energia, com exceção ao fluxo de calor sensível, aumentaram durante todo período estudado. A evapotranspiração - ET diária apresentou aumento ao longo de todos os anos estudados. O SEBAL demonstrou a importância nas estimativas dos componentes do balanço de energia, da ET e saldo de radiação diários, concordando com as aferições em campo e estudos realizados no mesmo bioma. Os resultados obtidos demonstram que o aumento dos índices de vegetação, dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração diária, bem como a diminuição do albedo e temperatura da superfície ao longo de todo período estudado, indicam que a vegetação se desenvolveu após a criação e ampliação da RPPN.

Palavras-chave: Pantanal, evapotranspiração, sensores orbitais.

ABSTRACT

DANELICHEN, V. H. M . *ENERGY BALANCE IN STORAGE UNIT IN WETLAND MATOGROSSENSE BY REMOTE SENSING*. Cuiabá, 2015 T hesis (PhD in Environmental Physics) - Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso.

Changes in land use and occupation, as well as the preservation process of a protected area, change the energy balance. Thus, the growth of the vegetation and the reduction of surface albedo causing an increase in latent heat flow and consequently increased evapotranspiration. Thus, the aim of this study was to evaluate effects of the implementation of a protected area on the spatiotemporal patterns of the components of energy balance. The study was conducted at the RPPN SESC Pantanal, far 160 km of Cuiaba - MT, Brazil. Were acquired by the INPE, images TM Landsat 5 in the years 1984, 1999 and 2008. For the study of altimetry we used the Digital Elevation Model (DEM) obtained by SRTM radar. Rankings were performed supervised at all scenes obtained. For the realization of the energy balance was used SEBAL algorithm, which was validated with data obtained by the Bowen ratio method. The results showed that since the reservation of the implantation the most vegetated classes showed an increase, while areas of grassland and bare soil decreased. The analysis of SRTM data and vegetation indices showed that some vegetated classes occupy lowlands, while the arboreal vegetation, with emphasis on Cambarazal class, and occupy the highest regions. The albedo and surface temperature decreased throughout the study period, while the vegetation indices increased. The components of energy balance, except for the sensible heat flux increased throughout the study period. Evapotranspiration - daily (ET) showed an increase over all years studied. The SEBAL demonstrated high performance in the estimates of the components of energy balance, the balance of ET and daily radiation, according to the measurements in the field and studies in the same biome. The results show that increasing the vegetation indexes, the components of the energy balance and daily evapotranspiration and decreasing the albedo and the surface temperature over the whole study period, indicating that the vegetation developed after the creation and expansion the RPPN.

Keywords: Wetland, evapotranspiration, satellite sensors.

1. INTRODUÇÃO

1.1. PROBLEMÁTICA

Recentes tendências de desenvolvimento econômico do Pantanal têm contribuído para a alteração nos ecossistemas naturais nessas regiões que são rapidamente substituídos por atividades agropecuárias (WANTZEN et al., 2008; MILNE et al., 2010).

Na Bacia do Alto Paraguai (BAP) onde se insere o Pantanal, em território brasileiro, existem três parques nacionais, duas estações ecológicas, duas reservas indígenas (Guató e Kadiwéu), 35 Reservas Particulares do Patrimônio Natural (RPPNs), 15 Parques Estaduais, cinco Áreas de Preservação Ambiental (APAs), cinco Estradas-Parque e dois Monumentos Naturais. Já na região da BAP na Bolívia existe uma Área Natural de Manejo Integrado e um Parque Nacional (PCBAP, 1997).

A porcentagem de áreas protegidas no Pantanal Mato-grossense, na forma de unidades de conservação, é a menor entre os biomas brasileiros (0,2%) (STAPE et al., 2011). Para o bioma Amazônia corresponde a 26,2%, Cerrado a 7,9%, Mata Atlântica a 7,8%, Caatinga a 7,3%, Pantanal a 4% (Mato Grosso e Mato Grosso do Sul), Pampa a 3,5% e Área marinha a 1,5% de porcentagem no território brasileiro (GURGEL et al., 2009).

Visando a proteção e preservação de uma parcela do Pantanal, a Reserva Particular do Patrimônio Natural (RPPN) SESC Pantanal foi estabelecida em 1997. Ela localiza-se no município de Barão de Melgaço, nordeste do Pantanal de Mato Grosso e ocupa uma área de 1.076 km². Em 2002, a RPPN SESC Pantanal foi

reconhecida como “*site Ramsar*”, termo designado para a Área Prioritária para Conservação da Biodiversidade, pela Convenção sobre Zonas Úmidas de Importância Internacional, conhecida como Convenção Ramsar, que visa ações nacionais e para cooperação entre países com o objetivo de promover a conservação e o uso racional de zonas úmidas no mundo (CORDEIRO, 2004; BRANDÃO et al., 2011).

As classes de vegetação encontradas na RPPN SESC Pantanal apresentam rápidas e fortes transições, o que pode influenciar diretamente na dinâmica dos fluxos de energia e nos processos evapotranspirativos entre a superfície e a atmosfera desse ecossistema (CORDEIRO, 2004). Diante disso, há uma grande necessidade de se estabelecer novos estudos quanto ao uso e cobertura do solo da RPPN SESC Pantanal e de se investigar os impactos dessa conversão de área protegida nos componentes do balanço de energia, o que possibilita o estudo minucioso da dinâmica da vegetação e o microclima local.

Além disso, trabalhos que foram realizados até o momento na reserva foram produzidos com dados de torres micrometeorológicas e com pouco tempo de monitoramento (inferiores a 5 anos), que fornecem apenas análise temporal e local das variáveis micrometeorológicas, não possibilitando uma visão espacial da dinâmica de interação dos fluxos de energia da superfície e atmosfera.

O monitoramento da dinâmica dos fluxos da superfície terrestre permite diagnosticar alterações naturais e/ou antrópicas na paisagem de um ecossistema (CUNHA et al., 2012; OLIVEIRA et al., 2012). De máxima importância, o estudo de trocas de energia entre a superfície e a atmosfera permite identificar interações existentes entre elas, como também caracterizar o microclima local (OLIVEIRA et al., 2006; BIUDES et al., 2009).

A evapotranspiração (ET) é considerada um dos mais importantes fatores reguladores do clima, pois relaciona a troca de energia e a hidrologia em escalas local e global (RUHOFF et al., 2012). ET é o segundo maior componente do ciclo hidrológico terrestre em escala global, representando cerca de 60% da precipitação (MU et al., 2011). Além disso, a ET é um importante fluxo de energia, pois utiliza mais da metade da energia solar total absorvida pela superfície terrestre (MU et al., 2011).

A ET é comumente calculada em escala local por meio de lisímetros ou

sistemas de correlação de vórtices turbulentos (RUHOFF et al., 2012), os quais são limitados na medida em que eles não proporcionam valores de ET em escala regional (ALLEN et al., 2011).

1.2. JUSTIFICATIVA

Neste contexto, o sensoriamento remoto surge com uma opção a ser utilizada para a estimativa da ET em escala regional, pois possibilita a obtenção de informações confiáveis sobre a distribuição de espécies no espaço e tempo, desde que garanta uma cobertura espacial inteira em um curto período de tempo (FEILHAUER & SCHMIDTLEIN, 2009; ROCCHINI & NETELER, 2012).

Dentre os algoritmos de sensoriamento remotos mais utilizados em estudos do particionamento de energia no sistema solo-planta-atmosfera o SEBAL - Surface Energy Balance Algorithm for Land tem demonstrado grande precisão na estimativa da ET (BASTIAANSSEN et al., 1998; BASTIAANSSEN, 2000; GLENN et al., 2007; KALMA et al., 2008; ALLEN et al., 2011; SILVA et al., 2012). Este algoritmo utiliza imagens de satélite e poucos dados de superfície como entrada para estimar o saldo de radiação, e os fluxos de calor latente, sensível e no solo. Uma vez implementado e validado o seu uso tem a grande vantagem de proporcionar o balanço de energia à superfície de maneira efetiva e econômica sem a necessidade de estações terrenas. Esse algoritmo possibilita grande cobertura espacial e, dependendo do sensor orbital que o alimenta com dados dos canais refletivos e termais, pode também ter grande resolução espacial (ALLEN et al., 2011).

1.3. HIPÓTESES

Alterações no uso e ocupação do solo, bem como o processo de preservação de uma área protegida modificam o balanço de energia. Desta forma, o incremento da vegetação e diminuição do albedo da superfície ocasionam o aumento do fluxo de calor latente e consequentemente o aumento da evapotranspiração.

1.4. OBJETIVO GERAL

Diante disso, o objetivo geral deste trabalho foi avaliar efeitos da implantação de uma área protegida sobre os padrões espaço-temporais dos componentes do balanço de energia.

1.5. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Para atingir o objetivo geral, foram definidos os seguintes objetivos específicos:

- a) Avaliar a mudança na cobertura da superfície antes, durante e após a implantação da área protegida;
- b) Avaliar efeitos da implantação da área protegida sobre os padrões espaço-temporais de diferentes componentes dos balanços de radiação e energia;
- c) Avaliar a estimativa dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração pelo algoritmo SEBAL.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. RESERVA PARTICULAR DE PATRIMÔNIO NATURAL DO SESC PANTANAL (RPPN)

2.1.1. RPPN no Pantanal

A Reserva Particular de Patrimônio Natural do SESC Pantanal (RPPN) foi estabelecida com o objetivo de preservar uma parcela do Pantanal, sendo este o bioma nacional com menor porcentagem de áreas protegidas em unidades de conservação federais (apenas 0,2%) (STAPE et al., 2011). Criada em 1997 e sob a responsabilidade do Serviço Social do Comércio (SESC), a RPPN SESC Pantanal localiza-se no município de Barão de Melgaço, nordeste do Pantanal de Mato Grosso, ocupando área de 1.076 km². No ano de 2002, a RPPN foi reconhecida como *site* Ramsar (BRANDÃO et al., 2011) e considerada como área prioritária para conservação da biodiversidade (CORDEIRO, 2004).

De forma geral, identificam-se quatro grandes grupos de classes de vegetação onde se insere a reserva: cerrados e matas secas, estes sobre terrenos mais drenados (centro e leste da Reserva), matas alagáveis e zona alagável não florestal, em porções mais baixas da Reserva sob influência do alagamento do rio Cuiabá (CORDEIRO, 2004). Uma classe de vegetação marcante na paisagem da Reserva é a formação monodominante de *Vochysia divergens* Pohl, conhecida localmente como cambarazal (CORDEIRO, 2004). Esta espécie é um exemplo claro da força reguladora exercida pelo pulso de inundação no Pantanal (NUNES DA CUNHA & JUNK, 2004). Resistente a longos períodos de inundação (PRANCE & SCHALLER, 1982;

ARIEIRA & NUNES DA CUNHA, 2006), o cambará exerce um importante papel na região, indicando mudanças no regime hidrológico (ARIEIRA & CUNHA, 2006), quando da retração e do espalhamento de suas populações a longo do tempo. Apontados como umas das causas possíveis de ocorrência de monodominância estão relacionadas o impacto do fogo durante a seca e os fatores edáficos, ou seja, relacionados ao solo da região (NUNES DA CUNHA & JUNK 2004). Nascimento & José (1986) verificaram que solos dentro das populações de cambará apresentam altos teores de alumínio, o que pode apontar a forte dominância dessa espécie e a diminuição da riqueza de espécies arbóreas. Mesmo havendo fortes indícios dessa relação dominância do cambará e alumínio, nenhum estudo foi realizado até o momento atestando essa relação (ARIEIRA & CUNHA 2012).

Outra classe que se faz presente na RPPN é a dos Campos de Murundus. Os Campos de murundus, também denominados de Parque de Cerrado constituem uma paisagem típica de áreas inundáveis planas no Brasil Central tendo contatos periódicos com os corpos hídricos (FURLEY, 1986; OLIVEIRA-FILHO, 1992).

São pequenas elevações com formas variadas normalmente elípticas com diâmetro de 0,5 a 20 m e alturas de 0,2 a 2 m e com diversidade de cobertura vegetal (geralmente vegetação lenhosa do Cerrado), propriedades do solo e profundidade do lençol freático (FURLEY, 1986; OLIVEIRA-FILHO, 1992; OLIVEIRA-FILHO 1992a).

Para explicar a possível origem dos murundus, duas principais hipóteses foram elaboradas. A primeira hipótese está ligada a fatores abióticos, a partir dos quais os murundus seriam formações residuais produzidas por erosão diferencial (ARAÚJO-NETO et al., 1986; FURLEY 1986; SILVA et al. 2010) e a segunda hipótese está ligada a fatores bióticos, segundo os quais os murundus seriam formados a partir da atividade de sucessivas gerações de colônias de térmitas em um processo de construção e degradação dos ninhos (PRANCE & SCHALLER, 1982; OLIVEIRA-FILHO 1992, a, b).

No bioma Pantanal são poucos os estudos realizados em campos de murundus. Sendo, ainda, escassas as pesquisas que relacionam a composição florística e estrutura da comunidade vegetal nessa classe, com as características abióticas (MARINON et al., 2009; MORAIS et al., 2014). Os murundus, do ponto de vista ecológico, são

responsáveis por parte dos recursos alimentares e constituem áreas de refúgio permanentes ou temporários para várias espécies (MORAIS et al., 2014), agindo como ilhas de vegetação (OLIVEIRA-FILHO, 1992), que protegem indivíduos jovens da submersão no período de cheia (OLIVEIRA, 2009; MORAIS et al., 2014).

2.1.2. Mesoclima e o Clima Local na RPPN

A RPPN apresenta características análogas observada regionalmente do ponto de vista do macroclima. No entanto, a reserva não é climaticamente homogênea, razão pela qual se busca métodos alternativos para avaliação do comportamento de alguns elementos climáticos de modo mais detalhado. No contexto dos climas tropicais, deve-se notar também, que existe a sazonalidade do período seco e período chuvoso (HASENACK, 2003).

A distribuição da temperatura na escala de mesoclima evidencia diferenças importantes. Nos processos de elaboração de fotossíntese e principalmente de evapotranspiração, áreas com maior densidade de vegetação consomem grande parte da energia solar recebida. Já as superfícies com pouca ou ausente de cobertura vegetal armazenam quantidade maior de energia, que na forma de calor sensível é devolvida para a atmosfera. Assim, áreas abertas, apresentam temperaturas mais elevadas do que áreas de formação de mata. Adicionalmente, o amortecimento à incidência de energia por parte da vegetação florestal cria, na camada de ar entre a superfície e o dossel, um microclima com amplitudes térmicas bem menores às amplitudes em áreas abertas, ocasionando um ambiente mais úmido do que aquele ambiente fora da mata, e mais especial durante o dia. No período noturno, a umidade dentro e fora da mata é elevada.

2.1.3. Região da RPPN no Pantanal

Dependendo do autor, até duas sub-regiões são citadas entre as subdivisões propostas para a área onde se situa a Reserva no Pantanal. Adámoli (1982) e Hamilton et al. (1996) identificam, na porção oeste, um limite entre duas sub-regiões (FIGURA 1). Independente do autor, essa divisão é baseada no contraste da cobertura vegetal e no regime de inundação entre as duas porções, decorrentes de maior proximidade do

rio Cuiabá e da menor altitude da porção oeste da RPPN. A porção oeste da RPPN caracteriza-se por representar a zona de menor altimetria, localizando no formato de uma faixa as margens do rio Cuiabá, que compõe vegetação arbustiva densa e sob regime de alagamento durante a estação chuvosa, permanecendo a superfície úmida até parte da estação seca (agosto).

Adámoli (1982) denomina Pantanal de Poconé a porção oeste da RPPN, baixa e arbustiva, enquanto o restante da área é o Pantanal de Barão de Melgaço (FIGURA 1), sobre cotas altimétricas mais elevadas e características mais secas.

Hamilton et al. (1996), por meio do projeto Radambrasil, também identificaram dois diferentes pantanais onde se encontra a RPPN: Pantanal de Cuiabá, região oeste mais baixa e alagável, e Pantanal do Piquiri/São Lourenço.

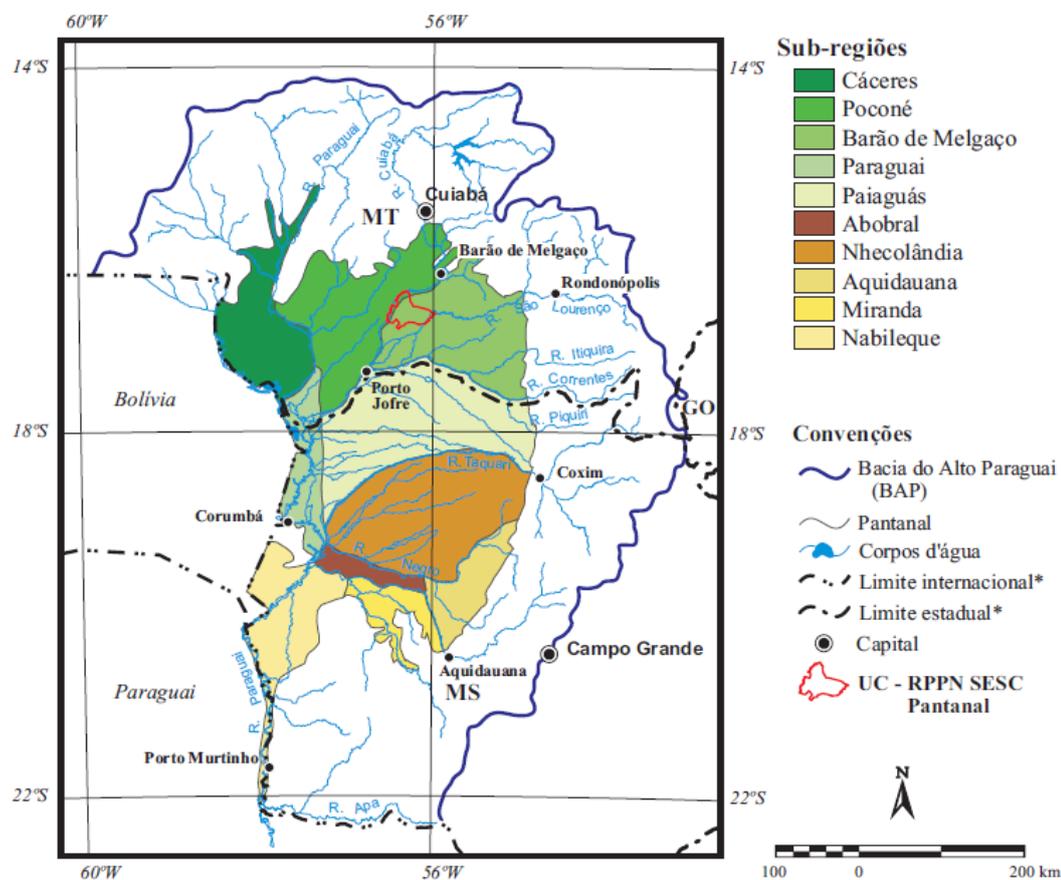


Figura 1: Pantanal e suas sub-regiões, segundo Adámoli (1982), Bacia do Alto Paraguai (BAP), com inserção da RPPN SESC Pantanal. *Limites deslocados para Sul para melhor visualização da hidrografia, Cordeiro (2004).

2.1.4. Clima e Regime de Inundação na RPPN

Na RPPN, as temperaturas médias no verão variam entre 27 e 28°C e durante o inverno entre 22 e 23°C. A precipitação média anual está entre 1.100 e 1200 mm. No trimestre de janeiro, fevereiro e março, concentram entre 450 e 525 mm das chuvas anuais (ANTUNES, 1986; HASENACK et al., 2003). A precipitação é menor no Pantanal do que no seu entorno, mostrando espacialmente irregular a chuva convectiva (causadas pelo movimento de massas de ar mais quentes que sobem e condensam), sugerindo que na RPPN, a chuva também apresenta distribuição irregular (HOFMANN et al., 2010).

A RPPN apresenta volume de chuva entre os mais elevados do Pantanal. A alta concentração da precipitação durante os meses de verão, maior escoamento das águas oriundas das cabeceiras dos rios da Bacia do Alto Paraguai (BAP) próxima a borda do Planalto, e em conjunto com as elevadas temperaturas durante o verão (evapotranspiração), são os fatores principais que condicionam o comportamento mais seco em contraste aos demais pantanais. O período de inundação compreende o tempo de 3 a 4 meses (PCBAP, 1997).

2.1.5. Solo e Altimetria na RPPN

Nas áreas inundáveis de planície, os solos são arenosos e argilosos com grande concentração de ferro. Seu relevo possui altitudes que variam de 110 a 120 m na porção oeste da reserva e de 120 a 140 m na porção central e leste da RPPN (USGS, 2003).

2.1.6. Impacto Humano na RPPN

Antes da implementação da reserva, a principal atividade econômica exercida na região era a pecuária extensiva. Esta atividade, no seu entorno, ainda representa a forma mais importante do uso da terra. O norte da RPPN é caracterizado por uma paisagem mais fragmentada e sob pressão de pastejo intensificado no limite sul. Dentre os principais problemas ambientais enfrentados na região destacam-se a contaminação

dos rios (São Lourenço e Cuiabá) por esgoto doméstico, agrotóxicos e a erosão. Esses problemas também são observados em outras áreas do Pantanal, devido à intensa atividade agrícola no planalto adjacente (DOLABELLA, 2000; EBERHARD, 2000; SEGOVIA, 2000) e pelas queimadas (COUTO et al., 2006).

2.2. BALANÇO DE ENERGIA

Visando estabelecer os fluxos de energia entre a superfície e a atmosfera, o balanço de energia permite identificar a demanda total e o particionamento da energia solar destinada aos processos físicos, químicos e biológicos de um ecossistema (CAMPOS et al., 2004).

De máxima importância, o estudo de trocas de energia entre a superfície e a atmosfera permite identificar interações existentes entre elas, como também caracterizar o microclima local. Além disso, pode auxiliar na identificação de efeitos de atividades antropogênicas, como queimadas e desmatamento, ou fatores naturais, assim como, conhecer as variações do tempo e do clima da região. Tal estudo é crucial no fornecimento de informações sobre a quantidade de umidade transferida para a atmosfera por uma área de vegetação arbórea, de médio porte ou rasteira (OLIVEIRA et al., 2006; BIUDES et al., 2009).

Da energia que chega a superfície da Terra, parte é utilizada para aquecer o ar atmosférico na forma de fluxo de calor sensível, parte para evaporar a água do solo e no processo de transpiratório das plantas na forma de fluxo de calor latente, parte para aquecer o solo na forma de fluxo de calor no solo e parte é utilizada na fotossíntese. As leis de conservação de energia radiante integram variáveis, sendo expressas essas trocas por meio da equação do balanço de energia (eq. 1).

$$R_n = H + LE + G + P \quad (1)$$

em que R_n ($W m^{-2}$) é o saldo de radiação, H ($W m^{-2}$) é a densidade do fluxo de calor sensível, LE ($W m^{-2}$) é a densidade de fluxo de calor latente, G ($W m^{-2}$) é a densidade de fluxo de calor no solo e P ($W m^{-2}$) é a energia responsável pela realização da fotossíntese.

O fechamento do balanço de energia é uma condição utilizada para quantificar a confiabilidade e precisão com que estes componentes do particionamento de energia

da superfície são mensurados, embora seja comum o não fechamento do balanço de energia em muitas áreas de estudos (DUGAS et al., 1991; TWINER et al., 2000; BROTZGE e CRAWFORD, 2002; VOURLITIS et al., 2011; ARRUDA, 2011). Não obstante, erros experimentais e a heterogeneidade da superfície, também podem produzir efeitos nas medições do balanço de energia de uma superfície (BROTZGE e CRAWFORD, 2002; FOKEN et al., 2006; CAVA et al., 2008).

Como fonte primária de energia, a energia solar é responsável pelos processos físicos na superfície. Na evapotranspiração, processo de transpiração da cultura e evaporação da água do solo, a radiação solar é a principal energia radiante. O resultado do balanço global de radiação, que envolve os balanços de ondas longas e curtas, é denominado saldo de radiação ou radiação líquida. Normalmente, durante o período diurno, o saldo de radiação assume valor positivo e durante a noite valor negativo, quando o fluxo está no sentido oposto. O total diário da energia disponível quase sempre é positivo, exceto em altas latitudes e em condições extremas (PEREZ et al., 1999; ALLEN et al., 2006).

Ao longo da superfície terrestre os componentes do balanço de energia não são constantes, apresentando diferenças para cada ecossistema, devido às condições de solo, relevo, fenologia das plantas e meteorológicas (BROTZGE e CRAWFORD, 2002; FOKEN et al., 2006; BORMA et al., 2009). O fluxo de calor latente em ecossistemas de terra úmida consome maior parte da radiação líquida; já em regiões com restrições hídricas, o maior consumo é priorizado ao fluxo de calor sensível (PERES et al., 1999). O fluxo de calor sensível é responsável pelo aquecimento da atmosfera, desde a superfície até aproximadamente 100 m durante o dia, com exceção em dias com forte convecção.

As trocas de calor e massa entre a superfície terrestre, e as camadas de ar próximas à superfície do solo, são causadores de numerosos fenômenos que interferem direta e indiretamente na produção agrícola, como na germinação de sementes e manutenção da atividade microbiana no solo. Dentre os parâmetros do balanço de energia, a densidade do fluxo de calor no solo, em especial, possibilita a avaliação da temperatura do solo (ANTONINO et al., 1997; DANELICHEN et al., 2011, DANELICHEN et al., 2013; DANELICHEN et al., 2014). Quando se refere a estudos de balanço de energia em ambientes florestais, normalmente é negligenciada a

variação do G , devido aos baixos valores observados durante o dia, mas quando voltada à atenção a áreas de pastagem este parâmetro não deve ser omitido, pois tem papel importante no fechamento do balanço de energia em função da maior amplitude diária (PRIANTE FILHO et al., 2004). A diferença nos dois ambientes distintos em relação a amplitude é que nas áreas de pastagens o G é governado pela variação da radiação solar incidente e também pela temperatura do ar, enquanto que nas regiões florestais, G é primariamente dirigido pela temperatura do ar (BASTABLE et al., 1993).

2.3. BALANÇO DE ENERGIA POR SENSORIAMENTO REMOTO

Desde 1972, com o lançamento dos satélites da série Landsat pela NASA com a missão denominada Resources Technology Satellite (ERTS) foi desenvolvida uma série de modelos para estimar fluxos de energia da superfície terrestre por meio de sensores orbitais, visando simular as interações entre a superfície e atmosfera e obter a ET terrestre sobre uma ampla gama de escalas espaciais (ALLEN et al., 2011; ROCCHINI & NETELER 2012; TIAN et al., 2013; JIANG et al., 2013). A estimativa da ET em escala regional, com base em imagens de satélite e algoritmos que permitem a conversão de medidas instantâneas em totais diários de evapotranspiração, representa uma grande contribuição nos estudos de troca de energia entre a biosfera e atmosfera (BIUDES et al., 2009; ALLEN et al., 2011).

Modelos de balanço de energia terrestre (BE) utilizando dados de torres micrometeorológicas para validação, em conjunto com dados de sensoriamento remoto em diferentes resoluções espaciais e temporais têm demonstrado ser possíveis mapear com precisão a ET diária e sazonal em escala regional (FEILHAUER & SCHMIDTLEIN, 2009; ROCCHINI & NETELER, 2012).

Gowda et al. (2008) apresentam uma análise detalhada de diferentes algoritmos para estimativa de ET, relatando que a precisão da estimativa de ET varia de 67 a 97% para ET diária, enquanto que para ET sazonal esta acurácia ultrapassa 94%, o que indica que a junção de técnicas de sensoriamento remoto com algoritmos tem um grande potencial para estimar adequadamente a ET regional.

Dentre os algoritmos para estimar ET mais comumente estudados utilizando

dados provenientes de sensores orbitais, baseados no BE, incluem-se: Surface Energy Balance Algorithm for Land – SEBAL (BASTIAANSEN et al., 1998a; 1998b), Two – Source Model – TSM (NORMAN et al., 1995), Surface Energy Balance Index – SEBI (MENENTI & CHOUDHURY, 1993), Surface Energy Balance System – SEBS (SU, 2002), a resistência excessiva – kB^{-1} (KUSTAS & DAUGHTRY, 1990), aproximação Beta – β (CHEHBOUNI et al., 1996), Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration – METRIC (ALLEN et al., 2007a,b), Simplified Surface Energy Balance – SSEB (SENAY et al., 2007; GOWDA et al., 2009) e mais recentemente, o Surface Energy Balance with Topography Algorithm – SEBTA (GAO et al., 2011), estes algoritmos diferenciam do SEBAL quanto a escolhas dos pixels que nte e frio crucias na de terminação da de nsidade do fluxo de calor sensível (BASTIAANSEN et al., 1998a; 1998b).

Todos esses modelos estimam os componentes do BE da superfície terrestre por meio de sensoriamento remoto, requerendo poucos dados de superfície. Estudos demonstram como quantificar espacialmente o particionamento da energia disponível no sistema solo-planta-atmosfera combinando dados de estações micrometeorológicas e de sensores orbitais. Allen et al. (2011), usando algoritmos como METRIC e SEBAL calibraram tais modelos utilizando a evapotranspiração de referência (ET_r) (Penman-Monteith) no oeste de Oregon, que estão sendo testados em Idaho, Nevada e Montana. Trezza e Allen (2009) desenvolveram um tipo de método de fusão de dados do sensor MODIS com dados obtidos das imagens dos satélites Landsat – 5; na aplicação utilizaram a razão da ET_r do Landsat (30 m) com o NDVI subjacente do MODIS (250 m). Brunsell & Anderson (2011), utilizando o modelo Atmosphere - Land Exchange Inverse (ALEXI), examinaram como diferentes resoluções espaciais de satélite influenciam na relação entre a evapotranspiração e controle de variáveis, tal como umidade do solo e cobertura da vegetação no nordeste de Montana. No Brasil, Teixeira et al. (2008a) calibraram e validaram o SEBAL nas condições semiáridas do sub-médio São Francisco combinando dados do satélite Landsat e medições de campo. Silva et al. (2010) avaliaram alterações climáticas promovidas pela substituição da vegetação primária em duas bacias (rio Mogi-Guaçu e a bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe).

2.4. BALANÇO DE ENERGIA PELO SEBAL

Dentre os algoritmos de sensoriamento remotos mais utilizados em estudos do particionamento de energia no sistema solo-planta-atmosfera o SEBAL - Surface Energy Balance Algorithm for Land tem demonstrado grande precisão na estimativa da ET (BASTIAANSSEN et al., 1998; BASTIAANSSEN, 2000; GLENN et al., 2007; KALMA et al., 2008; ALLEN et al., 2011; SILVA et al., 2012). Este algoritmo utiliza imagens de satélite e poucos dados de superfície como entrada para estimar o saldo de radiação e os fluxos de calor latente, sensível e no solo. Uma vez implementado e validado o seu uso tem a grande vantagem de proporcionar o balanço de energia à superfície de maneira efetiva e econômica sem a necessidade de estações terrenas. Possibilita grande cobertura espacial e, dependendo do sensor orbital que o alimenta com dados dos canais refletivos e termais, pode também ter grande resolução espacial (ALLEN et al., 2011).

O algoritmo SEBAL foi desenvolvido em 1995 por Bastiaanssen (BASTIAANSSEN et al., 1998; BASTIAANSSEN, 2000) e validado em vários países em diferentes condições climáticas, como Egito, Espanha, Portugal, França, Itália, Argentina, China, Índia, Paquistão, Nigéria, Zâmbia, Etiópia, Estados Unidos, Novo México. (TASUMI, 2003). O SEBAL é um algoritmo semi-empírico que promove a parametrização do balanço de energia e fluxos de superfície baseado em alguns dados locais e medições espectrais de satélites (WELIGEPOLAGE, 2005). É necessário que os canais visíveis, infravermelho próximo e infravermelho termal sejam tomados como dados de entrada para o processo. De acordo com Bastiaanssen (2000), apesar de o algoritmo SEBAL ser fundamentado em formulações empíricas, os resultados da validação do mesmo em experimentos de campo têm mostrado que o erro relativo na fração e vaporativa foi de 20%, 10% e 1% nas escalas de 1 km, 5 km e 100 km, respectivamente.

A densidade do fluxo de calor sensível (H) é a taxa de perda de calor para o ar por convecção e condução, devido a uma diferença de temperatura entre a superfície e o ar atmosférico. O valor de H é estimado com base na velocidade do vento e da temperatura da superfície usando uma calibração interna da diferença da temperatura próxima à superfície entre dois níveis da superfície, o que segundo Bastiaanssen et al.

(1998a) pode ser obtido segundo a expressão:

$$H = \frac{(\rho C_p dT)}{r_a} \quad (2)$$

em que ρ é densidade do ar (kg m^{-3}), C_p é o calor específico do ar à pressão constante ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), dT (K) é a diferença de temperatura entre dois níveis acima da superfície, e r_a é a resistência aerodinâmica para o transporte de calor sensível (s m^{-1}).

O valor de H está em função do gradiente de temperatura (dT), rugosidade da superfície, e da velocidade de vento. Para propiciar seu cômputo, utilizam-se dois pixels "âncoras" (em que os valores de H podem ser previstos e de dT estimado) e a velocidade do vento em dada altura (MENDONÇA et al., 2012).

A Figura 2 ilustra como é o processo iterativo que acontece com o SEBAL após a escolha do pixel quente e frio pelo especialista. A Figura faz referência às equações envolvidas em cada processo, sendo todas descritas a seguir.

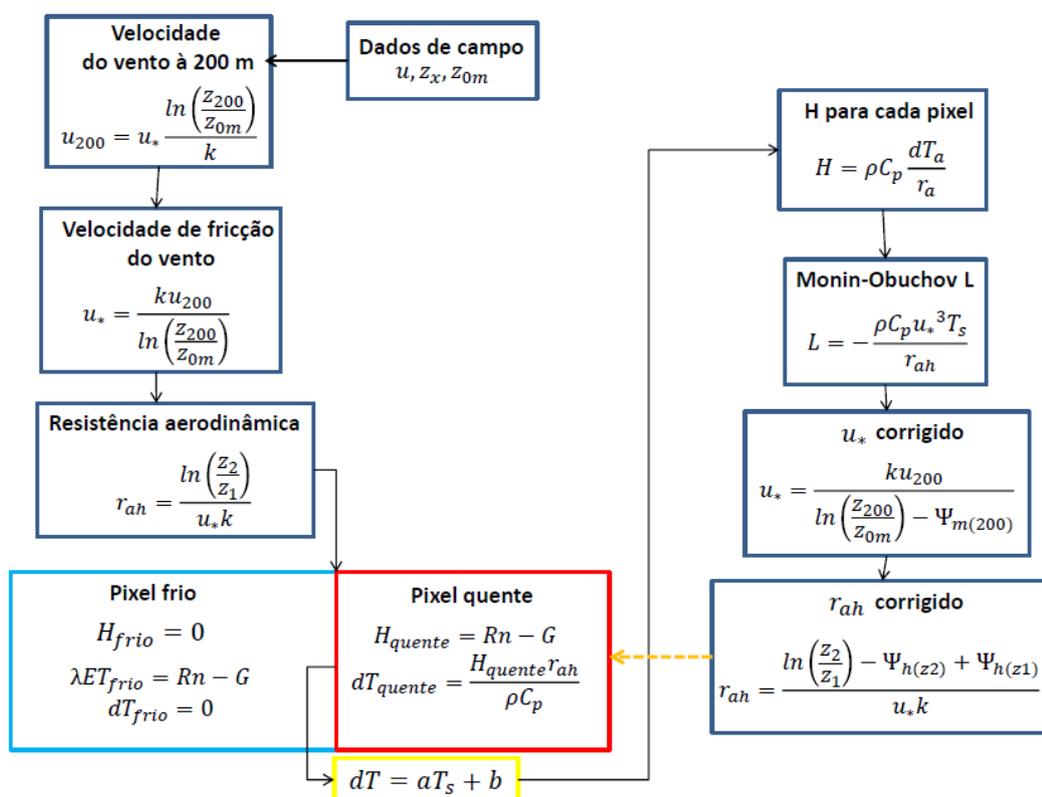


Figura 2: Processo iterativo para determinação dos coeficientes a e b do algoritmo SEBAL.

Todo processo começa com a aquisição de alguns dados das imagens, tais como

a temperatura dos pixels quente e frio, além do saldo de radiação, do fluxo de calor no solo e do índice SAVI do pixel quente. Considerando-se, que a atmosfera esteja em equilíbrio neutra, é estimada a velocidade do vento ao nível de $z = 200$ m (u_{200} ($m s^{-1}$), chamada de *blending height*, onde se assume que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis e que a velocidade do vento naquele nível é constante em toda área, sendo dada por:

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{z_{200}}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (3)$$

em que z_{200} representa a altura de 200 m, z_{0m} é o tamanho da rugosidade de superfície e u_* representa a velocidade de fricção vertical do vento, ou seja a velocidade com que o vento muda na direção vertical (cisalhamento do vento) que é definida por:

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_{200}}{z_{0m}}\right)} \quad (4)$$

em que u_x é o dado de velocidade do vento medido. Nesse sentido, pode-se obter a resistência aerodinâmica:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* k} \quad (5)$$

em que z_1 e z_2 são alturas iguais a 0,1 e 2 m em relação ao que existe em cada pixel. Com o r_{ah} calcula-se os valores de dT e H dos pixels escolhidos como quente e frio de acordo com as Equações 6 e 7, respectivamente:

$$dT = aT_s + b \quad (6)$$

$$H = \rho C_p \frac{dT}{r_{ah}} \quad (7)$$

Com o valor de H o comprimento de Monin-Obuchov (L) é obtido por meio de:

$$L = -\frac{\rho C_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (8)$$

em que g é a aceleração da gravidade, ρ é a densidade do ar, c_p é o coeficiente de calor sensível, k é a constante de Von Karman e H é o fluxo de calor sensível. O comprimento de Monin-Obuchov serve para identificar a condição de estabilidade atmosférica e também corrigir a velocidade de fricção (u_*) e a resistência aerodinâmica (r_{ah}), o que ocorre por meio das seguintes equações:

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{z_{200}}{z_{0m}}\right) - \Psi_{m(200)}} \quad (9)$$

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* k} \quad (10)$$

em que Ψ é uma função definida por:

$$\left\{ \begin{array}{l} L < 0: \Psi_m(y) = 2 \ln\left(\frac{1+x(y)}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x(y)^2}{2}\right) - 2 \arctan(x(y)) - \\ \Psi_h(y) = 2 \ln\left(\frac{1+x(y)^2}{2}\right) \\ L > 0: \Psi_m(y) = -5\left(\frac{y}{L}\right) \\ \Psi_h(y) = -5\left(\frac{y}{L}\right) \\ L = 0: \Psi_m(y) = \Psi_h(y) = 0 \end{array} \right. \quad (11)$$

em que a função $x(y)$ é definida como:

$$x(y) = \left(1 - 16\frac{y}{L}\right)^{0,25} \quad (12)$$

Esse processo de corrigir a resistência aerodinâmica é repetido até que a diferença entre a corrigida e a anterior seja menor que um valor determinado pelo pesquisador, que representa a porcentagem de erro dessa variável.

Finalizado esse processo o fluxo de calor sensível (H) é determinado, para então calcular o restante da equação de balanço de energia. Uma vez que o fluxo de calor latente (LE) é computado para cada pixel, uma quantidade equivalente de LE instantâneo (mm/h) é calculada dividindo pelo calor latente de vaporização (λ). Esses valores são então extrapolados utilizando uma razão de ET de referência da cultura para obter níveis diários ou sazonais de ET.

A ET é determinada com base na fração evaporativa instantânea (FE_i), definida a seguir, como uma razão entre LE e ($R_n - G$). Estudos mostram que FE_i é igual a fração evaporativa diária (FE_{24h}) (BASTIAANSEN, 2000; ALLEN et al., 2011).

$$FE_i = \left(\frac{LE}{R_n - G}\right) = FE_{24h} = \frac{LE_{24h}}{R_n_{24h}} \quad (13)$$

Assumindo que o fluxo de calor no solo diário é igual a 0 ($G_{24h} = 0$), o fluxo de calor latente diário (LE_{24h}) é estimado por:

$$ET_{24h} = \left(\frac{FE_i \times Rn_{24h} \times 86,4}{2450} \right) \quad (14)$$

Aqui todo o processo de obtenção da evapotranspiração é finalizado para o SEBAL.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O estudo foi realizado na Reserva Particular do Patrimônio Natural - RPPN SESC Pantanal criada em 1997, a RPPN está localizada no município de Barão de Melgaço – MT, distante 160 km de Cuiabá – MT, Brasil, com coordenadas de 16°39'50''S, 56°47'50''O e altitude de 120 m (FIGURA 3). Na RPPN se encontra uma torre meteorológica instalada em uma floresta de inundação estacional de 26-28 m de altura; a vegetação da área é composta principalmente de *Vochysia divergens* Pohl (Vochysiaceae), localmente conhecida como Cambarazal (CA) (ARIEIRA & NUNES DA CUNHA, 2006). O índice de área foliar (LAI) de CA é $3,5 \pm 0,2 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ com pequena variação sazonal (BIUDES et al., 2014). A topografia da planície de inundação é praticamente plana, causando alagamento, 1 – 2 m (NUNES DA CUNHA & JUNK, 2004). O solo é classificado como GLEISSOLO HÁPLICO Ta Distrófico (VOURLITIS et al., 2011; BIUDES et al., 2015; MACHADO et al., 2015). A precipitação anual e temperatura da região é, em média, 1.400 mm e 26,1°C com uma estação seca pronunciada que se estende de maio a setembro (BIUDES et al., 2012, 2014a).

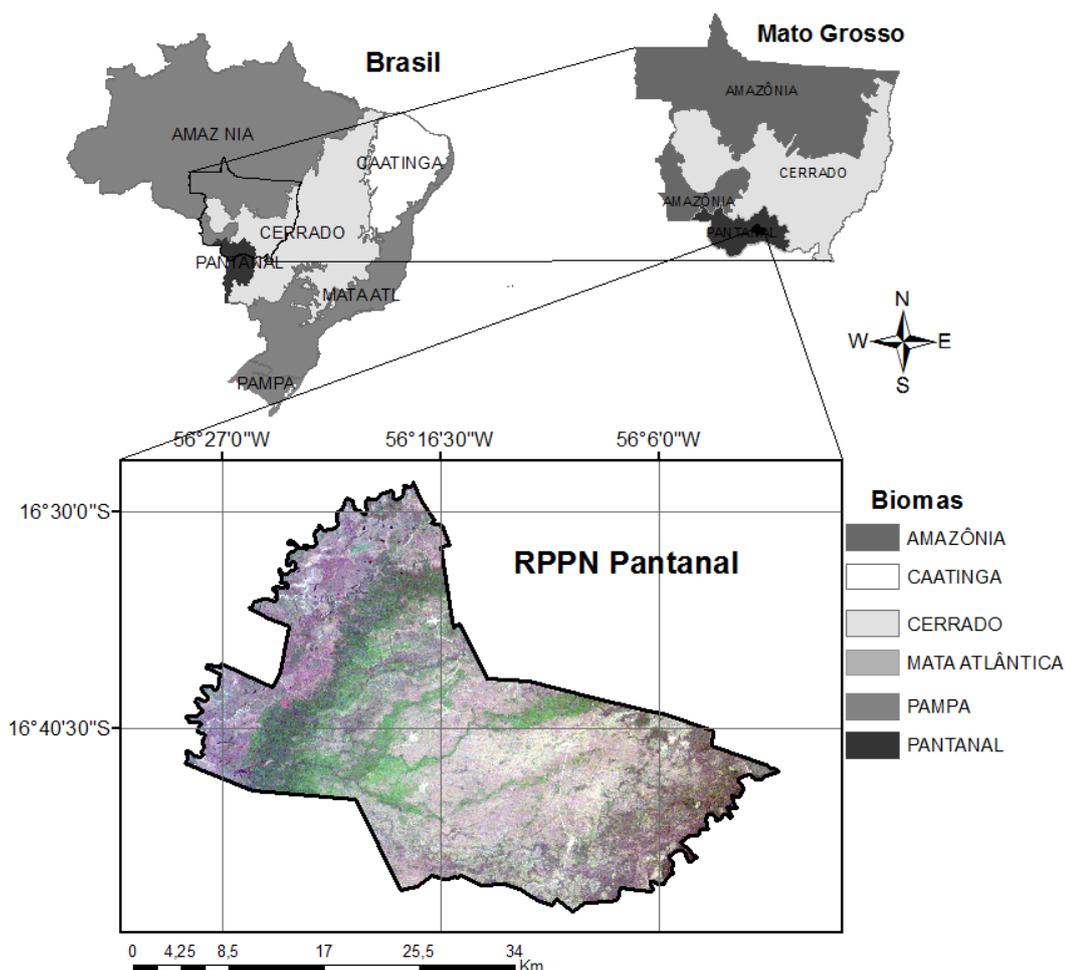


Figura 3: Biomas brasileiros e localização da área de estudo.

3.2. INSTRUMENTAÇÃO UTILIZADA

3.2.1. Dados Terrenos para Estudo da Área Protegida

O período de estudo da RPPN compreendeu três anos de aquisição de dados terrenos (TABELA 1). Para que esses dados pudessem ser contrapostos com as datas das imagens obtidas por meio do satélite Landsat 5, um critério foi utilizado para facilitar a discussão dos resultados. Este critério foi a possibilidade de se obter uma imagem referente aos anos anteriores a 1990 (imagens do ano de 1984), durante o ano de 1999 e durante o ano de 2008, que representam um *período anterior à criação* da RPPN SESC Pantanal, outro *período recém-posterior à criação* e um terceiro período que representa o período atual, ou seja, *período posterior à criação* (TABELA 1).

A precipitação foi a única variável medida dentre os 25 anos ininterruptos, de

1984 a 2009 (FIGURA 4), obtida por meio da estação meteorológica localizada no Aeroporto Internacional Marechal Rondon da cidade Várzea Grande – MT, à aproximadamente 106 km da RPPN.

Para discussões concernentes a anomalias no regime pluviométrico durante o período estudado, salientou-se os efeitos dos fenômenos El Niño e La Niña. De acordo com Ramos et al. (2015) o ano de 1984 para o Brasil, foi um ano neutro, ou seja, ano que não houve presença do fenômeno El Niño. O ano de 1999, ocorrência de El Niño com intensidade forte (PAULA et al., 2010), e o ano de 2008 com ocorrência de La Niña, com intensidade moderada (PAULA et al., 2010).

Desta forma, para execução do algoritmo Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) foram utilizados dados de temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento da estação meteorológica de Cuiabá, disponibilizados pelo site do Instituto Nacional de Meteorologia - INMET (<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=estacoes/estacoesConvencionais>).

3.2.2. Dados Terrenos para Validação do Algoritmo SEBAL

Para validação dos componentes do balanço de energia estimados pelo SEBAL foram utilizados dados micrometeorológicos medidos em uma torre de 32 m de altura instalada na área monodominante de cambará na RPPN SESC Pantanal durante 5 anos, dos anos de 2006 a 2010 (TABELA 2). Os fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) locais foram estimados pelo método da razão de Bowen (BIUDES et al., 2009). Para isso, utilizaram-se dados de saldo de radiação sobre o solo medido por um saldo radiômetro (Net Radiometer, Kipp & Zonen Delft, Inc., Holland) a 32 m de altura, fluxo de calor no solo por dois fluxímetros de calor no solo (HFT-3.1, REBS, Inc., Seattle, Washington) a 2 cm de profundidade, e temperatura e a umidade relativa do ar medidas por dois termohigrômetros (HMP 45 C, Vaisala, Inc., Helsinki, Finland) instalados a 33,7 e 37,7 m. Os dados produzidos por sensores elétricos dos transdutores foram processados e armazenados por um datalogger (CR 10X, Campbell Scientific, Inc., Logan, Utah), com médias extraídas a cada 15 minutos.

3.3. DADOS DE Sensores Orbitais

3.3.1. Dados Oriundos de Sensores Orbitais para Estudo da Área Protegida

Para execução do algoritmo SEBAL foram adquiridas, junto ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), seis imagens do Mapeador Temático Landsat 5, que correspondem às mesmas datas de obtenção dos dados terrenos (TABELA 1). Estas imagens correspondem à órbita 226 e pontos 71/72, sendo: 2 de setembro de 1984, 11 de agosto de 1999 e 4 de setembro de 2008 (TABELA 1). Duas imagens de cada data foram escolhidas, devida maior parte da RPPN SESC Pantanal estar no ponto 72 e a menor em 71. O critério adotado para escolha dessas imagens foi a de completa ausência de nuvens, o que implica na maior acurácia dos resultados obtidos e que fosse possível obter imagens dos pontos 71 e 72 referentes à mesma data, o que possibilitou a junção dos pontos.

Essas imagens foram empilhadas banda a banda e, em seguida, ortorretificadas com base em uma imagem de referência obtida na página <http://www.landsat.org>. Posteriormente, foi realizada a calibração radiométrica (MARKHAM & BAKER, 1987; CHANDLER & MARKHAM, 2003) e efetuado o cálculo da reflectância monocromática de cada banda seguindo os critérios de Allen et al. (2002). Todo processamento das imagens do Landsat 5 foi realizado com o uso do software ArcGIS 10.2.2 e processamento em lote utilizando linguagem Python 2.7 por meio do compilador Pythonwin.

Para o estudo da altimetria, declividade e relevo da RPPN foram utilizados os MDE (Modelos Digitais de Elevação) obtidos por meio do radar SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) esses dados foram obtidos em fevereiro de 2000 por meio do ônibus espacial Endeavour. Esses dados são disponibilizados pelo INPE ao núcleo de Banco de Dados Geomorfológicos do Brasil – projeto TOPODATA pelo site: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/index.php>. Os MDE e suas derivações (altimetria, declividade e relevo sombreado) cedidos pelo TOPODATA possuem resolução espacial de 30 m podendo assim ser estudado em contraste com imagens do satélite Landsat – 5 utilizadas neste trabalho.

Tabela 1: Variáveis utilizadas no cômputo do albedo, temperatura da superfície e índices de vegetação: Datas das imagens do Landsat 5, ponto do satélite, horário local de passagem do satélite (H:min:s), ângulo de elevação do Sol – E (valor médio dos dois pontos, 71 e 72), temperatura do ar – T (°C), umidade relativa do ar – UR (%), pressão atmosférica – p_o (Kpa) e radiação solar global instantânea (R_s).

Data	Ponto	Horário local	E	T (°C)	UR (%)	p_o (Kpa)	R_s (W/m²)
02/09/1984	71/72	09:16:05	45,90	27,40	64,00	99,80	672,30
11/08/1999	71/72	09:23:40	41,71	22,60	67,00	99,52	623,60
04/09/2008	71/72	09:31:23	49,75	32,74	36,46	99,30	736,60

Fonte: Dados obtidos do INMET, estação oficial da cidade de Cuiabá.

3.3.2. Dados Oriundos de Sensores Orbitais para Validação do Algoritmo SEBAL

Para validação do algoritmo SEBAL foram utilizadas 21 imagens do Mapeador Temático (TM) Landsat 5 obtidas pelo INPE seguindo os mesmos critérios descritos anteriormente. Essas imagens compreendem os cinco anos de dados obtidos na torre micrometeorológica localizada na RPPN (TABELA 2).

Tabela 2: Variáveis utilizadas no cômputo do BE no camarazal: datas das imagens do Landsat 5, ângulo de elevação do sol – E, radiação solar global instantânea - Rg (W.m-2), temperatura do ar – T (°C), umidade relativa do ar – UR (%) e velocidade do vento – u (m s-1) no instante de passagem do satélite (aproximadamente 09h30min horário local).

Data	E	Rg	T	UR	u
18/11/2006	64,13	872,0	32,1	52,2	2,13
10/03/2007	58,85	751,0	30,8	71,2	1,23
26/03/2007	53,18	705,0	31,0	74,0	1,40
11/04/2007	51,04	651,0	29,2	78,8	1,97
14/06/2007	40,96	527,1	29,8	47,9	1,75
16/07/2007	41,37	552,0	23,1	75,3	1,27
17/08/2007	47,19	626,0	23,4	55,4	2,01
02/09/2007	51,53	647,0	31,1	31,5	1,79
18/09/2007	56,15	561,0	29,2	72,0	1,73
28/03/2008	51,22	653,0	31,0	72,8	0,77
29/04/2008	46,98	625,0	30,6	73,9	2,03
15/05/2008	43,49	572,9	27,5	73,0	1,29
19/08/2008	46,48	597,0	28,6	52,7	0,49
04/09/2008	50,74	610,0	32,7	41,0	0,81
09/10/2009	60,85	1014,0	29,8	55,5	2,17
10/11/2009	63,99	903,0	30,8	60,3	2,44
18/03/2010	54,21	811,0	31,3	58,7	1,37
21/05/2010	42,93	547,0	22,5	68,4	1,49
06/06/2010	41,16	602,0	21,9	65,3	2,23
22/06/2010	40,03	571,0	27,4	61,1	1,88
24/07/2010	41,85	604,0	26,3	60,5	2,01

Fonte: dados obtidos na torre instalada na floresta monodominante de Cambará, na RPPN.

3.4. CLASSIFICAÇÃO DA RPPN E ESTUDO DAS CLASSES

Foram realizadas classificações supervisionadas em todas as cenas obtidas neste trabalho utilizando as cartas de radiância da RPPN (TABELA 3). Para reduzir a margem de possíveis erros foram utilizadas para avaliar os impactos nas diferentes coberturas e uso/ocupação do solo da RPPN (FIGURA 8) oito classes: campo de murundus, cambarazal, mata densa, arbustivo, solo exposto, pastagem, mata aberta e corpos d'água (TABELA 3).

Para avaliar a mudança nas variáveis dos produtos de sensoriamento remoto foram extraídos dados dos pixels de cada imagem para plotagem dos diagramas de caixa *Boxplot*. Quando analisadas as variáveis: albedo, temperatura, índices de vegetação e componentes do balanço de energia de forma geral da RPPN, foram extraídos todos os pixels da reserva, num total de aproximadamente 1 milhão de pixels, e quando avaliada a reserva por classes foram extraídas uma grid de 10 x 10 pixels, totalizando 100 pixels para cada classe.

Para avaliar a composição de cada classe na reserva como um todo, um arquivo vetorial (shapes) de cada classe foram criadas para cada imagem, ou seja, para a imagem que corresponde à data do ano de 1984, por exemplo, depois de ser feita a classificação geram-se shapes da classe Cambarazal, Campos de Murundus, Mata Densa, Arbustivo, Solo Exposto, Pastagem, Mata Aberta e Corpo d'água para toda reserva, sendo assim possível análise de cada classe ao longo dos anos sucessivos.

Tabela 3: Classes da RPPN e respectivas siglas.

Números de classes	Classes	Siglas
1	Cambarazal	CA
2	Mata densa	MD
3	Mata aberta	MA
4	Arbustivo	AR
5	Campo de Murundus	MU
6	Pastagem	PS
7	Solo exposto	SE
8	Corpos d'água	CD

3.5. ESTIMATIVA DO BALANÇO DE ENERGIA PELO SEBAL

3.5.1. Albedo – Etapa 1

O albedo é dado pela razão entre a radiação solar refletida e a radiação solar incidente, podendo ser determinado com imagens orbitais por meio de (BASTIAANSEN et al., 1998):

$$\alpha = \left(\frac{\alpha_{toa} - \alpha_{atm}}{\tau_{sw}^2} \right) \quad (15)$$

em que α_{toa} é o albedo da superfície sem correção atmosférica, α_{atm} é o albedo da própria atmosfera (considerada igual a 0,03) e τ_{sw} é a transmitância atmosférica em todo o domínio da radiação solar, que foi obtida segundo a seguinte expressão (ALLEN et al., 2007):

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp \left[\frac{-0,00146P}{K_t \cos \theta_{hor}} - 0,075 \left(\frac{W}{\cos \theta_{hor}} \right)^{0,4} \right] \quad (16)$$

em que θ_{hor} é o ângulo zenital solar, P é a pressão atmosférica (KPa); k_t é o coeficiente de turbidez da atmosfera, sendo $k_t = 1$ para céu claro e $k_t = 0,5$ para turbidez extrema (ALLEN, 1996) e W é a água precipitável (mm), dada por (GARRISON & ADLER, 1990):

$$W = 0,14e_a P_{ar} + 2,1 \quad (17)$$

Na ausência de medições da pressão atmosférica a mesma pode ser obtida por (ASCE-EWRI, 2005):

$$P = 101,3 \left(\frac{T_a - 0,0065z}{T_a} \right)^{5,26} \quad (18)$$

em que T_a é a temperatura do ar (K) e z é a altitude (m). A determinação do albedo sem correção atmosférica foi feita com base nas seis bandas reflectivas do TM – Landsat 5 e procedimentos empregados em Bastiaansen et al. (1998), Silva et al. (2005) e Allen et al. (2007).

3.5.2. Índices de vegetação – Etapa 2

O NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) é definido como sendo um indicativo da quantidade e condição da massa verde na superfície, sendo obtido através da razão entre a diferença das refletividades do IV-próximo ($\rho_{\lambda 4}$) e do vermelho ($\rho_{\lambda 3}$)

(ROUSE et al., 1973):

$$NDVI = \left(\frac{\rho_{\lambda 4} - \rho_{\lambda 3}}{\rho_{\lambda 3} + \rho_{\lambda 4}} \right) \quad (19)$$

em que $\rho_{\lambda 4}$ e $\rho_{\lambda 3}$ correspondem às bandas 4 e 3 do Landsat 5 – TM, respectivamente. Os valores do NDVI variam de -1 a +1. No entanto, em superfícies vegetadas esses valores são sempre positivos, variando de 0 a +1.

O SAVI (Soil Adjusted Vegetation Index) é uma variação do NDVI, proposto com a finalidade de reduzir os efeitos de background do solo, sendo calculado segundo expressão (HUETE, 1988):

$$SAVI = \frac{(1 + L)(\rho_{\lambda 4} - \rho_{\lambda 3})}{(L + \rho_{\lambda 4} + \rho_{\lambda 3})} \quad (20)$$

O fator L é uma função da densidade da vegetação e sua determinação requer um conhecimento a priori da quantidade de vegetação. O valor desse fator é crítico na minimização dos efeitos das propriedades ópticas do solo na refletância da vegetação. Huete (1998) sugeriu um valor de $L = 0,5$ para variações de primeira ordem na imagem, como sendo um valor otimizado dessa refletância.

O Índice de Área Foliar (Leaf Area Index - LAI) é definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área projetada por essa vegetação. O LAI é um indicador da biomassa de cada pixel da imagem, calculado por (ALLEN et al., 2002):

$$LAI = - \frac{\ln \left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59} \right)}{0,91} \quad (21)$$

3.5.2. Temperatura da Superfície – Etapa 3

A temperatura da superfície - T_s (K) foi obtida com base na radiância espectral da banda termal do TM – Landsat 5 pela equação abaixo com base na radiância espectral da banda termal ($L_{\lambda 6}$) e emissividade (ϵ_{NB}), obtida na etapa seguinte, qual seja:

$$T_s = \frac{k_2}{\left(\frac{\epsilon_{NB} k_1}{L_{\lambda 6}} + 1 \right)} \quad (22)$$

em que k_1 e k_2 são constantes de calibração da banda termal do TM Landsat 5 (ALLEN

et al., 2002), e valem $k_1 = 607,76 \text{ Wm}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ e $k_2 = 1260,56 \text{ K}$.

3.5.3. Emissividade – Etapa 4

A emissividade de um corpo é definida como a razão entre a energia emitida pelo mesmo e a energia emitida por um corpo negro, ambos à mesma temperatura. Como cada pixel não emite radiação eletromagnética como um corpo negro, há necessidade de introduzir a emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal ϵ_{NB} (10,4 – 12,5 μm), calculada em função de LAI (ALLEN et al., 2002):

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 \times LAI \quad (23)$$

A equação (23) é válida para $NDVI > 0$ e $IAF < 3$. Para valores de $IAF \geq 3$, $\epsilon_{NB} = 0,98$ e para $NDVI < 0$, $\epsilon_{NB} = 0,99$ (ALLEN et al., 2002).

3.5.4. Componentes do Balanço de Energia – Etapa 5

O balanço de energia da superfície (Equação 24) foi estimado pelo Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL), o qual requer poucos dados de superfície e dados obtidos por sensores orbitais para estimar os componentes do balanço de energia descritos nas etapas anteriores (BASTIAANSEN et al., 1998; BASTIAANSEN, 2000; ALLEN et al., 2011).

$$R_n = G + H + LE \quad (24)$$

em que R_n é o saldo de radiação na superfície (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 R_n (Equação 25) representa a energia disponível na superfície. Ele é computado pela subtração de todos os fluxos de radiação de saída e os fluxos de radiação recebidos:

$$R_n = R_{s\downarrow}(1 - \alpha_{sup}) - R_{L\uparrow} + \epsilon_0 R_{L\downarrow} \quad (25)$$

em que $R_{s\downarrow}$ é a radiação de onda curta incidente instantânea (W m^{-2}), α é o albedo de cada pixel (adimensional), $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa instantânea emitida pela atmosfera na direção de cada pixel (W m^{-2}), $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa instantânea emitida por cada pixel (W m^{-2}) e ϵ_0 é a emissividade de cada pixel (adimensional).

O G instantâneo (Equação 26) foi obtido por uma equação empírica

desenvolvida por Bastiaanssen (2000), qual seja:

$$G = Rn(T_s - 273,16)(0,0038 + 0,0074\alpha)(1 - 0,98NDVI^4) \quad (26)$$

em que T_s é a temperatura da superfície (K) e NDVI é o índice de vegetação da diferença normalizada (adimensional). Para efeito de correção dos valores do fluxo de calor no solo para corpos de água ($NDVI < 0$), utilizou-se a seguinte expressão: $G = 0,3Rn$, usada por Silva & Cândido (2004).

O H instantâneo foi estimado com base na velocidade do vento e na diferença de temperatura do ar (dT), entre dois níveis próximos a superfície ($Z_1 = 0,1$ m e $Z_2 = 2$ m), de acordo com o SEBAL (BASTIAANSSEN et al., 1998; ALLEN et al., 2007). H é em função do gradiente de temperatura, rugosidade da superfície, e da velocidade de vento. Utilizou-se dois pixels “âncoras” (em que os valores de H podem ser previstos e dT estimado) e a velocidade do vento na altura da superfície, segundo recomendações de Bastiaanssen et al. (1998) e Mendonça et al. (2012).

Uma importante hipótese do SEBAL consiste em considerar linear a diferença entre a temperatura do ar (dT) e a temperatura da superfície, ou seja: $dT = a + b T_{sup}$, em que as constantes de calibração a e b requerem, para sua determinação, a identificação de dois pixels de referência (pixels âncoras) que representam condições extremas de temperatura e umidade, denominados pixels quente e frio. O pixel frio localizou-se em um ponto de corpos d'água (rio Cuiabá, lagos, riozinhos) onde se assumiu $H = 0$ (BASTIAANSSEN et al., 1998). Já o pixel quente, foi escolhido em área de solo com grande exposição, onde se assumiu $LE = 0$, ou seja, $H = Rn - G$, o que tornou possível obter os valores das constantes de calibração (BASTIAANSSEN et al., 1998; MENDONÇA et al., 2012). Esses valores iniciais de H servem apenas como parâmetros de entrada de processo iterativo, em que é identificada a condição de estabilidade de cada pixel, mediante teoria da similaridade de Monin-Obukhov (BASTIAANSSEN et al., 1998; MENDONÇA et al., 2012).

O H foi computado por meio da Equação (27) do transporte de calor sensível:

$$H = \frac{(\rho C_p dT)}{r_a} \quad (27)$$

em que ρ é densidade do ar (kg m^{-3}), C_p é o calor específico do ar ($1004 \text{ Jkg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), dT (K) é a diferença de temperatura, e r_a é a resistência aerodinâmica para o transporte de

calor (s/m^{-1}).

LE instantâneo foi estimado pelo resíduo da equação do balanço de energia (Equação 24) e o fluxo de calor latente diário (LE_{24h}) foi estimado pela equação:

$$LE_{24h} = FE_i Rn_{24h} \quad (28)$$

em que FE_i é a fração evaporativa instantânea (Equação 29) e Rn_{24h} é o saldo de radiação diário ($W m^{-2}$) estimado pela Equação (30).

$$FE_i = \left(\frac{LE}{Rn - G} \right) = FE_{24h} = \frac{LE_{24h}}{Rn_{24h}} \quad (29)$$

$$Rn_{24h} = Rs_{24h}(1 - \alpha) - 110\tau_{24h} \quad (30)$$

em que FE_{24h} é a fração evaporativa diária, a qual foi igualada à FE_i (ALLEN et al., 2011; BASTIAANSEN et al., 2000), Rs_{24h} é a radiação solar incidente diária ($W m^{-2}$) e τ_{24h} é a transmissão diária da atmosfera (ALLEN et al., 2002). A evapotranspiração diária (ET_{24h}) dada em mm/dia, foi estimada por meio da equação:

$$ET_{24h} = \frac{(LE_{24h} \times 86,4)}{2450} \quad (31)$$

3.6. MÉTODO DA RAZÃO BOWEN

O método da Razão de Bowen (RB) foi utilizado para avaliação do BE obtido por meio do algoritmo SEBAL. O método RB tem sido amplamente utilizado desde que foi proposto em 1926 devido a grande vantagem das clarezas dos conceitos físicos, poucos parâmetros requeridos, e um simples método analítico (HU et al., 2013). O método RB foi utilizado seguindo as recomendações e modificações de Perez et al. (1999).

Os fluxos de LE e H foram calculados por meio das equações (32) e (33), respectivamente, em intervalos médios de 30 min.

$$LE = \frac{Rn - G - \Delta S}{1 + \beta} \quad (32)$$

$$H = \frac{Rn - G - \Delta S}{1 - \beta^{-1}} \quad (33)$$

onde LE e H são os fluxos de calor latente e sensível ($W m^{-2}$), Rn é o saldo de radiação ($W m^{-2}$), G é o fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$), e ΔS é o estoque de calor no espaço de ar do dossel da vegetação e a biomassa calculada utilizando a parametrização proposta

por Moore & Fisch (1986).

O ΔS foi calculado a cada 30 min, e β é a razão de Bowen, definida pela equação:

$$\beta = \left(\frac{C_p}{\lambda 0,622} \right) \left(\frac{\Delta T}{\Delta e} \right) \quad (34)$$

onde C_p é o calor específico a pressão constante ($1,00467 \text{ J g}^{-1} \text{ K}^{-1}$), 0,622 é a razão dos pesos moleculares da água e do ar, e ΔT e Δe é diferença de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e diferença de pressão de vapor d'água (kPa) entre dois níveis medidos.

O calor latente de vaporização (λ ; J g^{-1}) é dado por:

$$\lambda = 1,919 \times 10^6 \left(\frac{T + 273,16}{(T + 273,16) - 33,91} \right)^2 \quad (35)$$

A evapotranspiração média ($\text{mm } 30 - \text{min}^{-1}$) foi calculada pela equação:

$$ET = \frac{LE}{\lambda} \quad (36)$$

A evapotranspiração diária foi obtida como a soma de 48 valores de evapotranspiração em intervalos médios de 30-min.

Os critérios para aceitar/rejeitar os dados coletados do método BR foram baseados descritos por Perez et al. (1999) e revisados por Hu et al. (2013). Supunha-se que os gradientes eram suficientes, devido às grandes bruscas e metéoros relativamente homogêneos. O método RB falha quando: (1) a resolução do sensor é insuficiente para resolver os gradientes em ΔT e Δe (UNLAND et al., 1996), (2) as condições atmosféricas estáveis, tais como durante o amanhecer e ao anoitecer, causam $\beta \approx -1$ (ORTEGA-FARIAS et al., 1996) e a evapotranspiração tende ao infinito; e (3) as condições mudam abruptamente levando a erros na medição (PEREZ et al., 1999). Usando este método de filtragem, valores fisicamente realistas podem ser obtidos e em forma objetiva, quantitativa, o que limita o potencial de viés e erro na estimativa do balanço energético (PEREZ et al., 1999; HU et al., 2013).

Os termohigrômetros foram calibrados antes da instalação no local de estudo, colocando-os nas mesmas condições. Após de z dias de medida foi realizada uma regressão linear simples com os valores medidos de temperatura e pressão de vapor, tendo como referência o termohigrômetro localizado a 33,7 m no camarazal.

3.7. ANÁLISE ESTATÍSTICA

A avaliação do desempenho do algoritmo SEBAL foi realizada por meio de alguns indicadores: exatidão – índice de Willmott “d” (Equação 37); raiz do erro quadrático médio “EQM” (Equação 38) e o erro médio absoluto “EMA” (Equação 39). A exatidão está relacionada ao afastamento dos valores estimados em relação aos observados. Matematicamente, essa aproximação é dada por um índice designado de concordância que pode ser amplamente aplicado à comparação entre modelos (WILLMOTT et al., 1985). Seus valores variam de 0 (zero), com nenhuma concordância, a 1 (um), com concordância perfeita.

$$d = 1 - \left[\frac{\sum (P_i - O_i)^2}{\sum (|P_i - O| + |O_i - O|)^2} \right] \quad (37)$$

em que P_i é o valor estimado, O_i o valor observado e O a média dos valores observados.

O EMA indica o afastamento (desvio) médio absoluto dos valores estimados em relação aos valores medidos, podendo ser obtido por:

$$EMA = \sum \frac{|P_i - O_i|}{n} \quad (38)$$

O EQM indica quanto o modelo falha em estimar a variabilidade das medidas em torno da média e mede a variação dos valores estimados ao redor dos valores medidos (WILLMOTT & MATSUURA, 2005). O menor limite de EQM é 0, o que significa que há plena adesão entre as estimativas do modelo e as medidas. O ideal seria que os valores do EMA e do EQM fossem próximo de zero (WILLMOTT & MATSUURA, 2005). O EQM pode ser obtido por:

$$EQM = \sqrt{\frac{\sum (P_i - O_i)^2}{n}} \quad (39)$$

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. DINÂMICA DAS VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS

A precipitação pluviométrica anual variou de 1005,3 mm a 1707,8 mm, com média pluviométrica de 1357,7 mm, ao longo de o todo período estudado, 25 a nos (FIGURA 4). Dentre o período analisado, que corresponde às datas das imagens, anos de 1984, 1999 e 2008, o maior acúmulo pluviométrico se deu no ano de 1999, período recém-posterior à criação da reserva, e o menor ocorreu no ano de 2008, período posterior à criação (FIGURA 5).

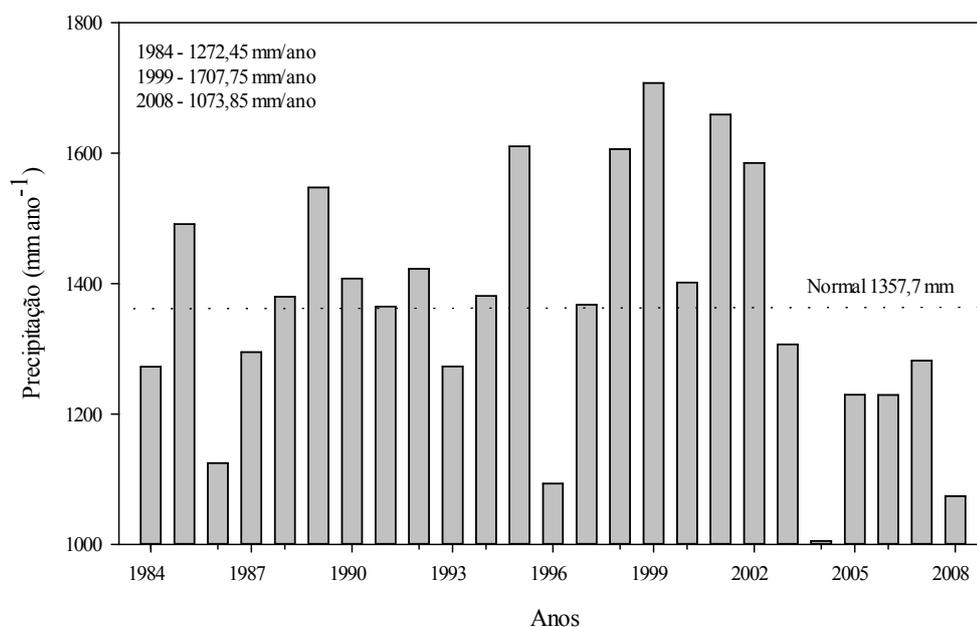


Figura 4: Distribuição da precipitação medida anualmente no Aeroporto Internacional Marechal Rondon, Cuiabá – MT, Brasil, no período de 1984 a 2008.

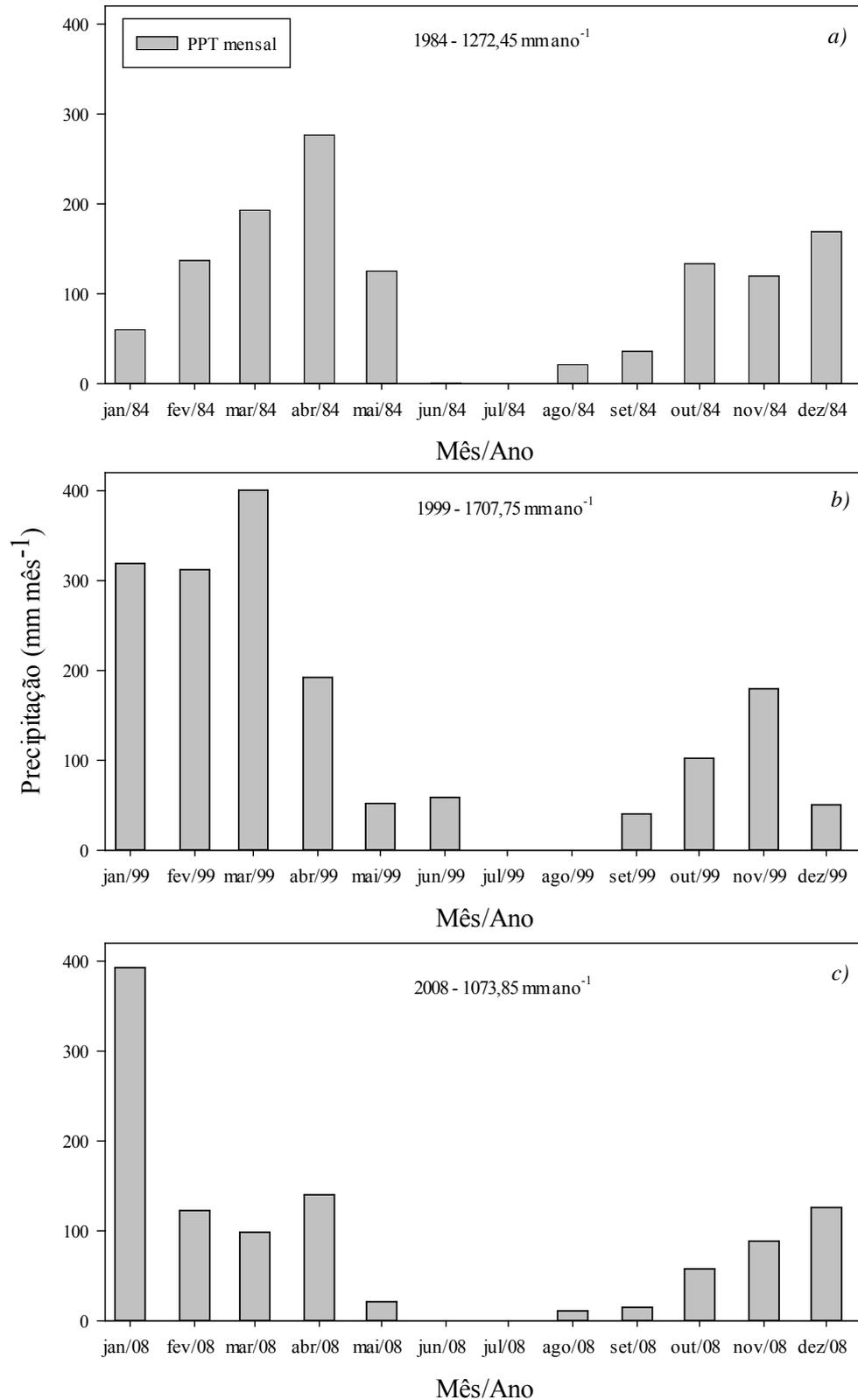


Figura 5: Distribuição da precipitação medida mensalmente no Aeroporto Internacional Marechal Rondon, Cuiabá – MT, Brasil, nos anos; de 1984, 1999 e 2008.

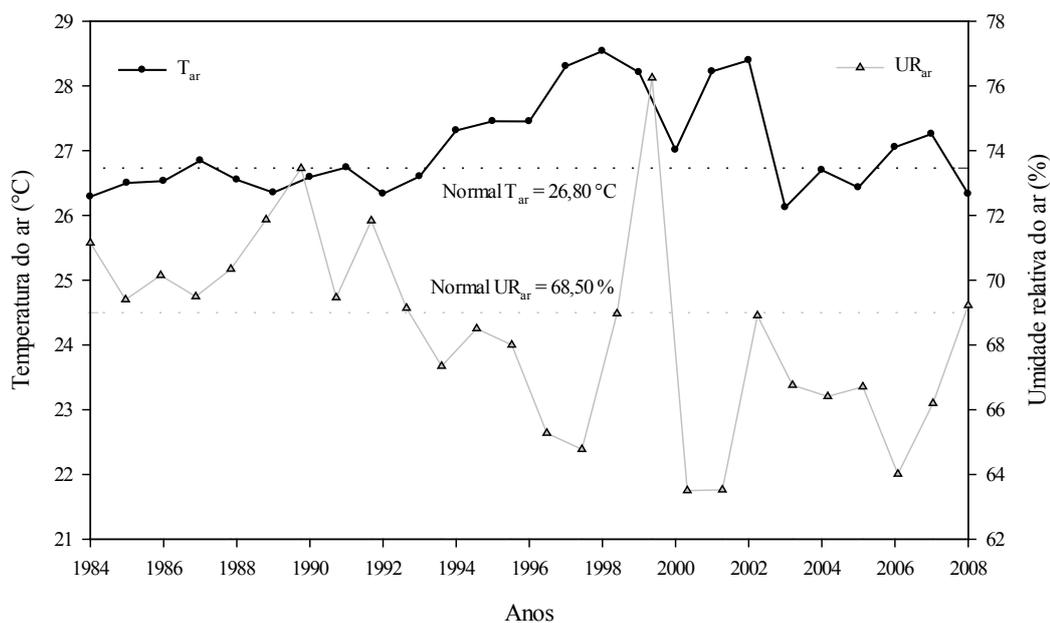


Figura 6: Distribuição da temperatura do ar e umidade relativa do ar medida anualmente no Aeroporto Internacional Marechal Rondon, Cuiabá – MT, Brasil, no período de 1984 a 2008.

O acúmulo registrado no período recém-posterior à criação da RPPN possivelmente se deve ao fenômeno El Niño, que tem uma frequência de aproximadamente sete anos, culminando no período posterior à criação. A causa provável deste fenômeno sobre sua interferência nas chuvas, que pouco ou quase nada se sabe, se o mesmo provoca alterações no regime de precipitação da região Centro-Oeste do país, já que suas consequências “marcantes” ficam a norte e sul do Brasil (MELO, 2000). Já o acúmulo no período posterior à criação, está relacionado às condições atmosféricas de outubro de 2008, influenciadas pelo final do evento da La Niña (INPE/CPTEC, 2009).

Durante os 25 anos com registros a temperatura do ar e umidade relativa apresentaram médias de 26,8 °C e 68,5 % (FIGURA 6). No ano de 1998, ano anterior ao fenômeno El Niño, foram constatadas as maiores temperaturas, atingindo máximo de 28,5 °C, no ano de 2000, maior umidade relativa, 76,2%, enquanto que a menor umidade relativa do ar, de 63,5% se deu no ano de 2001 (FIGURA 7).

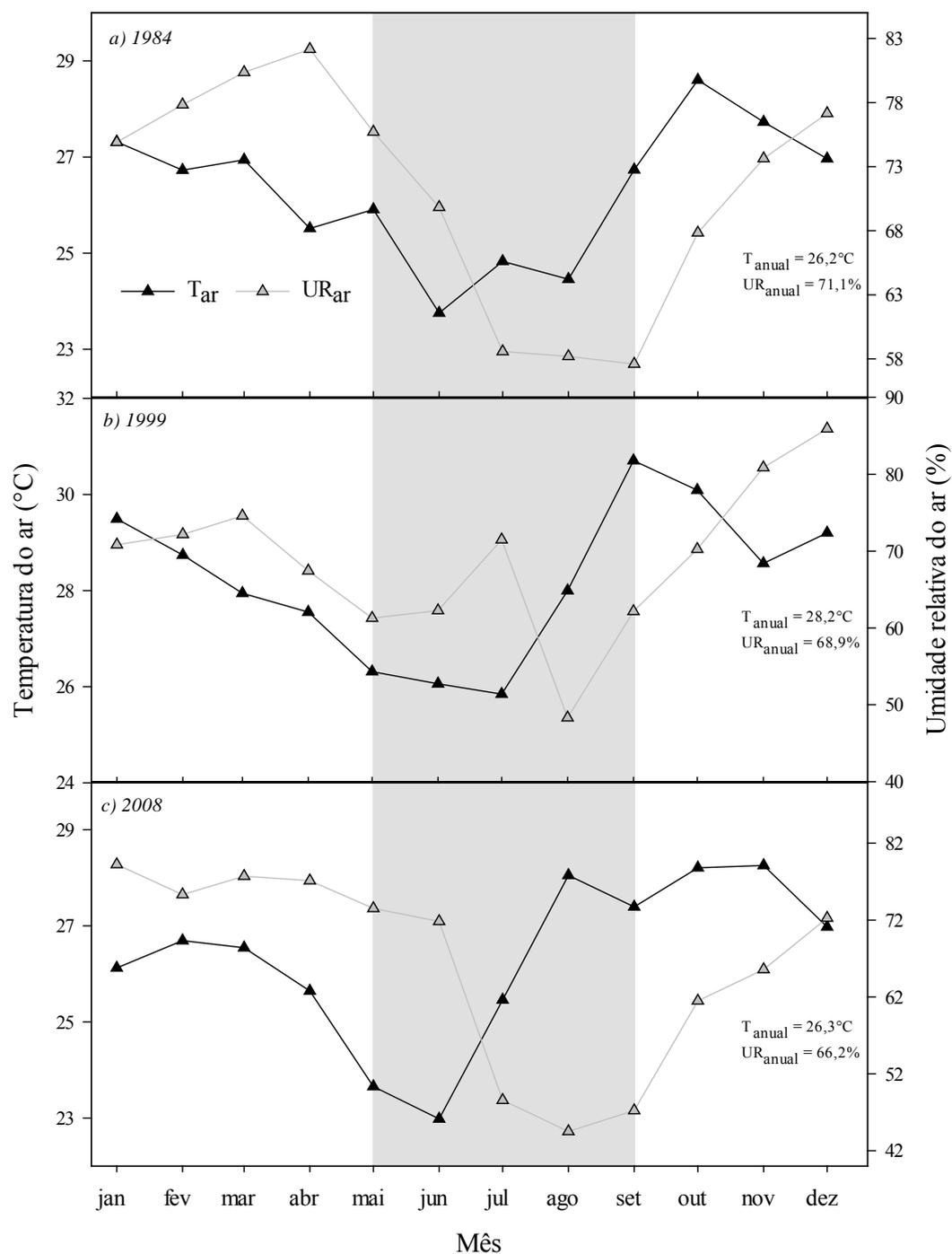


Figura 7: Distribuição da temperatura do ar e umidade relativa do ar medida mensalmente no Aeroporto Internacional Marechal Rondon, Cuiabá – MT, Brasil, nos anos; de 1984, 1999 e 2008.

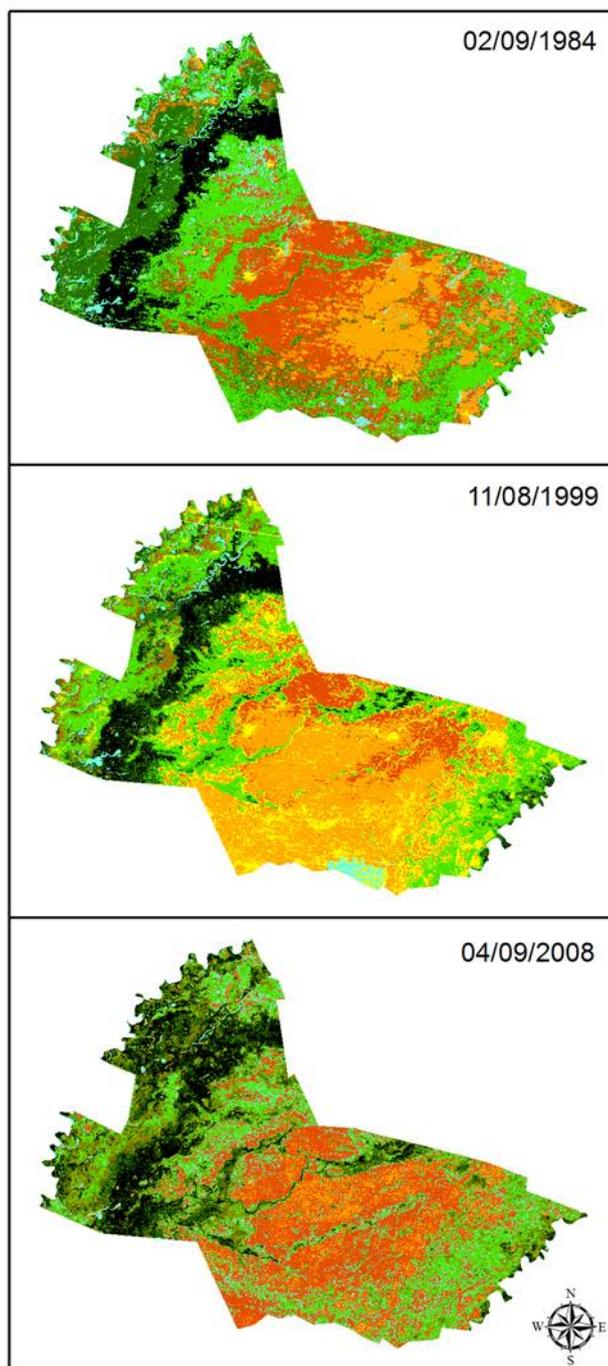
4.2. AVALIAÇÃO DA MUDANÇA DO USO E OCUPAÇÃO DO SOLO DA RPPN

Foram realizadas classificações das diferentes coberturas do solo de todas as cenas que compreendem a RPPN com base na classificação de Cordeiro (2004) (FIGURA 8). As diferentes classes foram fortemente influenciadas pelo regime pluviométrico (FIGURAS 4 e 8). Na análise das cenas, a classe Cambará demonstrou maior ocupação em unidades de área no período posterior à criação da reserva, 11,9%, 10.498 ha (TABELA 4). Houve um aumento na classe Campos de Murundus do período anterior (21,8%, 19.143 ha) ao posterior (29,9%, 26.472 ha) a criação, enquanto que as classes Pastagem e Solo exposto apresentaram uma diminuição no período recém-posterior (pastagem: 23,7% com 20.832 ha; solo exposto: 17,8% com 15.436 ha) ao período posterior a criação da RPPN (TABELA 4).

A vegetação arbustiva que corresponde a maior parte da reserva (4,41 a 10,29%) tem sua distribuição difusa e fragmentada na paisagem (TABELA 4), sendo encontrada em áreas não alagáveis de terrenos mais elevados (CORDEIRO, 2004).

A vegetação monodominante de Cambará (*Vochysia divergens* Pohl), conhecida localmente como cambarazal, com altura do dossel variando entre 28 a 30 m e uma forma de faixa contínua de aproximadamente 25 km de extensão e 4 km de largura, localiza-se às margens do rio Cuiabá. Dentre os anos de estudo, variou de 8,0 a 11,9% na RPPN (TABELA 4). A ocorrência do Cambará está relacionada principalmente às áreas sazonalmente inundáveis (PRANCE & SCHALLER, 1982; NASCIMENTO & JOSÉ, 1986; SILVA et al., 2000; HOFMANN et al., 2010). Quando comparado às demais formações, o Cambará impõe-se pela altura média do dossel (HOFMANN et al., 2010), sendo a mais elevada registrada no interior da RPPN SESC Pantanal (FIGURA 9 e 10).

A classe Campos de Murundus apresentou uma variação de, 9,9 a 29,9% de área ocupada na reserva (TABELA 4); estes são formados por uma paisagem típica do cerrado no Centro-Oeste brasileiro e caracterizados por campos gramíneos onde há distribuição de elevações arredondadas (murundus) revestidas de vegetação lenhosa de cerrado (OLIVEIRA-FILHO, 1992a; HOFMANN et al., 2010).



Classes

	Cambarazal		Campo de Murundus		Mata Densa
	Corpos d'agua		Arbustivo		Mata Aberta
	Solo exposto		Pastagem		

Figura 8: Classificação das condições da cobertura do solo da RPPN nas datas: 2 de setembro de 1984, 11 de agosto e 15 de novembro de 1999 e 4 de setembro de 2008.

Tabela 4: Áreas em unidades de hectares e porcentagem da Reserva Particular do Patrimônio Natural do SESC Pantanal – RPPN nos anos de 1984, 1999 e 2008.

Área (ha/%)	Cambarazal	Mata Densa	Mata Aberta	Arbustivo
02/09/1984	(8035,3/9,1)	(14104,8/16,0)	(24930,9/28,4)	(3875,1/4,4)
11/08/1999	(7042,0/8,0)	(6700,0/7,3)	(22462,0/25,6)	(4354,0/5,0)
04/09/2008	(10498,0/11,9)	(11010,0/12,5)	(19218,0/21,8)	(9085,0/10,3)
Área (ha/%)	Campo de Murundus	Pastagem	Solo Exposto/Corpos d'água	
02/09/1984	(19143,3/21,8)	(11467,0/13,1)	(6258,5/7,1)	
11/08/1999	(8750,0/10,0)	(20832,0/23,7)	(17673,0/20,2)	
04/09/2008	(26472,0/30,0)	(4268,0/4,8)	(7770,5/8,9)	

Com base nos dados extraídos do SRTM observa-se que as classes mais vegetadas (Cambará, Mata Densa e Mata Aberta) apresentam as maiores médias altimétricas da RPPN, onde o cambarazal concentra os maiores valores médios dentre todas as classes, de 136 m, com máximo atingindo a 140 m (FIGURAS 9 e 10). Arieira et al. (2012) e Fantin Cruz et al. (2010) constataram que o fator da dominância do Cambará está relacionado com as condições geomorfológicas do Pantanal, onde a dominância desta espécie diminui das partes menos inundadas para as mais inundadas, porém é importante salientar que o cambará ocupa partes intermediárias do gradiente de inundação no sentido rio-interior.

Considerados importantes fatores determinantes e espaciais no estabelecimento e desenvolvimento de populações de plantas que formam estandes monodominantes destacam-se os fatores hidrogeomorfológicos (CONNELL & LOWMAN, 1989; HART et al., 1989; NASCIMENTO & PROCTOR, 1997). A exemplo do cambará, as formações florestais no Pantanal são suscetíveis a uma excessiva dinâmica populacional associada ao processo de espalhamento/retração de estandes monodominantes sobre esta extensa planície de inundação (ARIEIRA et al., 2011; ARIEIRA et al., 2012).

De modo análogo, as classes mais vegetadas das áreas de Pastagem concentraram-se em regiões com alta média altimétrica, 131,19 m, cota próxima ao Cambará e Mata Densa (FIGURA 10). Isso demonstra, que a atividade agropecuária na reserva se estabelecia nas áreas de maior elevação e consequentemente menos inundadas, propícias à criação de gado.

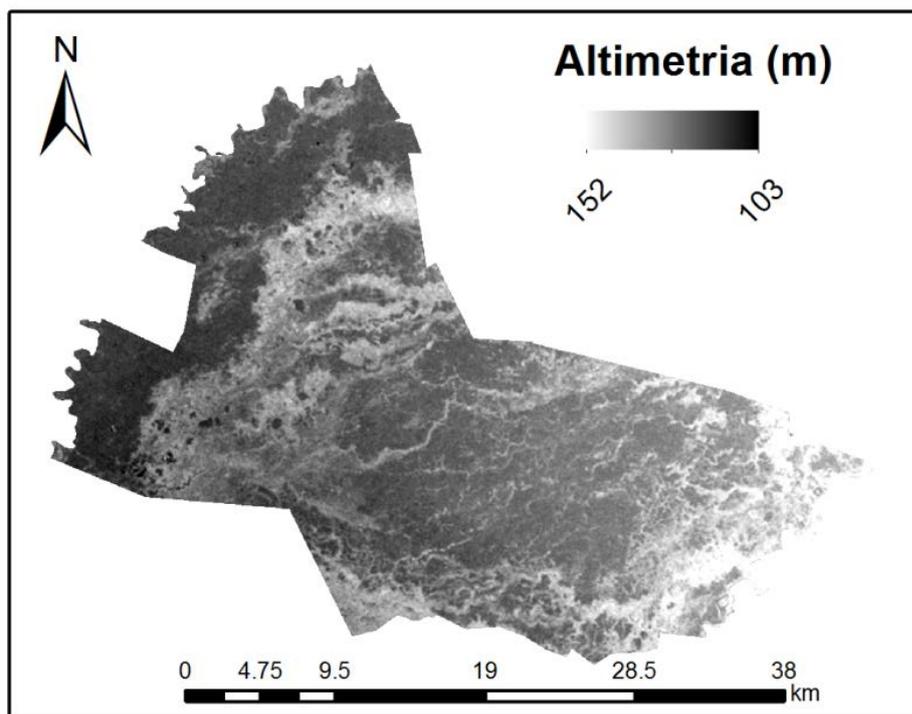


Figura 9: Mapa de altimetria da RPPN.

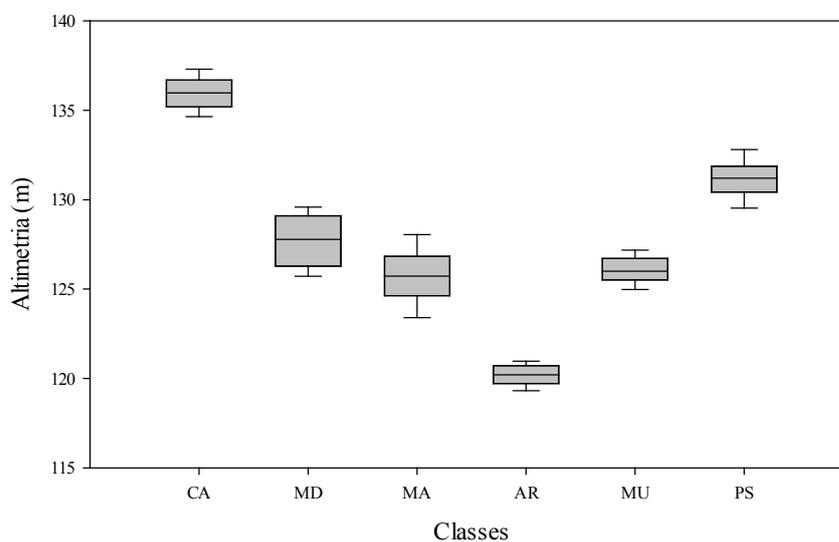


Figura 10: Altimetria das diferentes classes da RPPN com base no MDE do SRTM, onde as siglas na abscissa indicam as classes: Cambarazal (CA), Mata Densa (MD), Mata Aberta (MA), Arbustivo (AR), Campo de Murundus (MU) e Pastagem (PS), respectivamente.

Interessante destacar, que a classe Arbustiva apresentou a menor média altimétrica, de 120,18 m, valor próximo da classe corpos d'água, 120,83 m, (FIGURA 9). Tais resultados corroboram com os encontrados por Valeriano & Abdon (2007) no Pantanal. Eles constataram que vegetação gramíneo-lenhosa ocupam planícies baixas, lugares que se mantêm mais tempo inundados, e enquanto que no outro extremo a vegetação arbórea, formada por florestas decíduas ou semidecíduas e cerradão ocupam regiões mais altas, onde a inundação as atinge em pequenos períodos. Estes podem ser um forte indicio da possível causa dos altos teores de alumínio encontrado por Nascimento & José (1986) nos solos dentro das populações de Cambará.

4.3. ANÁLISE DOS PRODUTOS DE SENSORIAMENTO REMOTO

4.3.1. Albedo e Índices de Vegetação

O albedo, a temperatura da superfície e os índices de vegetação na RPPN apresentaram variação, ao longo de todo período estudado, onde os maiores valores são apresentados em tons mais claros e valores menores em tons mais escuros, nível de cinza (FIGURAS 11, 14, 15, 16 e 17). Os índices de vegetação NDVI, SAVI e LAI apresentaram maiores valores no período posterior à criação da reserva, enquanto que o albedo apresentou menores valores neste período (FIGURA 12).

As estimativas do albedo demonstraram maiores valores no período anterior à criação da RPPN, atenuando nos anos posteriores, cerca de 7% de decréscimo (FIGURA 11 e 12). As médias do albedo para o período recém-posterior e posterior à criação da reserva não ultrapassaram 18%, ao passo que o período anterior à criação foi de aproximadamente 25% (FIGURA 12). As alterações registradas no albedo ao longo dos anos estão associadas às mudanças no uso e ocupação do solo, que podem ter contribuído para afetar o clima localmente da RPPN. Essa atenuação nitidamente entre período anterior e recém-posterior à criação está relacionada à expansão da densidade de vegetação em consequência da preservação da área protegida (FIGURA 12). Os histogramas das cartas de albedo mostram que nos períodos anterior e recém-posterior à criação a maior parte dos pixels concentram seus valores em uma faixa que varia de 15 a 23%, enquanto que posteriormente essa faixa é de 23 a 27% (FIGURA 12).

No período anterior a criação, o albedo atinge aproximadamente 52% no centro da RPPN, com maior média de 25% e menor erro padrão 0,012, ocasionado pela pouca cobertura vegetal, possivelmente muito afetado pelo conteúdo de água no solo e lâmina de água formada durante a estação no Pantanal (CORDEIRO, 2004; BIUDES, 2009; HOFFMAN et al., 2010). No período posterior à criação da RPPN, em virtude do aumento da vegetação, o albedo decaiu aproximadamente 7% em relação ao período anterior, com uma média de 18% (FIGURA 12).

Os valores baixos de albedo foram encontrados próximos ao rio Cuiabá, lagoa e áreas alagadas (FIGURA 11). Corpos de água geralmente apresentam albedo 0,025 a 0,034 (ALLEN et al., 2002). Os maiores valores de albedo estão associados às mudanças no uso e ocupação do solo, que podem ter contribuído para afetar o clima localmente, sendo que no ano de 1984, período anterior à criação, a RPPN sofria impacto da atividade agropecuária, e em 1997 o processo de conversão de pastagem em floresta dá início à preservação da reserva (CORDEIRO, 2004; HOFMANN, 2010; BRANDÃO et al., 2011).

A avaliação exploratória dos dados pelo Boxplot de toda a RPPN (FIGURA 10), evidencia que os maiores valores de albedo são constatados no período anterior à formação da reserva, em todas as classes (FIGURA 13), com destaque para a classe Pastagem, período este que a área de estudo era utilizada como atividade intensa de agropecuária, e por isso, maiores valores de albedo na classe pastagem (FIGURA 13). Na classe Cambará o albedo variou de 0,17 a 0,25, nos campos de murundus de 0,18 a 0,24, nas áreas de pastagem de 0,20 a 0,25 e nas áreas de solo exposto de 0,16 a 0,22 (FIGURA 13). Andrade et al. (2012), utilizando o algoritmo SEBAL para estimar a ET no Pantanal com imagens do sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), encontraram valores médios de albedo entre 0,11 e 0,13 para classes de floresta estacional decidual e semidecidual; para áreas de pecuária e antrópicas, o albedo de $0,16 \pm 0,02$; e em savana/cerrado o albedo de $0,14 \pm 0,01$ e $0,13 \pm 0,02$. Resultados encontrados por Andrade et al. (2012) justapostos com os resultados encontrados neste estudo, podem ser justificados; pela escala do mapa de uso e cobertura do solo, além da menor resolução espacial das imagens do sensor MODIS (1000 m) em contraste com as do mapeador Landsat 5 (30 m).

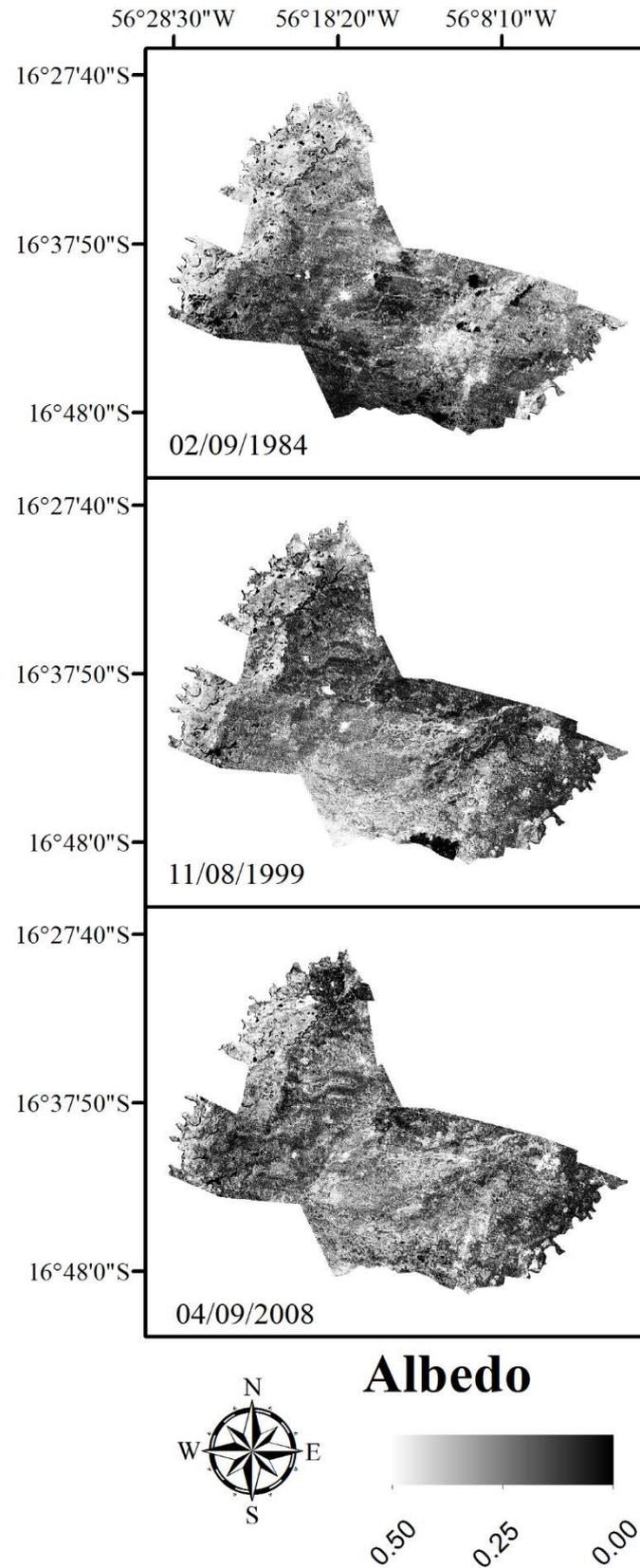


Figura 11: Mapas de albedo para a região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.

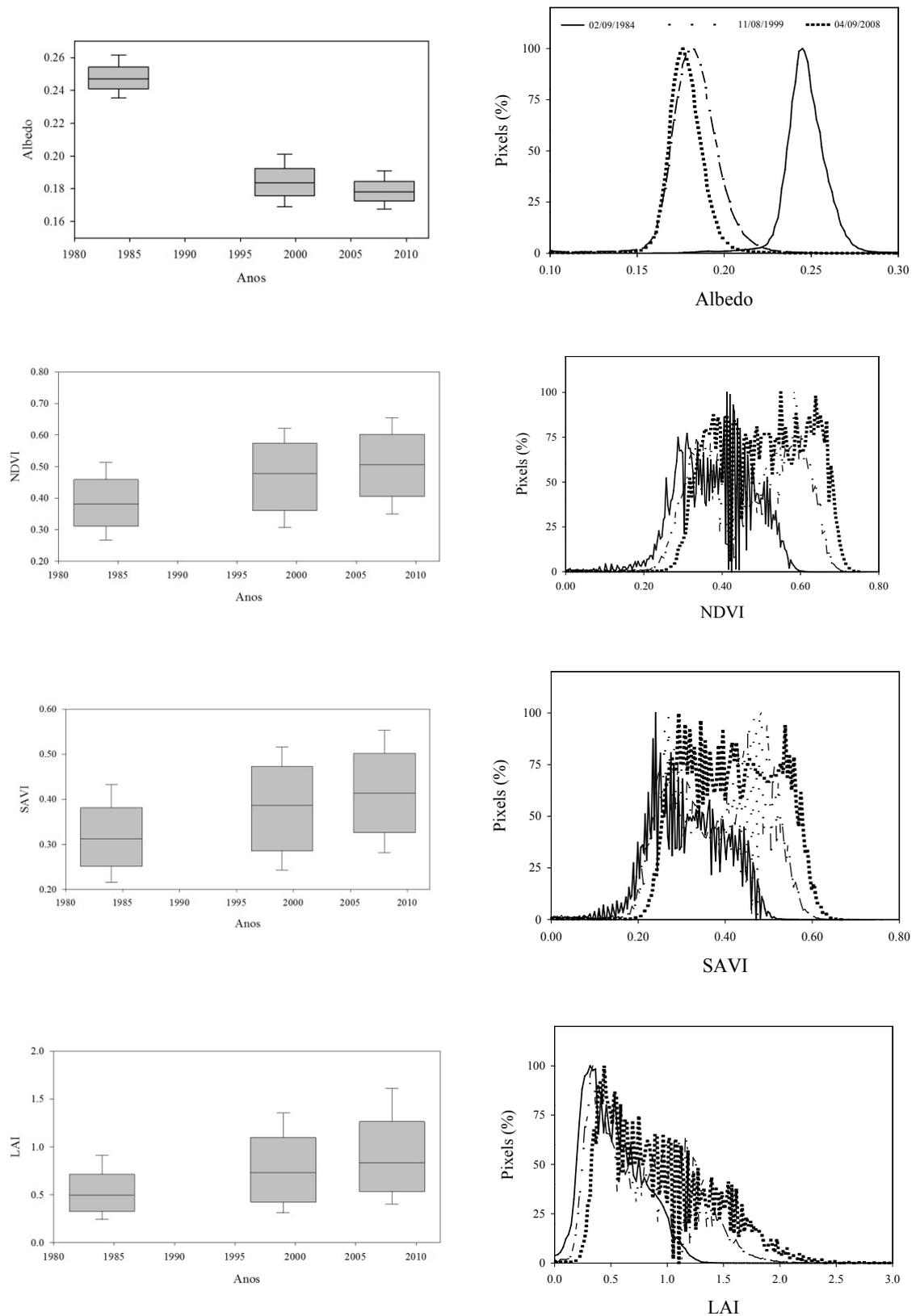


Figura 12: Histogramas das cartas de albedo, NDVI, SAVI e LAI de todo período analisado.

Depois da implantação e am pliação d a r eserva R PPN o bserve-se u ma diminuição considerável do albedo nas classes Pastagem e Solo Exposto. As classes: Cambará, Mata Densa e Mata Aberta apresentaram as maiores variações das variâncias das popul ações, e ntre os pe ríodos a nterior e pos terior a c riação d a R PPN, aproximadamente 7,15% (FIGURA 13). Contudo, nas classes subsequentes (Pastagem e Solo Exposto) há valores extremos de máximos e mínimos, que são justificados pelos resultados que compreendem a áreas de superfície úmida e alagados, durante a estação chuvosa no Pantanal (FIGURA 13).

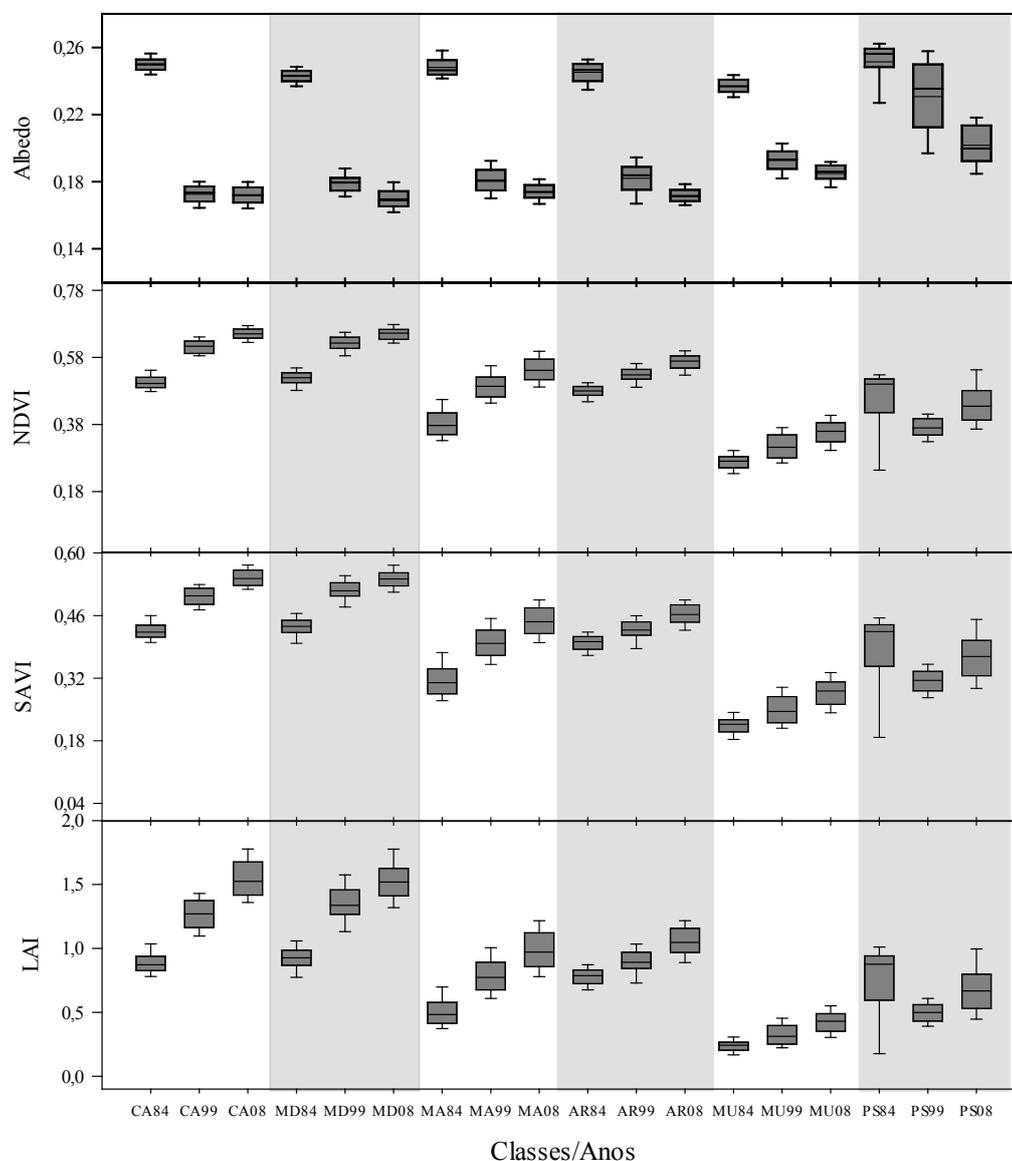


Figura 13: Albedo e índices de vegetação (NDVI, SAVI e LAI) nas diferentes classes e anos da cobertura do solo na RPPN.

Diferentemente do albedo, os maiores valores do índice de vegetação da diferença normalizada (NDVI) foram obtidos no período posterior à criação da reserva, enquanto que os menores valores são observados no período anterior (FIGURA 12 e 14). Observa-se ao longo de todo período estudado que o NDVI possui uma distribuição espacial para cada ano, com valores dos pixels distribuídos entre 0,20 e 0,70 (FIGURA 12).

O NDVI apresentou um aumento de aproximadamente 24%, 0,12, do período anterior ao posterior à criação da reserva (FIGURA 12). Altos valores de NDVI no período posterior indicam possível processo de preservação das matas ciliares como em toda reserva. Verificações semelhantes foram também demonstradas por Bastiaanssen (2000), utilizando o algoritmo SEBAL para obtenção de ET, na bacia do Rio Gediz, Turquia. Do ponto de vista preservacionista este é um importante resultado, tendo em vista que os assoreamento de rios e lagos estão ligados à remoção da vegetação nativa (RODRIGUES et al., 2009).

No período anterior a criação o NDVI concentrou-se numa faixa de 0,15 a 0,60; no período recém-posterior a criação, na faixa de 0,20 a 0,70; e maior faixa no período posterior a criação, de 0,23 a 0,75 (FIGURA 12). A variabilidade do NDVI está intimamente ligada ao aumento do vigor e densidade da vegetação (HEUTE et al., 2002), a sazonalidade e ao regime pluviométrico. Becerra et al. (2009), estudando a dinâmica dos índices de vegetação, tal como NDVI e EVI, e sua relação com a precipitação sobre o bioma Cerrado, observaram que os maiores valores de NDVI e EVI foram encontrados no período com maior precipitação.

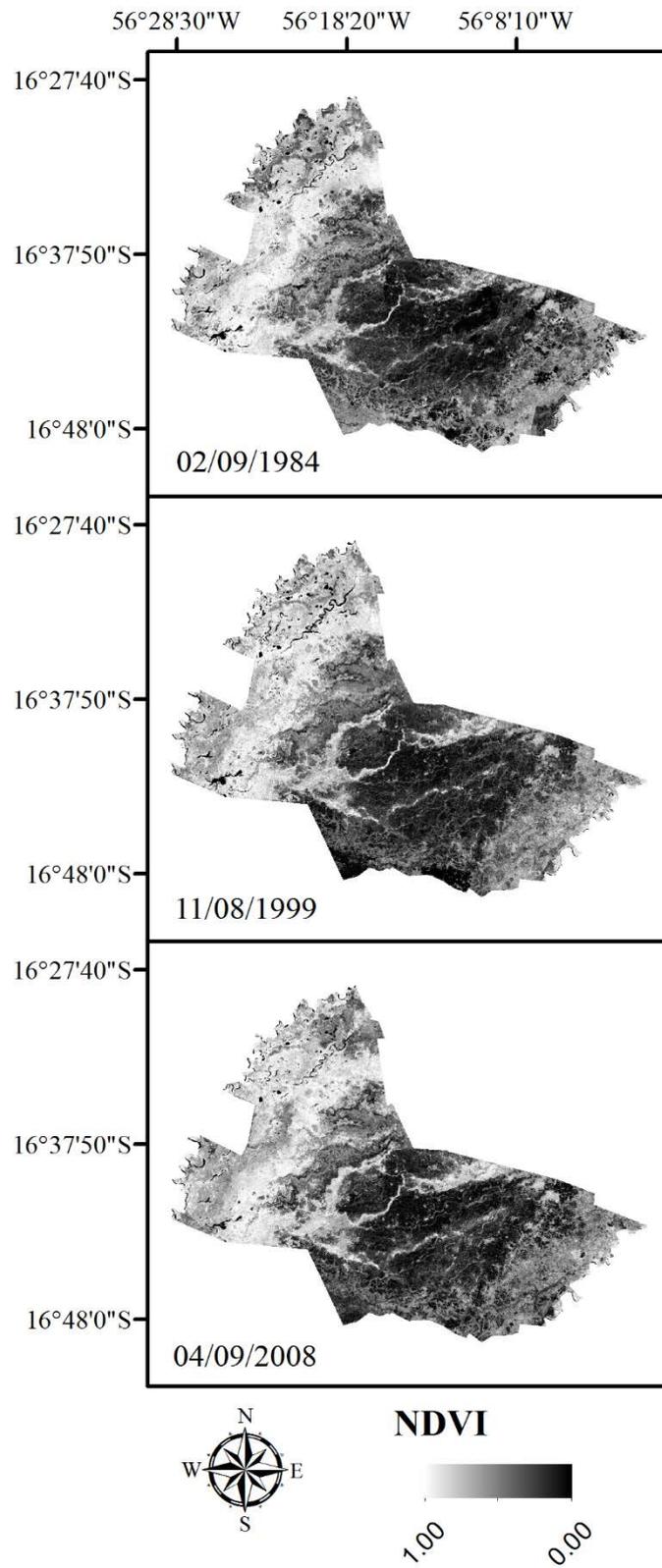


Figura 14: Mapas do índice de vegetação da diferença normalizada - NDVI para a região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.

Em todas as classes o NDVI apresentou as maiores médias nas classes mais vegetadas (FIGURA 13).

Os maiores valores de NDVI nas áreas mais vegetadas, em especial nas áreas de floresta, apontam para condição de menor suscetibilidade em razão do período seco. Essa causa é possivelmente atribuída à estrutura radicular desenvolvida dessas formações, em contraste com as áreas menos vegetadas, áreas de pastagem e forrageiras (NEPSTAD et al., 1994; RISSO et al., 2012), tendo em vista também o menor período de seca nas áreas de floresta, que apresentam precipitação média anual geralmente superior às de cerrado natural (KLINK & MACHADO, 2005). Em casos específicos, áreas de florestas podem apresentar elevados valores de índices de vegetação no período seco, em contraste com o período de maior precipitação, ligado ao fenômeno conhecido como “green-up” (HEUTE et al., 2006). Tal fenômeno, classificado como anomalia que não condiz com o aumento de biomassa, pode estar associado às variações no ângulo zenital solar ao longo do ano (GALVÃO et al., 2011).

Na classe Cambará, o NDVI variou de 0,51 a 0,65, nos campos de murundus de 0,27 a 0,36, nas áreas de pastagem de 0,37 a 0,45 e nas áreas de solo exposto de 0,18 a 0,35 (FIGURA 13).

Nas classes arbóreas (Cambará e Mata Densa) há menor variação entre as variâncias das populações, enquanto que nas classes pouco vegetadas (Pastagem e Solo Exposto) essa variação aumenta (FIGURA 13), isto se deve ao fato de que este índice é sensível apenas à presença de vegetação (ROUSE et al., 1973).

Análogo ao NDVI, os maiores valores do índice de vegetação ajustado aos efeitos do solo (SAVI) foram obtidos no período posterior à criação da RPPN, enquanto que os menores valores foram constatados no período anterior a criação da reserva; esse aumento foi de aproximadamente 23,70%, em toda a RPPN (FIGURA 12 e 15). Durante os anos seus valores se apresentaram distribuídos no histograma, com valores que se concentram entre 0,20 e 0,60 m²/m² (FIGURA 12).

Esta variação está associada à sua formulação empírica como função do NDVI (razão da diferença do IV-próximo e do V) e um fator de correção para efeitos de solo (L), sendo este último parametrizado para regiões de cultivo (HEUTE, 1988). Embora o SAVI seja um índice de vegetação sensível à variação da superfície, para a região do Bioma Pantanal essas variações são pequenas. Estudo realizado por Valeriano e Abdon

(2007) usando o modelo digital de dados SRTM constataram que o Pantanal apresenta um relevo de baixa declividade, de sprovido de feições topográficas e marcado por feições associadas a dosséis vegetais.

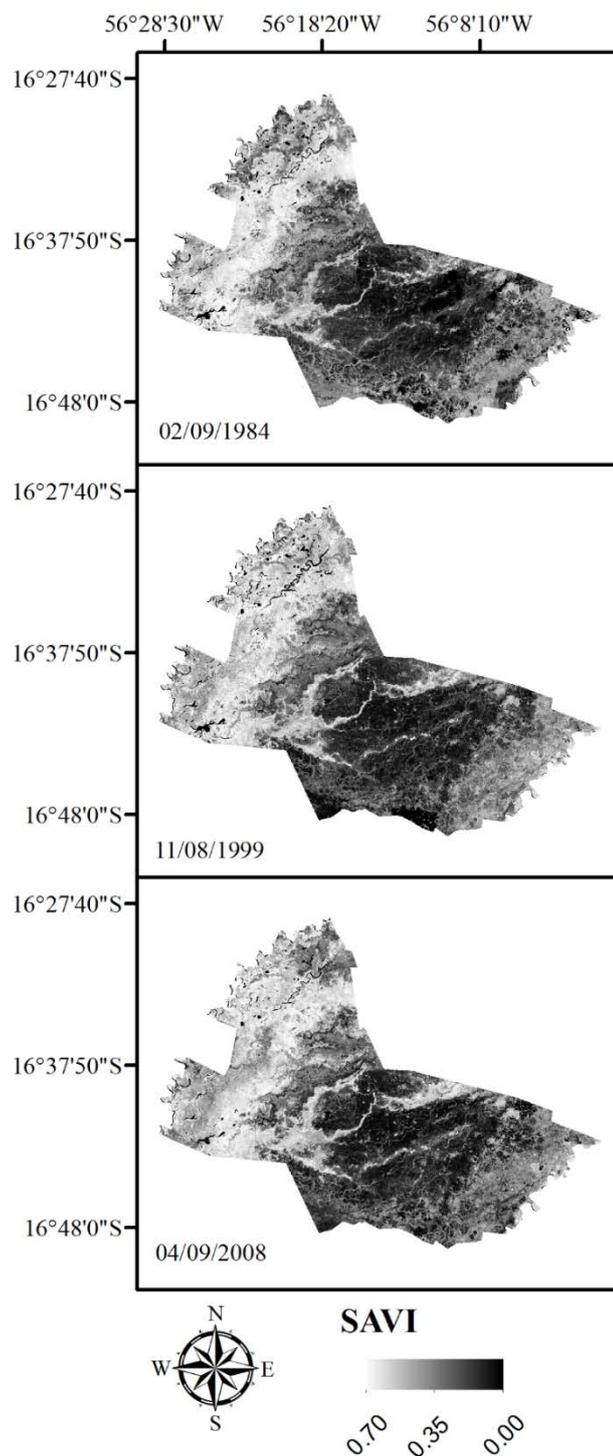


Figura 15: Mapas do índice de vegetação ajustado para efeitos do solo - SAVI para a região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.

Em todas as classes o SAVI foi fortemente influenciado pelos anos, aumentando progressivamente, de 0,5 a 0,6 m^2/m^2 , nas classes vegetadas (Cambarazal e Mata Densa), de 0,2 a 0,6 m^2/m^2 , nas classes pouco vegetadas (FIGURA 13). Na classe cambarazal SAVI variou de 0,43 a 0,54 m^2/m^2 , nos campos de murundus de 0,21 a 0,29 m^2/m^2 , nas áreas de pastagem de 0,31 a 0,38 m^2/m^2 e nas áreas de solo exposto de 0,13 a 0,25 m^2/m^2 , respectivamente (FIGURA 13).

As classes mais vegetadas apresentaram pouca variação das variâncias das populações, e enquanto que nas classes pouco vegetadas houve maior presença de valores extremos, tal comportamento é igual ao NDVI, isto porque o SAVI é um índice que em sua formulação matemática contém as bandas IV-próximo e do vermelho, as mesmas utilizadas no NDVI (HUETE, 1988) (FIGURA 13).

Observa-se que o índice de área foliar (LAI) ao longo de todo período, não diferentemente de outros índices, apresentou aumento, de aproximadamente 43%, 0,5 do período anterior ao posterior à criação da reserva (FIGURA 12 e 16), constata-se também uma distribuição dos valores dos pixels para cada ano, onde os valores distribuem espacialmente permeando um limite de aproximadamente 2,5 m^2m^{-2} , demonstrada pelos histogramas entre os anos, respectivamente (FIGURA 12).

O LAI foi influenciado pelos anos nas classes mais vegetadas, em especial a floresta monodominante de Cambará, que apresentou as maiores médias, de aproximadamente 1,5 $m^2 m^{-2}$ (FIGURAS 8, 13 e 16). O modelo de estimativa do LAI utilizado neste trabalho foi calibrado e parametrizado para regiões de cultivos (ALLEN et al., 2002). Os cultivos com os quais os autores trabalharam, tratam-se de cultivos agrícolas, áreas desérticas, cuja heterogeneidade pode ser discutível, sobretudo quando comparada com uma condição de floresta, na qual a heterogeneidade é, sem dúvida, muito maior.

Na classe Cambará LAI variou de 0,89 a 1,55 $m^2 m^{-2}$, nos Campos de Murundus de 0,24 a 0,42 $m^2 m^{-2}$, nas áreas de Pastagem de 0,50 a 0,75 $m^2 m^{-2}$ e nas áreas de Solo Exposto de 0,07 a 0,44 $m^2 m^{-2}$, respectivamente (FIGURA 13).

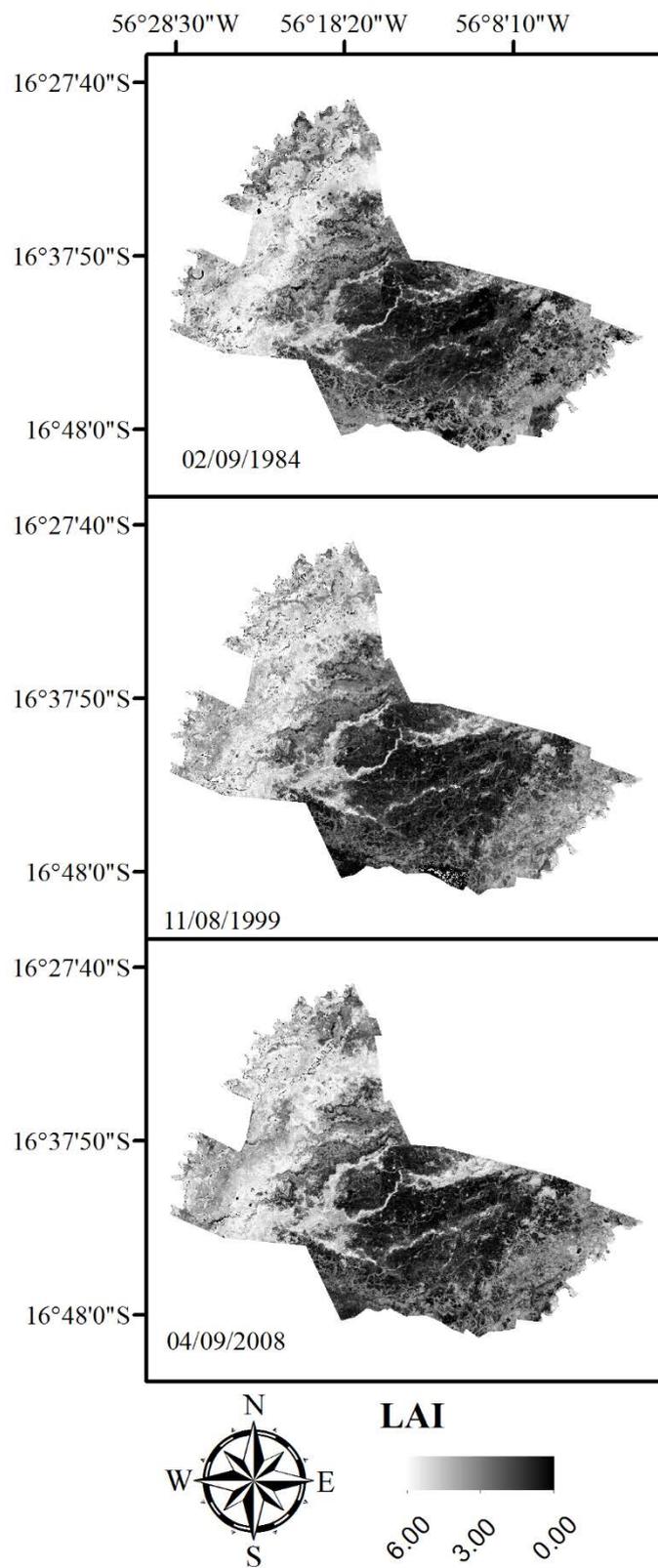


Figura 16: Mapas do índice de área foliar - LAI para a região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.

4.3.2. Temperatura da Superfície

Diferente dos parâmetros biofísicos e albedo, a temperatura da superfície estimada por meio da banda termal do Landsat 5 não apresentou grandes variações em torno de sua mediana ao longo dos anos estudados (FIGURA 18). Em todo o período estudado a temperatura da superfície apresentou médias muito próximas à normal climatológica da temperatura do ar medida na torre (FIGURAS 6 e 18). Os maiores valores da temperatura da superfície foram encontrados no período anterior a criação da RPPN, enquanto que os menores valores foram encontrados no período posterior a criação (FIGURA 17 e 18). Essa pequena atenuação, do período anterior ao posterior na reserva, foi de aproximadamente $0,23^{\circ}\text{C}$, onde grande parte dos pixels no período anterior a criação se concentrou em uma faixa de 22 a 35°C , enquanto que no período posterior, maior parte dos pixels concentrou entre 20 e 30°C (FIGURA 18).

Observa-se que pelo regime hídrico no ano de 2008 (FIGURA 4), com menor acúmulo de precipitação (ano de ocorrência de La Niña com intensidade moderada), ocorreu a diminuição da temperatura da superfície (FIGURA 6 e 18). No entanto, nos meses de agosto (anterior a obtenção da imagem do Landsat 5) e setembro (mês de obtenção da imagem do Landsat 5) do ano de 2008, choveram o equivalente a 26 mm, sendo 11 mm em agosto de 2008 e 15 mm em setembro de 2008, o que é anormal a este período que compreende a estação seca na região. Estes acúmulos registrados nesses meses, explicam a atenuação da temperatura da superfície neste período.

Silva et al. (2005) e Oliveira et al. (2012) demonstraram que o maior acúmulo pluvial indicou menores temperatura da superfície e menor acúmulo apresentou maiores temperaturas da superfície. Importante salientar também que as maiores temperaturas encontradas no ano 1984, período anterior à criação da reserva, estão intimamente associadas a grande porcentagem de áreas agrícolas e áreas utilizadas a atividades agropecuárias neste período (TABELA 4).

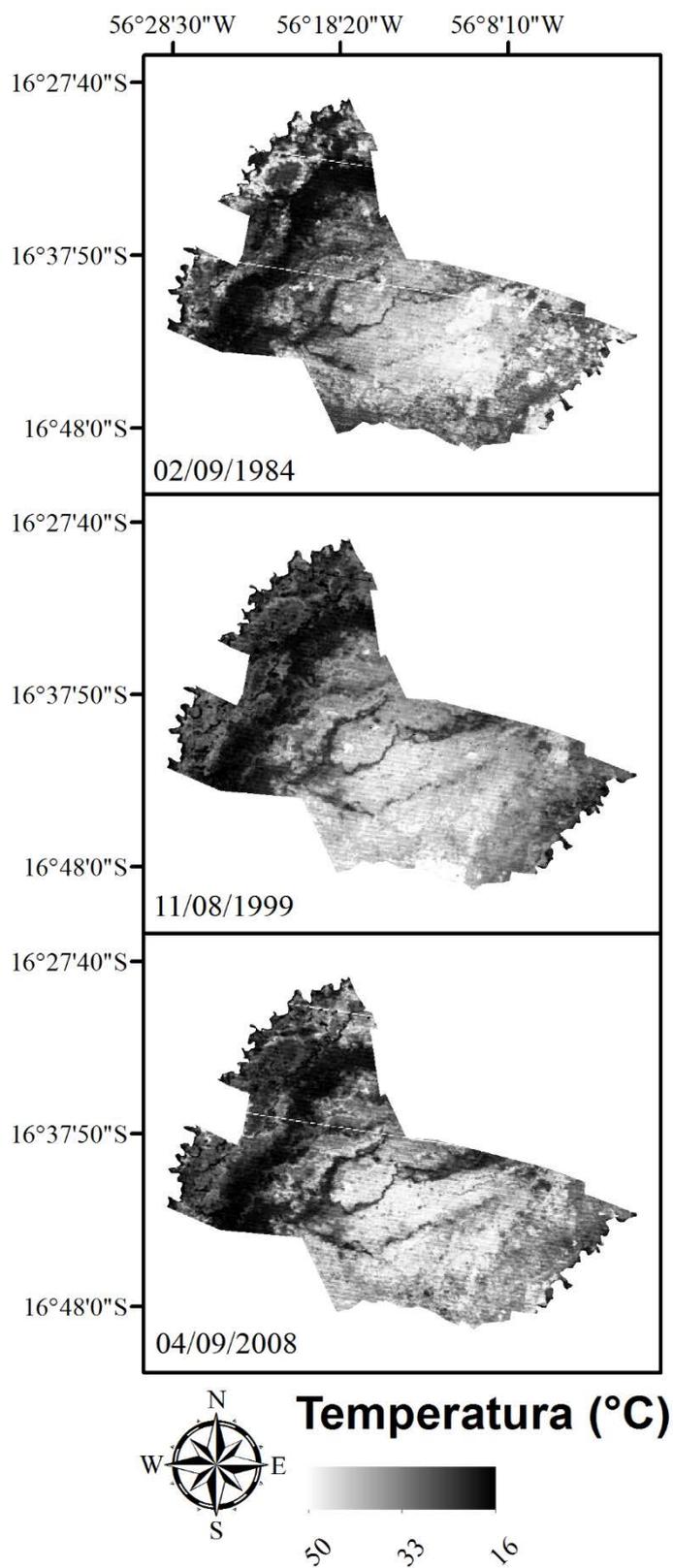


Figura 17: Mapas da Temperatura da superfície para a região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.

Observa-se que a temperatura da superfície nas classes vegetadas (cambarazal, mata densa e mata aberta) é fortemente influenciada pela densidade da vegetação (FIGURA 19). As áreas de campos de murundus, pastagem e solo exposto apresentaram as mais altas temperaturas, enquanto que as regiões próximas ao rio Cuiabá, áreas de mata densa e cambarazal, apresentaram as temperaturas mais baixas ao longo dos anos (FIGURA 19).

Nas classes mais vegetadas as baixas temperaturas podem ser explicadas pela maior ou menor quantidade de energia em forma de calor sensível, em decorrência da alta proporção de vegetação sobre a área. Diante disso, menor fração líquida é empregada para aquecer o ar e o solo, e maior proporção é destinada ao processo evapotranspirativo, em forma de calor latente (FIGURA 22).

Na classe Cambará a temperatura da superfície variou de 22,6 a 23,1°C, nos Campos de Murundus de 27,2 a 28,9°C, nas áreas de Pastagem de 25,3 a 28,4°C e nas áreas de Solo Exposto de 24,6 a 30,1°C (FIGURA 19).

Importante destacar que nos períodos anterior e recém-posterior a criação da reserva, há um aumento significativo na temperatura da superfície, de aproximadamente 2 °C, nas classes menos vegetadas (pastagem e solo exposto), enquanto que noutras classes mais vegetadas há uma diminuição na temperatura da superfície nestes períodos (FIGURA 19).

Andrade et al. (2012), estudando o bioma Pantanal, constataram maiores valores de temperatura da superfície em áreas de atividades de agricultura e pecuária (35,8 a 36,8°C), e enquanto que os menores valores foram constatados nas áreas superficiais mais úmidas e alagáveis (24,8°C), tais resultados corroboram com os valores estimados nesse estudo.

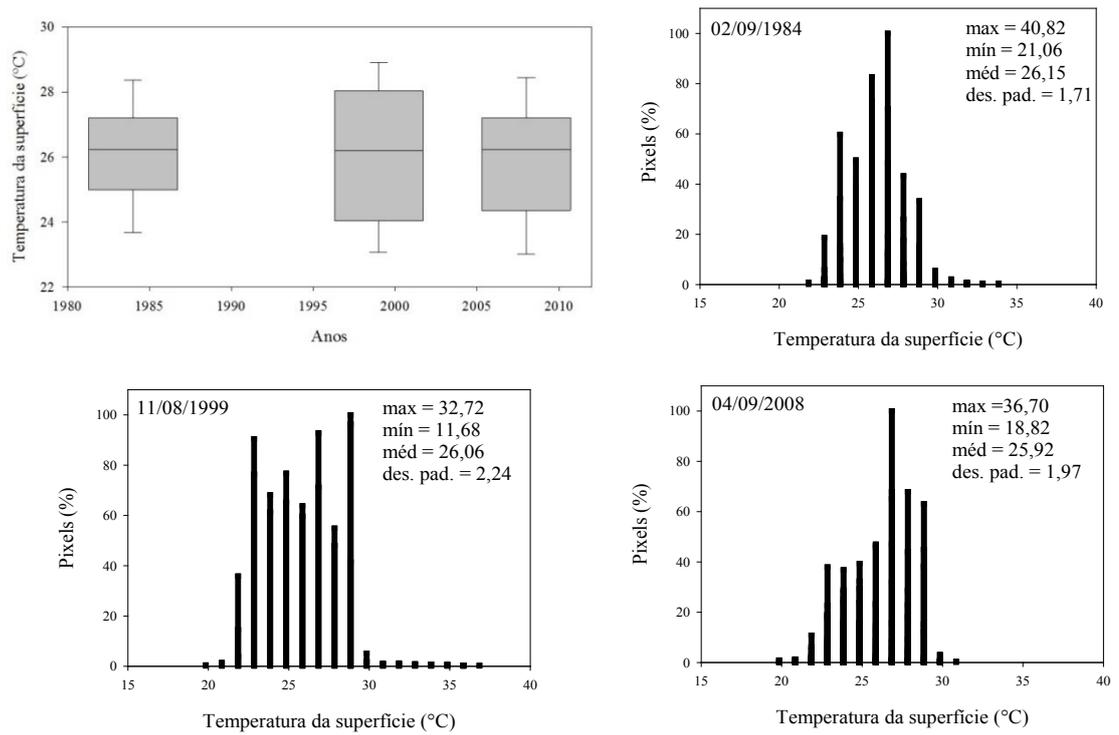


Figura 18: Histogramas das imagens de temperatura da superfície na RPPN.

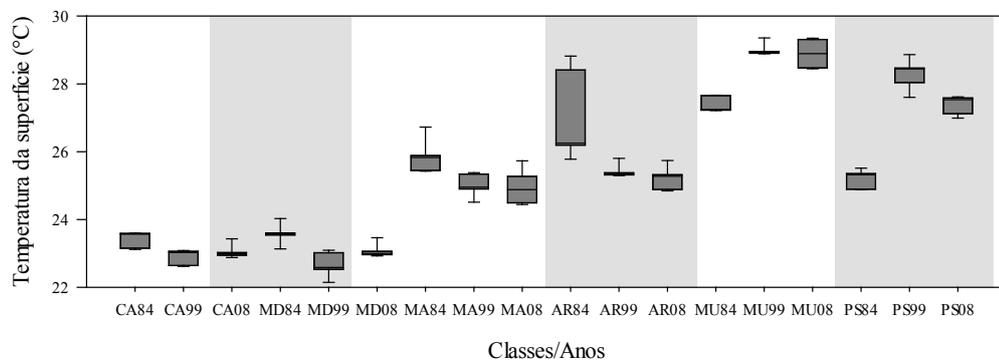


Figura 19: Temperatura da superfície (°C) nas diferentes classes e anos da cobertura do solo na RPPN.

4.4. COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA NA RPPN SESC PANTANAL PELO SEBAL

Dentre todo o período estudado os maiores valores do saldo de radiação instantâneo (R_n) foram encontrados no período posterior a criação da reserva, enquanto os menores nos períodos anterior e recém-posterior a criação (FIGURAS 20 e 21). Durante o período anterior à criação, R_n apresentou uma média de $432,5 \text{ W m}^{-2}$, havendo uma atenuação de aproximadamente $29,4 \text{ W m}^{-2}$, e um aumento de $112,8 \text{ W m}^{-2}$ no período posterior (FIGURA 21). Esses valores superiores no último ano de estudo estão relacionados aos menores valores de albedo (FIGURA 12), e diretamente relacionados com maior radiação de ondas curtas incidentes (TABELA 1) assim impactando diretamente no saldo de radiação. Estes valores superiores de R_n instantâneo no período posterior à criação da RPPN estão relacionados com a maior radiação solar incidente medida, 737 W m^{-2} , pois o mesmo depende sobremaneira da radiação solar incidente, e menores no período recém-posterior anterior à formação, 623 W m^{-2} (TABELA 1).

A distribuição de frequência dos pixels para R_n revela um deslocamento da faixa de 350 a 470 W m^{-2} nos períodos anterior e recém-posterior a criação da RPPN, para uma faixa 500 a 600 W m^{-2} no período posterior a criação (FIGURA 21). Este aumento de R_n , nos períodos anterior ao posterior à formação da reserva, pode ser também explicado pela influência direta do regime pluviométrico (FIGURA 4) na radiação líquida disponível além da radiação solar incidente (TABELA 1).

O R_n estimado pelo SEBAL variou entre as diferentes classes de coberturas do solo de 320 a 600 W m^{-2} , apresentando maiores médias nas classes mais vegetadas (FIGURA 23). Em todos os anos analisados, o R_n no cambarazal variou entre $427,8$ e $566,3 \text{ W m}^{-2}$, nos campos de murundus entre $381,3$ e $523,7 \text{ W m}^{-2}$, nas áreas de pastagens entre $361,4$ e $519,8 \text{ W m}^{-2}$ e nas áreas de solo exposto entre $360,4$ e $569,9 \text{ W m}^{-2}$ (FIGURA 23). Os valores mais elevados de R_n foram observados sobre as áreas de solo exposto, áreas estas que apresentaram baixo albedo (FIGURA 15). Essas áreas na RPPN podem compreender regiões com espelhos d'água, com elevada capacidade de armazenar energia, devido ao calor específico da água, desta forma constatando maiores magnitudes de R_n em relação a outras classes (ANDRADE et al., 2012).

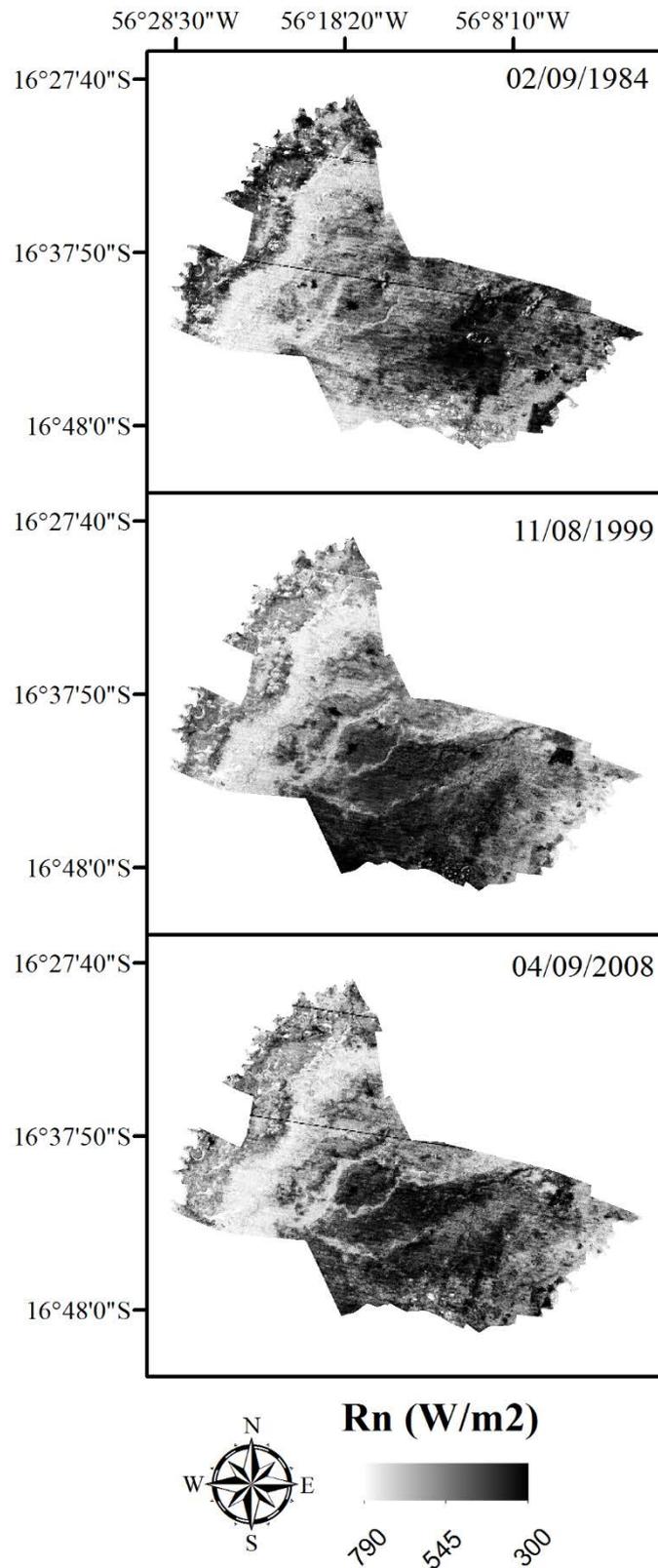


Figura 20: Mapas do Saldo de radiação (Rn) no instante da passagem do Landsat 5 para região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.

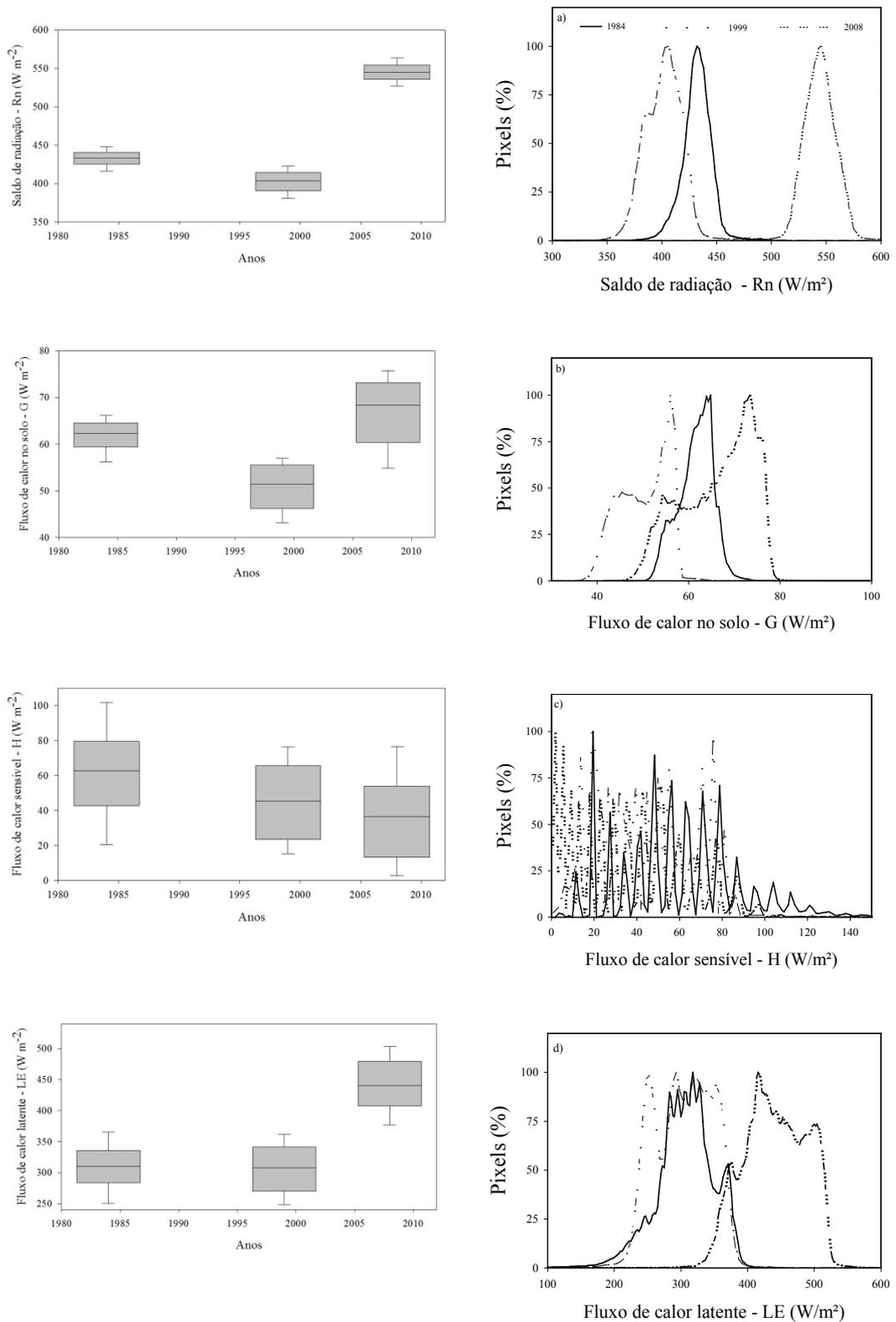


Figura 21: Histogramas dos mapas do fluxo de calor no solo (a), fluxo calor latente (b), fluxo de calor sensível (c) e saldo de radiação (d) de todo período analisado.

Rn_{24h} apresentou um mínimo de 60 e máximo de 200 $W m^{-2}$ na RPPN, variando conforme as diferentes classes de cobertura de solo (FIGURA 23). A distribuição dos valores dos pixels de Rn_{24h} concentrou entre, 80 e 100 W/m^2 nos períodos anterior e recém-posterior a criação da reserva, e 110 a 130 Wm^{-2} no período posterior a criação (FIGURA 22).

Em todo período analisado, Rn_{24h} apresentou uma variação nas áreas de Cambará de, 93,8 $W m^{-2}$ a 124,5 $W m^{-2}$, nos Campos de Murundus, de 91,3 $W m^{-2}$ a 121,3 $W m^{-2}$ nas áreas de Pastagem, de 83,6 $W m^{-2}$ a 117,2 $W m^{-2}$, nas áreas de Solos Exposto, e de 86,3 $W m^{-2}$ a 128,6 $W m^{-2}$ (FIGURA 23).

Analogamente ao Rn , os maiores valores do saldo de radiação diário (Rn_{24h}) foram obtidos no período posterior a criação da reserva, enquanto menores no período recém-posterior a criação (FIGURAS 22 e 24). Do período anterior a o posterior à criação, Rn_{24h} apresentou um aumento de aproximadamente 28,5 Wm^{-2} . Nos períodos anterior e recém-posterior à criação da reserva as médias de Rn_{24h} não ultrapassaram 95 Wm^{-2} , e no período posterior a criação ultrapassa 120 Wm^{-2} (FIGURA 22).

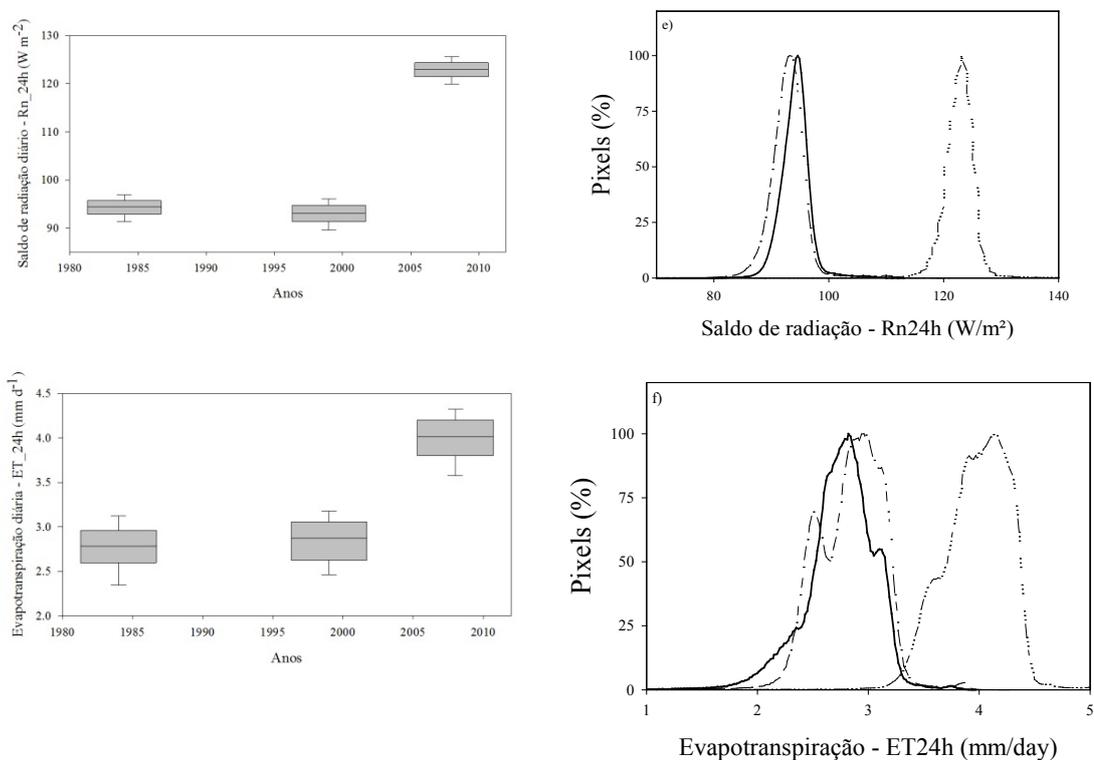


Figura 22: Histogramas das cartas do saldo de radiação diário (e) e evapotranspiração diária (f) de todo período analisado.

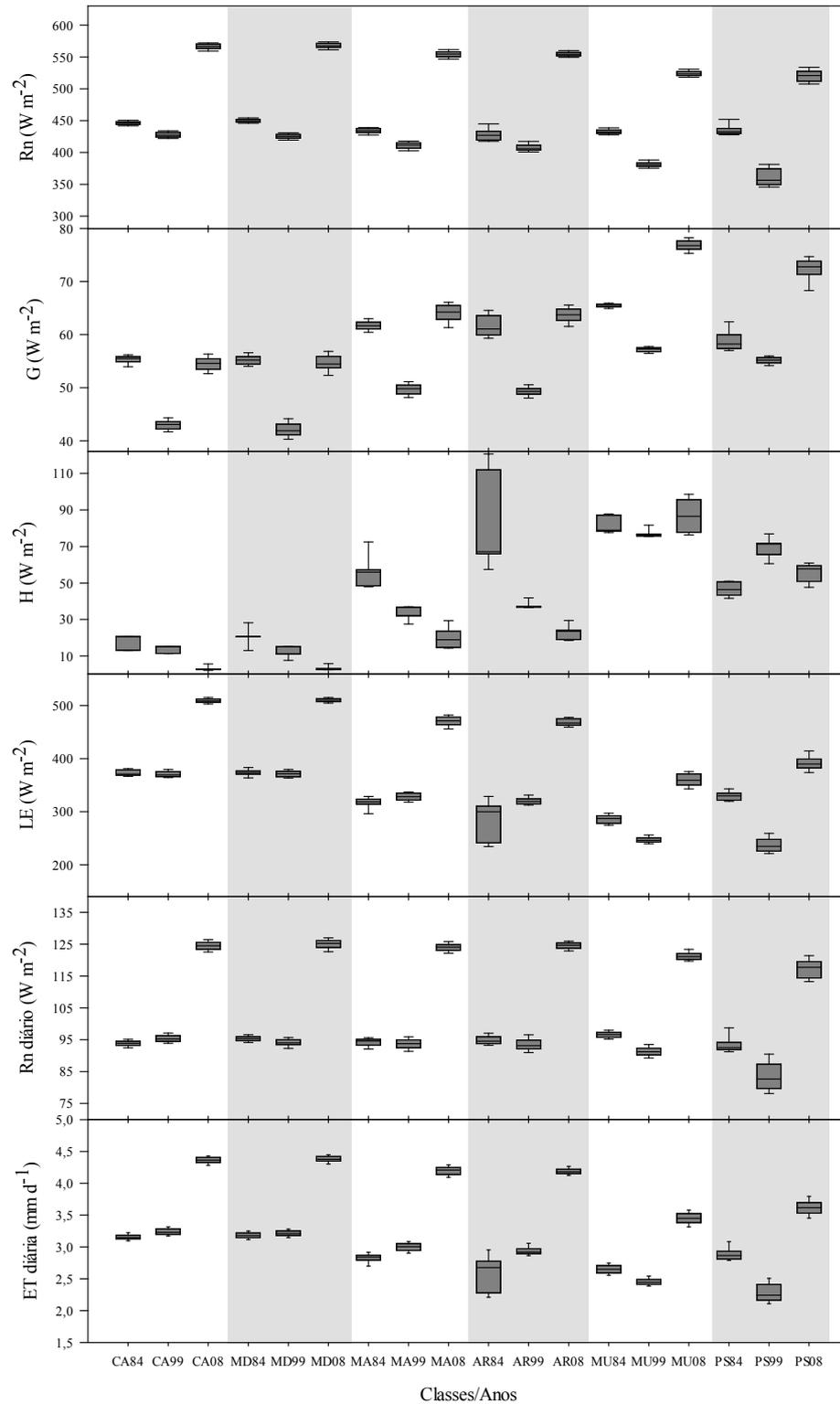


Figura 23: Saldo de radiação instantâneo (Rn) (momento de passagem do satélite), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE), saldo de radiação diário (Rn24h) e evapotranspiração diária (ET24h) nas diferentes classes e anos da cobertura do solo na RPPN.

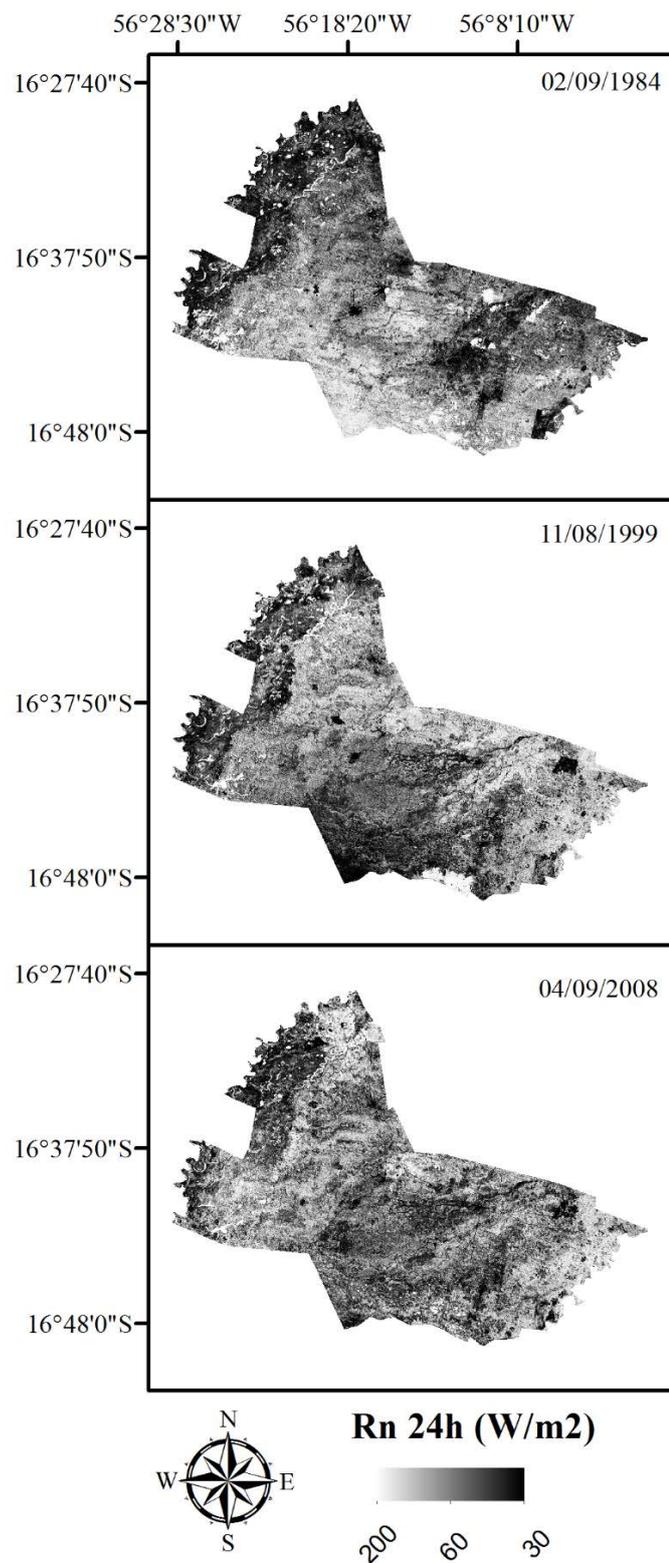


Figura 24: Mapas do Saldo de radiação diário (Rn24h) para região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.

Os maiores valores de fluxo de calor no solo (G) foram encontrados no período posterior à criação da RPPN. Do período recém-posterior ao posterior à criação da reserva, G apresentou um aumento de aproximadamente $15,6 \text{ W m}^{-2}$. Com médias de $62,2 \text{ W m}^{-2}$ no período anterior à criação, $51,5 \text{ W m}^{-2}$ no período recém-posterior à criação, e $67,1 \text{ W m}^{-2}$ no período posterior à criação (FIGURA 21). Para cada imagem estudada, a distribuição de pixels apresentou uma específica assinatura espectral em G, no período recém-posterior à criação essa distribuição apresentou uma faixa de aproximadamente 38 a 60 W m^{-2} , enquanto que no período posterior à criação, essa faixa foi de 50 a 80 W m^{-2} (FIGURA 21).

O fluxo de calor no solo apresentou variações entre as diferentes classes, onde os maiores valores são encontrados nas classes menos vegetadas (Campos de Murundus, Pastagem e Solo Exposto) e menores nas mais vegetadas (FIGURA 23). Em todas as cartas de G seus valores variaram de 30 W m^{-2} a 100 W m^{-2} , em todas as classes (FIGURA 25). Na área de floresta monodominante de Cambará essa variação foi de $42,9 \text{ W m}^{-2}$ a $54,5 \text{ W m}^{-2}$, nos Campos de Murundus variou entre $57,2 \text{ W m}^{-2}$ e $76,8 \text{ W m}^{-2}$, nas Pastagens variou de $55,2 \text{ W m}^{-2}$ a $72,2 \text{ W m}^{-2}$, enquanto que nas áreas de Solos Expostos variou de $57,3 \text{ W m}^{-2}$ a $68,9 \text{ W m}^{-2}$ para todos os períodos (FIGURA 23). Maiores variações de G nas áreas menos vegetadas indicam que nestas classes houve maior liberação de energia das camadas inferiores do solo para a superfície, enquanto que nas áreas mais vegetadas, onde G foi menor, a transmissão de calor da superfície para as camadas inferiores foi maior que a liberação de calor.

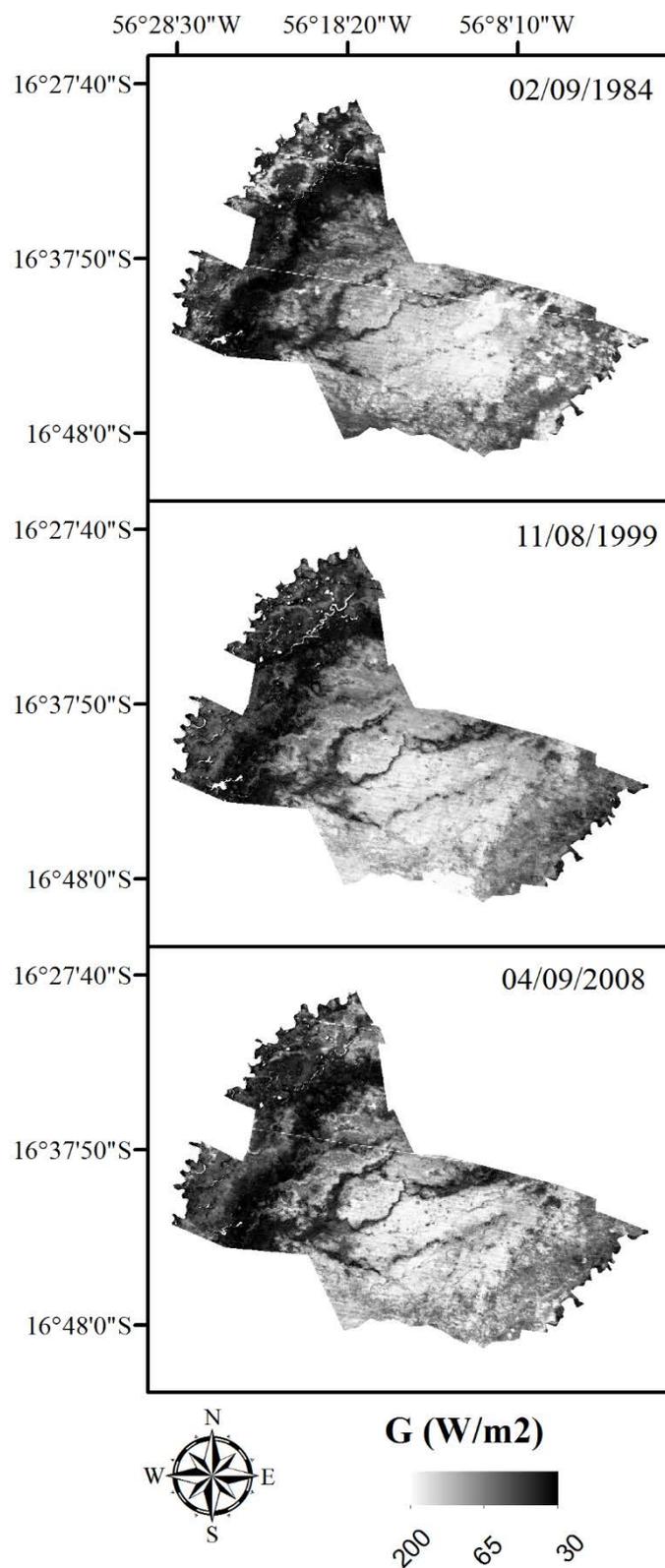


Figura 25: Mapas do fluxo de calor no solo (G) para região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.

O fluxo de calor latente (LE) dentre todos os componentes do BE na RPPN, foi o que apresentou maior acréscimo do período anterior ao posterior à criação da reserva, de $133,4 \text{ W m}^{-2}$ (FIGURA 21). Nos períodos anterior e recém-posterior à criação à distribuição de frequência dos pixels permearam valores de 200 W m^{-2} a 400 W m^{-2} , suas médias não ultrapassaram 308 W m^{-2} , ao passo que no período posterior a criação essa média foi de $440,6 \text{ W m}^{-2}$, com valores de pixels na faixa de 300 W m^{-2} a 550 W m^{-2} (FIGURA 21).

Os mapas gerados de LE apresentaram valores que variaram de 100 W m^{-2} a 750 W m^{-2} (FIGURA 26). Importante demonstrar que LE foi superior ao H durante todo período analisado (FIGURA 21). Um fator importante que elucidou este fato é a quantidade de água disponível no solo, o que possibilita que maior parte desta energia seja utilizada na evapotranspiração, e uma menor parte, ao aquecimento do ar (ANDRADE et al., 2009).

Nas áreas mais vegetadas com ênfase na floresta de monodominância de cambará, LE foi superior às demais classes, decrescendo para as classes menos vegetadas (FIGURA 23). LE na área de Cambará variou de $371,2 \text{ W m}^{-2}$ a $508,9 \text{ W m}^{-2}$, nos Campos de Murundus variou de $247,1 \text{ W m}^{-2}$ a $360,4 \text{ W m}^{-2}$, em áreas de Pastagem, de $236,9 \text{ W m}^{-2}$ a $391,9 \text{ W m}^{-2}$, e nas áreas de Solos Expostos, de $213,3 \text{ W m}^{-2}$ a $482,0 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente, para todo período analisado (FIGURA 23). Estudos comparativos do balanço de energia em florestas e pastagens demonstram que o LE apresenta maiores valores em áreas mais vegetadas e menores em áreas de vegetação rasteira, como pastagens. As maiores taxas de LE no bioma Pantanal é reflexo da maior disponibilidade de água no solo, em função do regime de inundação e precipitação (PRIANTE FILHO et al., 2004; BIUDES et al., 2009; ANDRADE et al., 2012).

O LE apresentou um aumento dentre todo período analisado, ultrapassando 140 W m^{-2} , nas classes mais vegetadas é evidente este aumento e pouca variação em torno da mediana (FIGURA 23). Nas classes menos vegetadas a variação entre as estações é fortemente relacionada à inundação, onde há menores altitudes na RPPN (FIGURA 10). Resultados encontrados por Valeriano e Abdon (2007) no Pantanal demonstraram que vegetação gramíneo-lenhosa ocupam planícies baixas, lugares que permanecem mais tempo inundados (FIGURA 10).

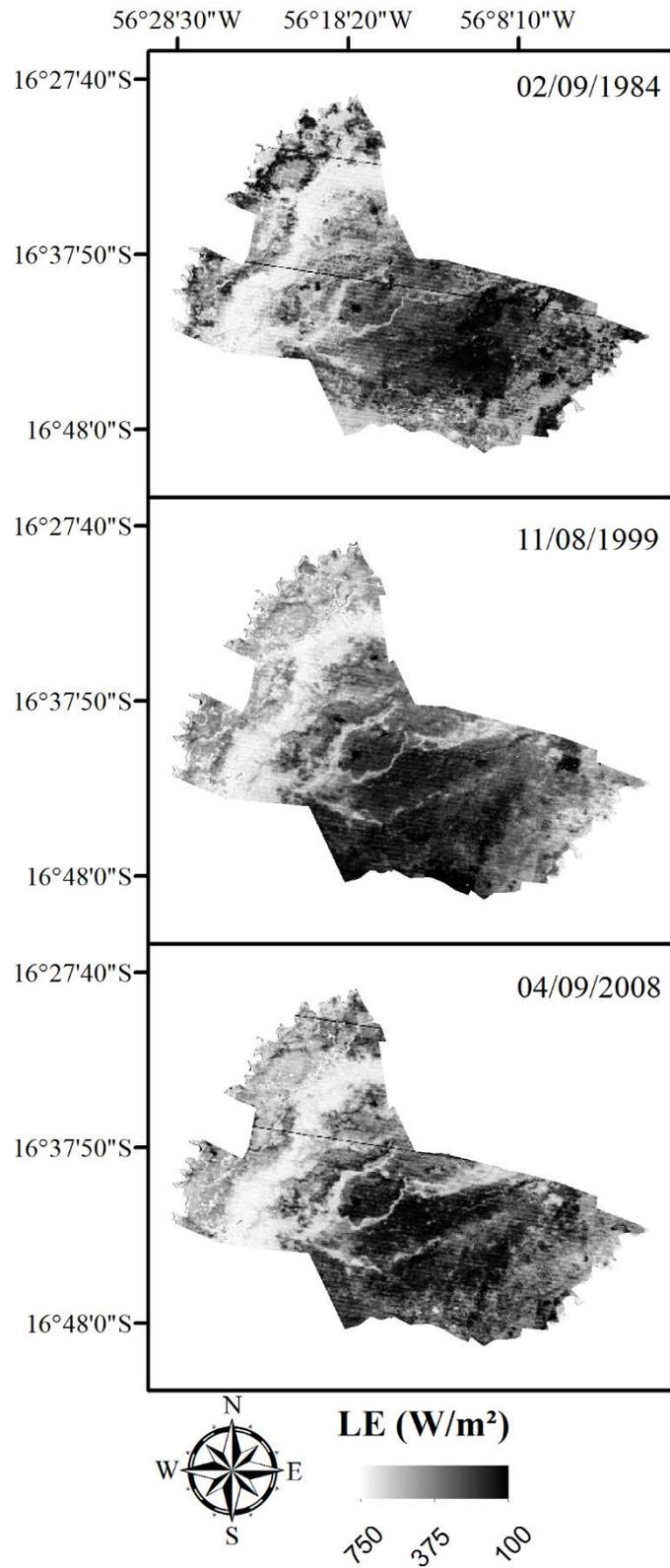


Figura 26: Mapas do fluxo de calor latente (LE) instantâneo para região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.

Inverso dos demais componentes do BE e análogo à temperatura da superfície e albedo, o fluxo de calor sensível (H) apresentou uma diminuição ao longo de todo o período estudado, qual seja, um decréscimo de aproximadamente 26 W m^{-2} , onde os maiores valores de H foram encontrados no período anterior à criação da reserva (FIGURA 21). No período anterior a criação, sua média foi de $63,0 \text{ W m}^{-2}$, no período recém-posterior à criação de $45,8 \text{ W m}^{-2}$, enquanto que no período posterior a criação, foi de $37,6 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente (FIGURA 21).

H apresentou uma variação de 0 a 210 W m^{-2} na RPPN (FIGURA 27). Constatou-se que a distribuição do número de pixels de H ultrapassa 100 W m^{-2} (FIGURA 21). Observa-se, também, que nas classes mais vegetadas H, com destaque na classe Cambará, apresentou as menores médias ao longo de todo período analisado, com menor variação em torno da mediana (FIGURA 23).

Dentre todo período analisado as diferentes classificações de cobertura de solo influenciaram nas estimativas de H. Na área de Cambará, H variou de $2,6 \text{ W m}^{-2}$ a $20,6 \text{ W m}^{-2}$; nos Campos de Murundus, de $76,2 \text{ W m}^{-2}$ a $79,1 \text{ W m}^{-2}$; nas áreas de Pastagens, de $46,1 \text{ W m}^{-2}$ a $69,3 \text{ W m}^{-2}$, e nas áreas de Solos Expostos, de $15,8 \text{ W m}^{-2}$ a $93,3 \text{ W m}^{-2}$ (FIGURA 23). Os menores valores de H constatados no cambarazal possivelmente estão relacionados ao efeito liberador do armazenamento de energia da vegetação, o qual age no sentido de manter a baixa troca de calor entre a vegetação e a atmosfera durante todo ano (GALVÃO & FISCH, 2000; BIUDES et al., 2009).

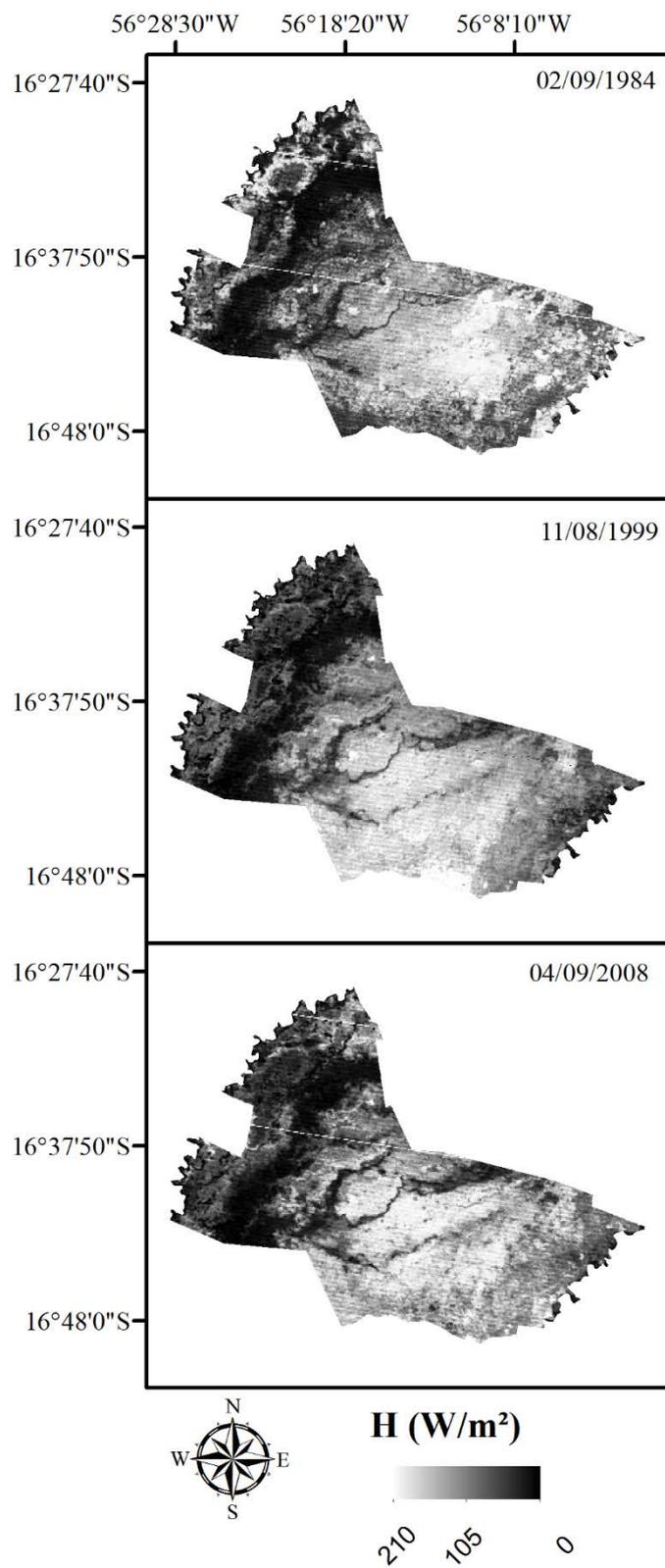


Figura 27: Mapas do fluxo de calor sensível (H) para região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.

A evapotranspiração diária (ET_{24h}) apresentou um aumento de aproximadamente $1,2 \text{ mm dia}^{-1}$ ao longo de todos os anos estudados na reserva (FIGURA 22). Os maiores valores de ET_{24h} foram encontrados no período posterior à criação da reserva, enquanto que os menores no período anterior à criação (FIGURA 22). No período anterior à criação a média da ET_{24h} foi de $2,7 \text{ mm dia}^{-1}$, no período recém-posterior a criação, de $2,8 \text{ mm dia}^{-1}$, e no período posterior a criação, apresentou uma média de $4,0 \text{ mm dia}^{-1}$ (FIGURA 22).

A ET_{24h} mudou conforme os diferentes tipos de classificação da cobertura do solo, apresentando um mínimo de 0 a um máximo de 6 mm dia^{-1} (FIGURA 28). Durante os períodos anterior e recém-posterior à criação a distribuição valores de ET_{24h} dos pixels concentraram-se em torno de $1,8$ a $3,6 \text{ mm dia}^{-1}$, enquanto que no período posterior a criação há um aumento dessa faixa para $3,0$ a $4,7 \text{ mm dia}^{-1}$ (FIGURA 22).

Não diferente de LE, ET_{24h} apresentou os maiores valores nas classes mais vegetadas (cambarazal e mata densa, em especial) atuando nas classes menos vegetadas (FIGURA 23). Além do LE a ET_{24h} acompanhou os padrões de NDVI, ou seja, valores altos do índice de vegetação estão associados a altos valores de ET_{24h} . Nas áreas menos vegetadas, a baixa ET_{24h} está associada a regiões com baixos valores de NDVI (FIGURA 13 e 23).

ET_{24h} variou de $3,1$ a $4,4 \text{ mm dia}^{-1}$, na área de Cambará, de $2,5$ a $3,4 \text{ mm dia}^{-1}$, nos Campos de murundus, de $2,3$ a $3,6 \text{ mm dia}^{-1}$, nas áreas de Pastagem, e de $2,1$ a $4,4 \text{ mm dia}^{-1}$, nas áreas de Solos Exposto, respectivamente (FIGURA 23).

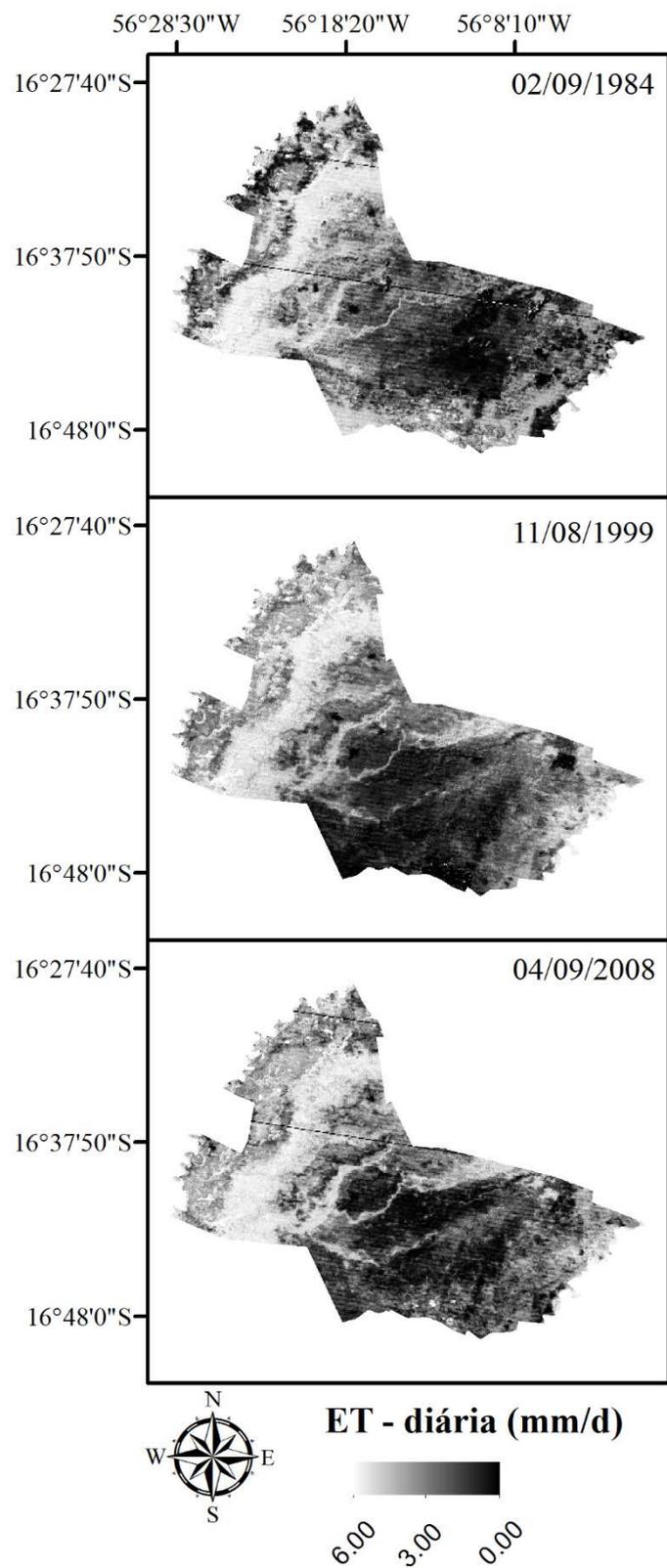


Figura 28: Mapas da evapotranspiração diária (ET_{24h}) para região da RPPN dos anos de 1984, 1999 e 2008.

A capacidade de extrair água de regiões mais profundas do solo pela transpiração e por ser capaz de capturar maior fração da precipitação e retê-la antes de ocorrer a infiltração e o escoamento superficial, áreas com vegetação arbórea apresenta maior evaporação que solo exposto ou vegetação rasteira (BIUDES et al., 2012). Ademais, a alta rugosidade aerodinâmica da floresta pode proporcionar maior troca de água entre a superfície e a atmosfera pelo aumento da turbulência (BETTS et al., 2008).

Andrade et al. (2012), utilizando o algoritmo SEBAL para estimativa dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração no bioma Pantanal com base nos produtos MOD09GA e MOD11A1 do sensor MODIS a bordo do satélite TERRA no ano de 2002, obtiveram maiores valores de fluxo de calor sensível (H) para regiões de pastagem e menores para classes de corpos d'água. O saldo de radiação diário (R_{n24h}) apresentou maiores valores na classe água ($132 \pm 16 \text{ W m}^{-2}$), em áreas úmidas e alagadas, em consequência do baixo albedo e temperatura da superfície, enquanto que nas áreas de atividade agropecuária apresentou um valor médio de 80 W m^{-2} . Para as áreas de pastagem e atividades antrópicas Andrade et al. (2012) encontraram valores médios de evapotranspiração diária (ET_{24h}) de 1,3 e 1,9 mm dia^{-1} . Em regiões de corpos d'água valores médios acima de 3,0 mm dia^{-1} (4,0 a 5,5), em áreas de cerrado, valores médios de 2,4 mm dia^{-1} , e valores baixos em regiões de solo exposto, 0,9 e 3,0 mm dia^{-1} . Esses resultados concordam com os obtidos neste estudo.

4.5. PARTICIONAMENTO DA ENERGIA DISPONÍVEL

Em geral, a maior porcentagem do saldo de radiação (R_n) foi destinado à densidade de fluxo de calor latente (LE), 71,0, 76,0 e 80,0%, que à densidade do fluxo de calor no solo (G), 14,4, 12,8 e 12,3%, e à densidade do fluxo de calor sensível (H), 14,7, 11,6 e 7,0%, em toda reserva, respectivamente, durante todo o período de estudo, nos períodos anterior, recém-posterior e posterior a criação da reserva (FIGURA 29).

Esses resultados mostram que a maior parte de R_n foi destinada a evapotranspiração e estão de acordo com Biudes et al. (2009) e Sanches et al. (2011), que evidenciaram a mesma proporção, 80%, da energia disponível na floresta dominante de Cambará no Pantanal é oriunda de LE.

No período anterior à criação, a fração de R_n em G foi de aproximadamente

14,2%, e enquanto que no período posterior à criação foi 12,5% (FIGURA 29). A diminuição da relação G/R_n ocorreu devido ao incremento da vegetação ao longo dos anos (FIGURA 12). Esse período de obtenção das imagens, estação seca, há menor presença de lâminas de água no Pantanal, o que aumenta a transferência de calor da atmosfera para o solo.

Comportamento semelhante ao longo de todo período analisado é encontrado na fração de R_n destinada ao fluxo de calor sensível (H). No período anterior à criação, a fração de R_n em H foi aproximadamente 14,8%, enquanto que no período posterior à criação foi 6% (FIGURA 29). Tal atenuação é análoga a fração de R_n em G na reserva, a menor quantidade de vegetação no período anterior à criação da RPPN (FIGURA 12) e a estação seca no Pantanal propiciou neste ano maior transferência de calor entre a superfície e a atmosfera, de forma que nos períodos subsequentes (recém-posterior e posterior à criação da reserva) há uma maior quantidade de áreas verdes na RPPN, e assim maior depósito de água no solo, o que ocasionou a diminuição da energia utilizada ao aquecimento do ar, concordando com o trabalho de Biudes et al. (2009) no mesmo bioma e discordando dos trabalhos como Bastable et al. (1993) e Priante Filho et al. (2004) em floresta Amazônica e transição Amazônica-Cerrado, respectivamente, os quais verificaram aumento de H na estação seca.

Diferentemente das frações de R_n em G e R_n em H, a fração de R_n destinada ao fluxo de calor latente (LE) apresentou um incremento de aproximadamente 10%, durante todo período estudado (FIGURA 27). Este acréscimo está ligado intimamente ao aumento da umidade do solo, aumento da temperatura (FIGURA 6) e maior acumulo de precipitação (FIGURA 4) nos períodos anterior a recém-posterior à criação da RPPN.

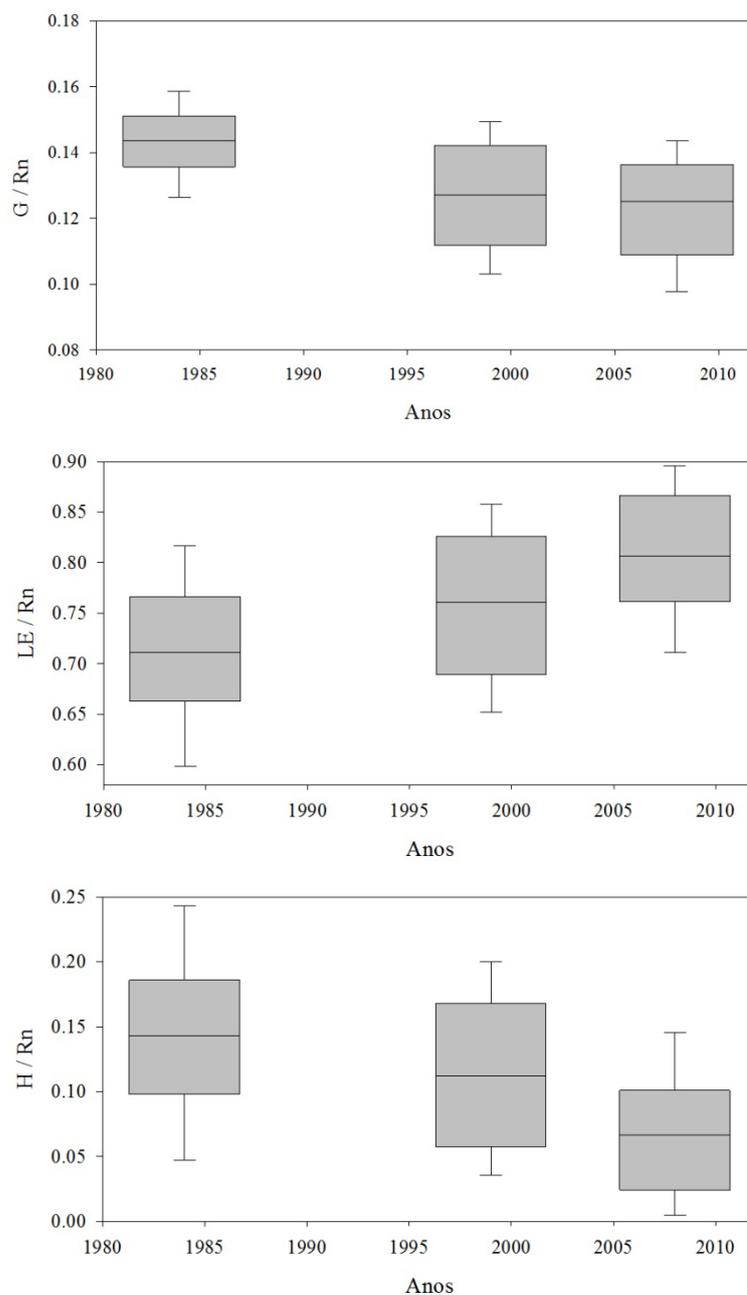


Figura 29: Frações dos componentes do balanço de energia de toda reserva RPPN nos diferentes períodos analisados.

As frações de Rn destinadas ao fluxo de calor no solo (G/Rn) e sensível (H/Rn) foram menores nas classes mais vegetadas (cambarazal, mata densa e mata aberta), enquanto que nas áreas menos vegetadas apresentaram maiores medianas (FIGURA 30). Este resultado era esperado, visto que a pouca vegetação e maior exposição da superfície nas áreas de pastagem e solo exposto utilizam maior parte da energia para aquecimento do solo e aquecimento do ar.

Já a partição da energia disponível em fluxo de calor latente (LE/Rn) foi maior nas áreas mais vegetadas, atenuando a áreas menos vegetadas (FIGURA 30).

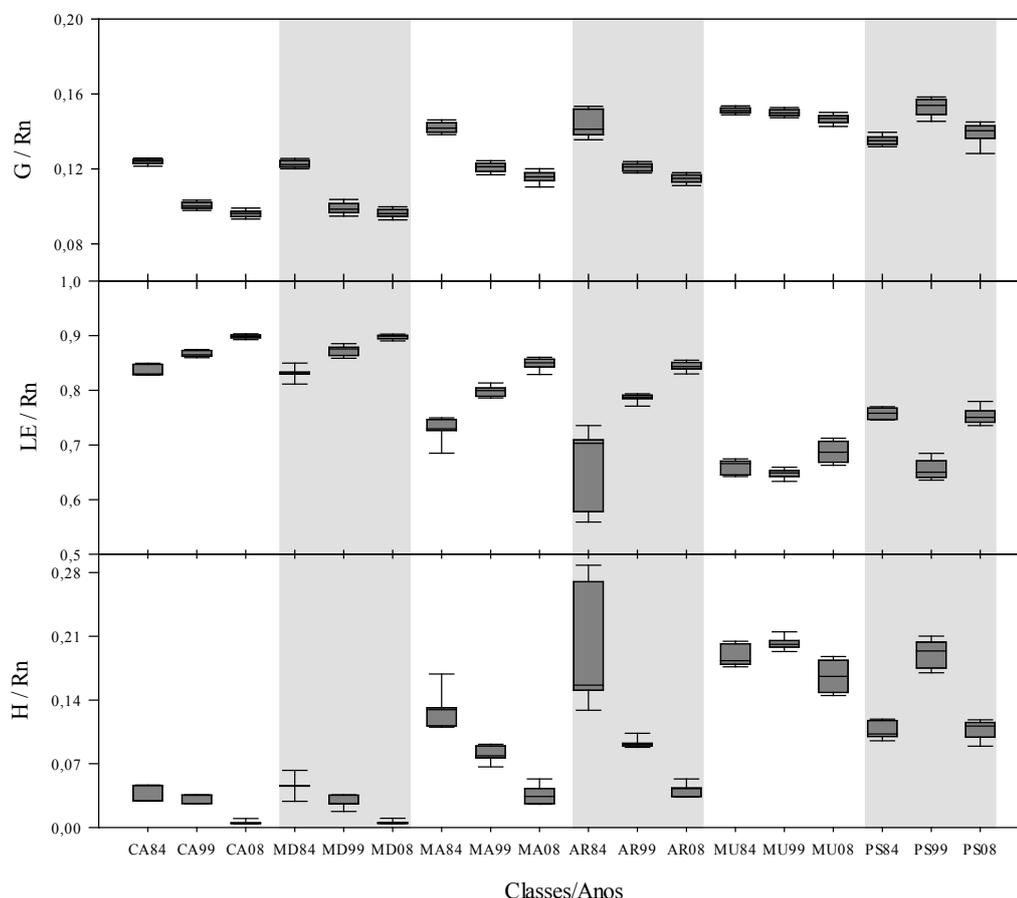


Figura 30: Frações do saldo de radiação (Rn) no fluxo de calor no solo (G/Rn), fluxo de calor latente (LE/Rn) e no fluxo de calor sensível (H/Rn) nas diferentes classes e anos da cobertura do solo na RPPN.

4.6. VALIDAÇÃO DO SEBAL

Os componentes do BE medidos no momento de passagem do satélite Landsat-5 e diários foram comparados em contraste com aqueles estimados pelo algoritmo SEBAL (FIGURAS 31 e 32). Todos os componentes do BE estimados pelo SEBAL apresentaram correlações superiores a 0,91 e índice de concordância de Willmott (1985) acima de 0,98, com exceção do fluxo de calor no solo (TABELA 5), indicando precisa concordância com as medições dos componentes do BE.

Dentre todas as estimativas a ET diária foi que apresentou os menores erros, próximos a zero, e correlação superior a 0,96, demonstrando alto desempenho do algoritmo SEBAL em estimar a evapotranspiração para o bioma Pantanal (TABELA 5). Dentre os algoritmos de sensoriamento remoto utilizados e estudos do particionamento de energia no sistema solo-planta-atmosfera o SEBAL - Surface Energy Balance Algorithm for Land tem demonstrado grande precisão na estimativa da ET (BASTIAANSSEN et al., 1998; BASTIAANSSEN, 2000; GLENN et al., 2007; KALMA et al., 2008; ALLEN et al., 2011; SILVA et al., 2012).

O G estimado demonstrou erros superiores a 20 Wm^{-2} (TABELA 5), em relação ao G medido. O método proposto por Bastiaanssen (1995) superestimou e m aproximadamente 30% o medido em todo o período analisado (FIGURA 29). A diferença entre a medida e a estimativa do G indica a necessidade de parametrização de um modelo para a região estudada, visto que o modelo de Bastiaanssen (1995) foi formulado com base em medições de campo em diferentes tipos de *Sebkha* (termo árabe para designar terreno salgado) coletados durante o verão e outono de 1988 e 1989, na Depressão Qattara, Western Desert do Egito (BASTIAANSSEN, 1998).

Embora apresente diferenças nas estimativas de G, o modelo em pírico de Bastiaanssen (1995) é o mais utilizado (BURBA et al., 1999; MA et al., 2001; PAYERO et al., 2001; TASUMI, 2003, ALLEN et al., 2007; RUHOFF, 2011 e DANELICHEN, 2014), visto que é o único modelo que apresenta variáveis físicas, tal como a temperatura da superfície, albedo, o índice de vegetação de diferença normalizada e o saldo de radiação ou energia líquida disponível.

A variação da relação G/Rn está relacionada com a configuração do sistema solo-planta local, variando em função do tipo de solo e da quantidade de água no solo (BEZERRA et al., 2008), do tipo de cobertura (ALLEN et al., 2005; SANTOS et al., 2010) e do microclima local (ALLEN et al., 2007). Geralmente, G representa em média 5% do Rn em regiões de floresta e entre 20 e 40% em regiões com superfície parcialmente coberta (KUSTAS et al., 2000). Devido à magnitude de variação de G e ser um termo de difícil avaliação, este componente requer atenção (PAYERO et al., 2005; SILVA et al., 2010).

Estudos recentes mostram grande acurácia na estimativa de Rn por meio do SEBAL em diferentes superfícies. Ruhoff et al. (2012), utilizando imagens do MODIS

para estimar os componentes do balanço de energia em um ecossistema de savana e plantação de cana de açúcar, obtiveram correlações acima de 0,85 para R_n medido e estimado pelo SEBAL. Gusmão et al. (2012), utilizando imagens do Landsat 5 para estimar R_n na ilha do Bananal localizada no estado de Tocantins – Brasil, obtiveram erros inferiores a 5% em relação aos dados medido pelo saldo radiômetro.

O fluxo de calor sensível é considerado o componente do balanço de energia de maior dificuldade de cômputo nos algoritmos que estimam os fluxos entre a biosfera e atmosfera, visto que sua estimativa depende do processo iterativo e estabilização da resistência aerodinâmica, e essa iteração está relacionada diretamente nas escolhas dos pixels “âncoras” (quente e frio ou seco e úmido). De forma que trabalhos posteriores à formulação do SEBAL vêm apresentando diferentes propostas de escolhas desses pixels, por é m es ta es colha é i ntrínseca a cad a r egião a s er es tudada (BASTIAANSSEN, 1998; ALLEN et al., 2011; MENDONÇA et al., 2012; RUHOFF et al., 2012).

No q ue s e refere ao Pantanal, es sa es colha ai nda é m ais d ificultosa, principalmente na estação chuvosa quando o regime de inundações encobre grande parte d a s upe r fície (BIUDES, 2009) . N este t rabalho, o núm ero de i terações pa ra estabilização da resistência aerodinâmica de todas as imagens obtidas foi em média de oito iterações, até at ingir erros próximos a z ero. Isso concorda com os números de iterações encontradas p or M endonça et a l. (2012), s eguindo r ecomendações de Bastiaanssen et al. (1998).

Este fato pode ser explicado com base na banda termal (banda 6) do satélite Landsat – 5, que apresentam resolução espacial de 120 m, além de que a estimativa de H por m eio da e quação e mpirica de Monteith (1973) l eva em c onsideração a temperatura da superfície. No entanto, a temperatura utilizada nesta equação em todos os a lgoritmos de ba lanço de e nergia qu e ut ilizam da dos de s ensores o r bitais, s em exceção, formulados até o momento (SEBAL, TSM, SEBI, SEBS, aproximação Beta – β , METRIC, SSEB e SEBTA), utilizam a *temperatura radiométrica* como sendo a temperatura da superfície (ZHAN et al., 1996; ZIBOGNON & SULEIMAN, 2002). A temperatura radiométrica é conhecida por depender do ângulo de visão de cada sensor orbital e pode não relacionar com a temperatura da superfície, que é dependente dos fluxos turbulentos por meio do dos sel e di nâmica da biosfera (ZHAN et al., 1996;

ZIBOGNON & SULEIMAN, 2002). A temperatura dependente do fluxo turbulento é comumente referida à *temperatura aerodinâmica da superfície*, sendo assim a precisa temperatura da superfície está mal definida, e em consequência as estimativas de H por sensoriamento remoto são problemáticas (ZIBOGNON & SULEIMAN, 2002).

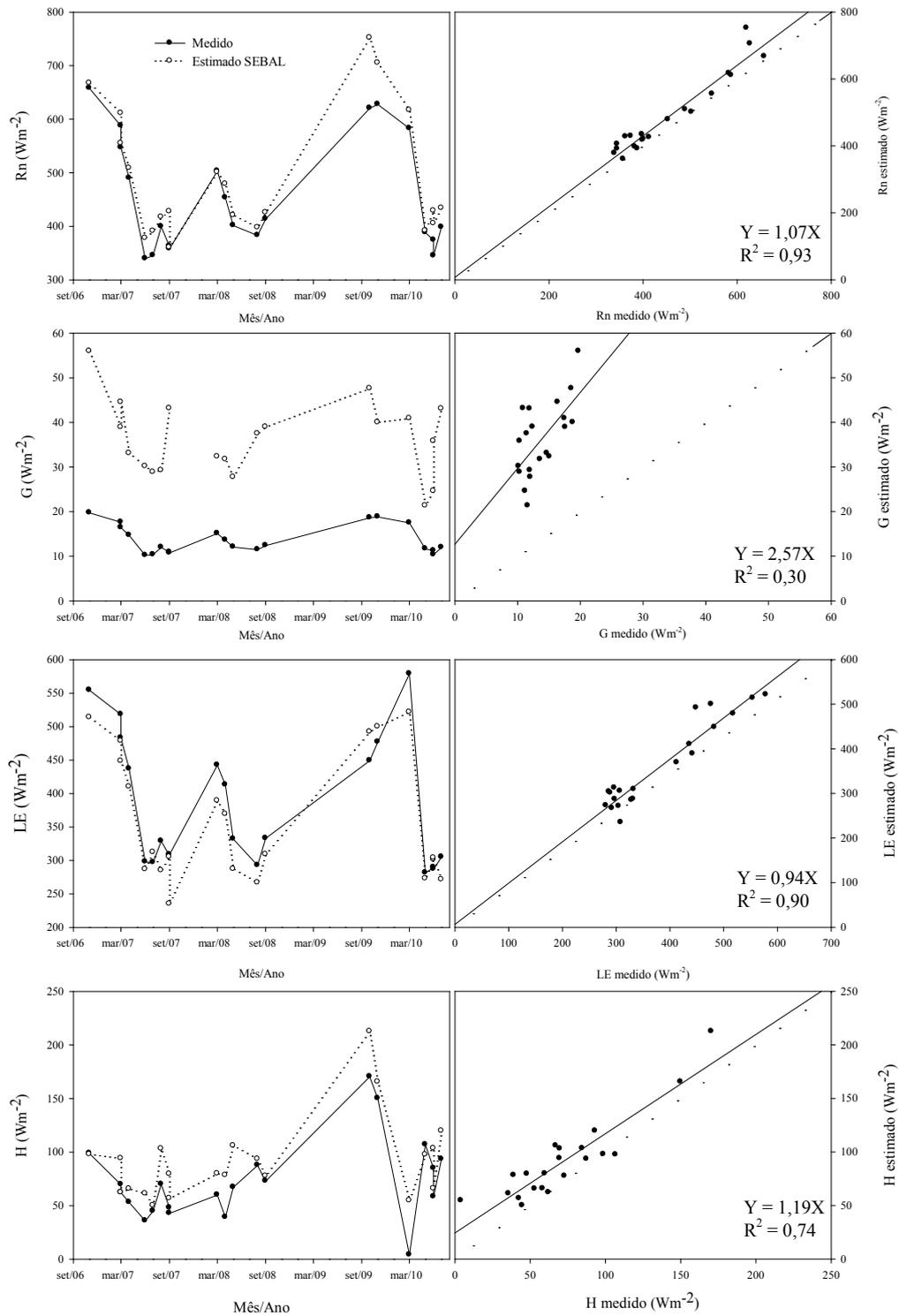


Figura 31: componentes do BE medido e estimados na torre no Cambarazal.

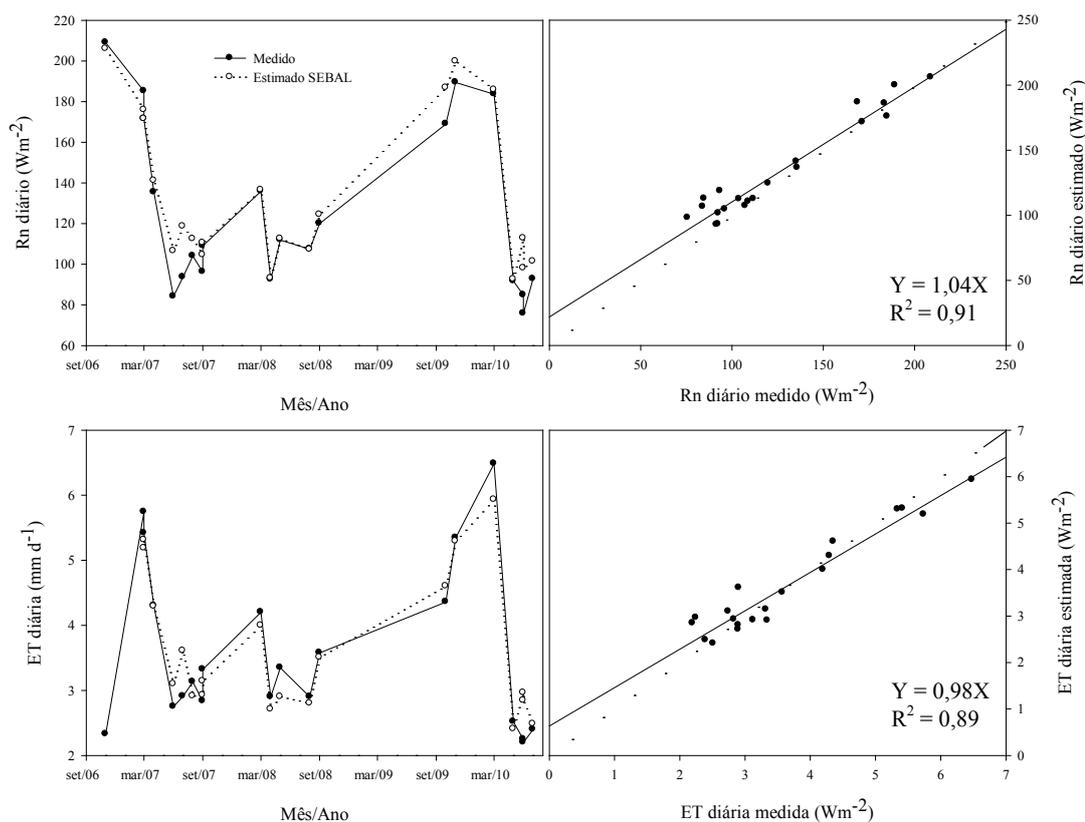


Figura 32: Saldo de radiação e evapotranspiração diários medidos e estimados na torre de Cambarazal.

Tabela 5: Erro médio absoluto – EMA ($W m^{-2}$), raiz do erro médio quadrático - EMQ ($W m^{-2}$), índice de Willmot – d e correlação de Pearson – r das variáveis do cômputo de balanço de energia e evapotranspiração estimados pelo SEBAL.

	Rn ($W m^{-2}$)	Rn _{24h} ($W m^{-2}$)	G ($W m^{-2}$)	LE ($W m^{-2}$)	H ($W m^{-2}$)	ET _{24h} (mm)
EMA	32,87	7,35	20,82	21,77	19,18	0,11
EMQ	45,05	12,32	22,92	36,72	24,77	0,62
d	1,00	1,00	0,79	1,00	0,98	0,99
r	0,96	0,97	0,65	0,95	0,91	0,96

5. CONCLUSÃO

De todo o período analisado, a normal pluviométrica foi de 1357,7 mm, o maior acúmulo pluviométrico se deu no ano de 1999, ano de ocorrência de El Niño, e menor no ano de 2008, ano de ocorrência de La Niña. A temperatura do ar e umidade relativa apresentaram normais de 26,80 °C e 68,50 %.

As classificações da cobertura da superfície realizada na RPPN demonstraram que desde a inserção da reserva as classes mais vegetadas apresentaram um aumento, enquanto que as áreas menos vegetadas, pastagem e solo exposto diminuíram.

Com relação às características geomorfológicas da RPPN, os dados do SRTM mostraram que as classes pouco vegetadas ocupam planícies baixas, enquanto que a vegetação arbórea, com destaque a classe cambarazal, ocupa as regiões mais altas.

Resultados obtidos neste trabalho demonstram um aumento dos índices de vegetação, dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração diária, bem como a diminuição do albedo, temperatura da superfície e fluxo de calor sensível ao longo de todo período estudado, visto que é afetado pelas diferentes coberturas da superfície, o que indica que sua biomassa se desenvolveu após a criação e ampliação da RPPN constatando o processo de conservação do bioma Pantanal na reserva RPPN.

Em geral, a maior porcentagem de energia disponível destinou à densidade de fluxo de calor latente, 71,0, 76,0 e 80,0%, que à densidade do fluxo de calor no solo, 14,41, 12,82 e 12,33%, e a densidade do fluxo de calor sensível, 14,77, 11,62 e 7,01%, em toda reserva, respectivamente, durante todo o período de estudo; período anterior a criação, recém-posterior a criação e posterior a criação da RPPN.

O algoritmo SEBAL demonstrou a alta performance nas estimativas dos componentes do balanço de energia, na evapotranspiração e no saldo de radiação diário na RPPN, concordando com as aferições em campo e estudos realizados no mesmo bioma.

Observou-se, também, subestimativas nas estimativas do fluxo de calor no solo, o que leva a sugerir-se nova parametrização/calibração desse modelo para o Pantanal.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADAMI, M. ; F REITAS, R .M.; P ADOVANI, C.R.; S HIMABUKURO, Y.E.; MOREIRA, M. A. Estudo da dinâmica espaço-temporal do bioma Pantanal por meio de imagens MODIS. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.43, p.1371-1378, 2008.

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

ALLEN, R . G . A ssuming i ntegrity o f w eather da ta f or us e i n r eference evapotranspiration e stimation. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.122, n.2, p.97-106, 1996.

ALLEN, R .; B ASTIAANSSEN, W .; W ATERS, R .; TA SUMI, M .; TR EZZA, R . Surface energy ba lance a lgorithms f or l and (SEBAL), Idaho i mplementation - **Advanced training and user's manual**, version 1.0, p.97, 2002.

ALLEN, R.G.; T ASUMI, M.; MORSE, A.; T REZZA, R. A Landsat-based en ergy balance a nd evapotranspiration m odel i n W estern U S w ater r ights r egulation a nd planning. **Irrigation and Drainage Systems**, v.19, p.251-268, 2005.

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M., **Evapotranspiración del cultivo – Guía para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos**. (FAO Irrigation and Drainage Paper 56), Roma, 2006. 298p.

ALLEN, R.; IRMAK, A.; TREZZA, R.; HENDRICKX, J.M.H.; BASTIAANSEN, W.; KJAERGAARD, J. Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC. **Hydrological Processes**, v.25, p.4011–4027, 2011.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)-Model, **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, 133(4), 380-394, 2007a.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L.; BASTIAANSEN, W.; KRAMBER, W.; LORITE-TORRES, I.; ROBISON, C. W. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)-Applications, **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, 133(4), 395-406, 2007b.

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.

ANDRADE, R. G.; SEDIYAMA, G. C.; PAZ, A. R.; LIMA, E. P.; FACCO, A. G. Geotecnologias aplicadas à avaliação de parâmetros biofísicos do Pantanal. **Pesquisa agropecuária brasileira**, Brasília, v.47, n.9, p.1227-1234, set. 2012.

ANTUNES, M..P. Diagnóstico da área de estudo-resumo. p. 207 -227. *In: Simpósio sobre recursos naturais e sócio-econômicos do Pantanal, 1, 1984*. Corumbá, MS. Anais...Brasília, Embrapa-DDT. (EMBRAPA-CPAP. Documento, 5), 1986.

ANTONINO, A. C.D.; LIRA, C.A.B.O.; DALL'OLIO, A.; AUDRY, P.; PINTO, A.X.M. Influência do posicionamento de sondas térmicas na determinação da difusividade térmica e do fluxo de calor do solo em condições de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.21, p.165-172, 1997.

ANDRADE, N. L. R. ; AGUIAR, R. G. ; SANCHES, L. ; ALVES, E. C. R. F. ; NOGUEIRA, J. DE S. Partição do saldo de radiação em áreas de floresta amazônica e floresta de transição Amazônia-Cerrado. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, p.346-355, 2009.

ANDRADE, R. G. ; SEDIYAMA, G. C. ; PAZ, A. R. ; LIMA, E. P. ; FACCO, A. G. Geotecnologias aplicadas à avaliação de parâmetros biofísicos do Pantanal. **Pesquisa agropecuária brasileira**, Brasília, v.47, n.9, p.1227-1234, set. 2012.

ARAÚJO NETO, M. D. ; FURLEY, P. A. ; HARIDASAN, M. ; JOHNSON, C. E. The “murundus” of the “cerrado” region of Central Brazil. **Journal of Tropical Ecology**, v.2, p.17-35, 1986.

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, p.568-580, 2006.

ARIEIRA, J. ; KARSSENBERG, D. ; DE JONG, S. M. ; ADDINK, E. A. ; COUTO, E. G. ; NUNES DA CUNHA, C. & SKØIEN, J. O. Integrating field sampling, geostatistics and remote sensing to map wetland vegetation in the Pantanal, Brazil. **Biogeosciences**, v.8, p.667–686, 2011.

ARIEIRA, J. & NUNES DA CUNHA, C. 2012. Estrutura populacional do cambará (*Vochysia Divergens Pohl, Vochysiaceae*), espécie monodominante em floresta inundável no Pantanal mato-grossense. **Oecol. Aust.**, v.16, n.4, p.819-831, 2012.

ARRUDA, J. C. **Estudo do Fechamento do Balanço de Energia pelo Método de Covariância de Vórtices Turbulentos em uma Floresta de Transição em Mato Grosso**. 2011. 134 f. Tese (Doutorado em Física Ambiental) Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2011.

ASCE-EWRI. **The ASCE standardized reference evapotranspiration equation**. In: Allen R G, Walter IA, Elliot RL, et al. (eds.) Environmental and Water Resources Institute (EWRI) of the American Society of Civil Engineers, ASCE, Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Final Report, 213pp. Reston, VA: American Society of Civil Engineers (ASCE), 2005.

ATKINSON, D. M.; TREITZ, P. Modeling Biophysical Variables across an Arctic Latitudinal Gradient Using High Spatial Resolution Remote Sensing Data. **Arctic, Antarctic, and Alpine Research**, v. 45, n. 2, p. 161–178, 2013.

BARBOSA, J. P. R. A. D.; MARTINS, G. A.; FERREIRA, R. T.; PENNACCHI, J. P.; SOUZA, V. F.; SOARES, A. M. Estimativa do IAF de cafeeiro a partir do volume de folhas e arquitetura da planta. **Coffee Science**, Lavras, v. 7, n. 3, p. 267-274, 2012.

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

BASTIAANSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain**, Tese (Ph.D.), Wageningen Agricultural University, Wageningen, Netherlands, 273f, 1995.

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLANG, A. A. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation, **Journal of Hydrology**. 212-213, p.198-212, 1998a.

BASTIAANSEN, W. G. M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J. F.; ROERINK, G. F.; VAN DER WAL, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): Part 2: Validation. **Journal of hydrology** 212, 213-229, 1998b.

BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL - Based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, v.229, p.87-100, 2000.

BECERRA, J.A.B.; SHIMABUKURO, Y.E.; ALVALÁ, R.C. dos S. R elação do padrão sazonal da vegetação com a precipitação na região de Cerrado da Amazônia Legal, usando índices espectrais de vegetação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, p.125-134, 2009.

BERGEN, K. M.; GOETZ. S. J.; DUBAYAH, R. O.; G. M. HE NEBRY, C. T. HUNSAKER; M. L. IMHOFF; R. F. NELSON; G. G. PARKER; V. C. RADELOFF. Remote sensing of vegetation 3-D structure for biodiversity and habitat: Review and implications for lidar and airborne missions. **Journal of Geophysical Research – Biogeosciences**, v.114. p. 1 – 13, 2009.

BETTS, R.; SANDERSON, M.; WOODWARD, S. Effect of large-scale Amazon forest degradation on climate and air quality through fluxes of carbon dioxide, water, energy, mineral dust and isoprene. **Philosophical Transactions of The Royal Society B**, Londres, v.363, p.1873-1880, 2008.

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

BIUDES, M.S.; NOGUEIRA, J.S.; DALMAGRO, H.J.; MACHADO, N.G.; DANELICHEN, V.H.M.; SOUZA, M.C. Mudança no microclima provocada pela conversão de floresta de Cambará em pastagem no norte do Pantanal. **Revista de Ciências Agro-Ambientais**, Alta Floresta-MT, v.10, n.1, p.61 - 68, 2012.

BIUDES, M.S., MACHADO, N.G., DANELICHEN, V.H.M., SOUZA, M.C., VOURLITIS, G.L., NOGUEIRA, J.S. Ground and remote sensing-based measurements of leaf area index in a transitional forest and seasonal flooded forest in Brazil. **International Journal of Biometeorology**. v.58, n.6, p.1181–1193, 2014a.

BIUDES, M.S.; VOURLITIS, G.L.; MACHADO, N.G.; ARRUDA, P. H. Z.; NEVES, G. A. R.; LOBO, F. A.; NEALE, C. M. U.; NOGUEIRA, J. S. Patterns of energy exchange for tropical ecosystems across a climate gradient in Mato Grosso, Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, n.202, p.112–124, 2015.

BORMA, L. S .; R OCHA, H. R .; C ABRAL, O. M .; VON R ANDOW, C .; COLLICCHIO, E .; KUR ZATKOWSKI, D. ; B RUGGER, P , J.; F REITAS, H. ; TANNUS, R .; O LIVEIRA, L.; R ENNÓ, C . D .; A TARXO, P . A tmosphere and hydrological controls of the evapotranspiration over a floodplain forest in the Bananal Island region, Amazonia. **Journal of Geophysical Research**. v. 114, 2009.

BRANDÃO, L. G. ; AN TAS, P . T . Z .; OL IVEIRA, L. F . B .; P ÁDUA, M. T . J.; PEREIRA, N. C.; VALUTYK, W. W. **Plano de manejo da Reserva Particular de Patrimônio Natural SESC Pantanal**. Serviço Social do Comércio – SESC, fevereiro de 2011.

BROTZGE, J. A. e CRAWFORD, K. C. Examination of the Surface Energy Budget: A Comparison of Eddy Correlation and Bowen Ratio Measurement Systems. **Journal of Hydrometeorology**, p. 160-178, 2002.

BRUNSELL, N . A ., A NDERSON, M . C . C haracterizing t he m ulti–scale s patial structure o f r emotely s ensed evapotranspiration w ith i nformation t heory. **Biogeosciences**, v.8, p. 2269–2280, 2011.

BURBA, G.G.; VERMA, S.B.; KIM, J. Surface energy fluxes of Phragmites australis in a prairie wetland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.94, n.31-51, 1999.

CAMPOS, AL ESSANDRO T ORRES; CAMPOS, A LOÍSIO. T ORRES. B alanças energéticas a gropecuários: um a i mportante ferramenta c omo i ndicativo d e sustentabilidade de agroecossistemas. **Ciência Rural**, Santa Maria, v.34, n.6, p.1977-1985, 2004.

CASTELNOU, M. N. ; F. LORIANI, D. ; V. ARGAS, 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, 2003.

CALERA, A., GONZÁLEZ-PIQUERAS, J., MELIA, J. Monitoring barley and corn growth from remote sensing data at field scale. **International Journal of Remote Sensing**, 25, 97–109, 2004.

CAVA, D.; CONTINI, D.; DONATEO, A.; MARTANO, P. Analysis of short-term closure of the surface energy balance above short vegetation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.148, p.82-93, 2008.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures and Post-calibration Dynamic Ranges. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.41, n.11, November, 2003.

CHEHBOUNI, A.; SEEN, D. LO.; NJOKU, E.G.; MONTENY, B. Examination of the difference between radiative and aerodynamic surface temperatures over sparsely vegetated surfaces, **Remote Sensing of Environment**, v.58, p.177-186, 1996.

CHOUDHURY, B.L; IDSO, S.B.; REGINATO, R. J. Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared temperature based energy balance equation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.39, p.283-297, 1987.

CONNELL, J.H. & LOWMAN, M.D. Low-density tropical rain forests: some possible mechanism for their existence. **The American Naturalist**, v.134, p.88-119, 1989.

CORDEIRO, J. L. P. **Estrutura e heterogeneidade da paisagem de uma unidade de conservação no nordeste do Pantanal (RPPN SESC Pantanal), Mato Grosso, Brasil: efeitos sobre a distribuição e densidade de antas (*Tapirus terrestris*) e de cervos-do-pantanal (*Blastocerus dichotomus*).** Tese (Doutorado em Ecologia) - Programa de Pós-Graduação em Ecologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2004.

CORDEIRO, J. L. P.; HAS ENACK, H.; OLIVEIRA, L. F. B. **Estrutura e heterogeneidade da paisagem da estância ecológica do SESC Pantanal: evolução da paisagem na RPPN SESC/ Pantanal**. Barão de Melgaço, MT: terceiro relatório. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Biociências, Centro de Ecologia, p.37, 2002.

COUTO, E. D.; CHIG, L. A.; CUNHA, C. N.; LOUREIRO, M. F. **Estudo sobre o impacto do fogo na disponibilidade de nutrientes, no banco de sementes e na biota de solos da RPPN Sesc Pantanal**. Cuiabá, maio, 2006. Base de dados da Pesquisa Agropecuária.

CUNHA, J. E. de B. L.; RUFINO, I. A. A.; SILVA, B. B. da; CHAVES, I. de B. Dinâmica da cobertura vegetal para a Bacia de São João do Rio do Peixe, PB, utilizando-se sensoriamento remoto. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.16, p.539-548, 2012.

DANELICHEN, V. H. M.; BIUDES, M. S. Avaliação da difusividade térmica de um solo no norte do Pantanal. **Ciência e Natura**. v. 33, n.8, p.227-240, Santa Maria - RS, 2011.

DANELICHEN, V. H. M.; BIUDES, M. S.; SOUZA, M. C.; MACHADO N. G.; CURADO, L. F. A.; NOGUEIRA, J. S. Soil Thermal Diffusivity of a Gleyic Solonetz Soil Estimated by Different Methods in the Brazilian Pantanal. **Scientific Research Journal**, v.3, n.1, p.15-22, March, 2013.

DANELICHEN, V. H. M.; BIUDES, M. S.; SOUZA, M. C.; MACHADO N. G.; SILVA, B. B.; NOGUEIRA, J. S. Estimation of soil heat flux in a Neotropical Wetland region using remote sensing techniques. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.29, n.4, p.469 - 482, 2014.

DOLABELLA, A. L. L. B. The Brazilian Pantanal: An Overview. p. 37 -42. In: F. A. Swart (ed.). **The Pantanal: Understanding and preserving the world's largest wetland**. Paragon House. St. Paul, Minnesota, 2000.

DUGAS, W. A.; FRITSCHEN, L. J.; GAY, L. W.; HELD, A. A.; MATHIAS, A. D.; REICOSKY, D. C.; STEDUTO, P.; STEINER, J. L. Bowen Ratio, Eddy Correlation, and Portable Chamber Measurements of Sensible and Latent Heat Flux over Irrigated Spring Wheat. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.50, p.1-20, 1991.

EBERHARD, A. The Pantanal Today, Prospect for Tomorrow. p. 77 -91. *In*: F.A. Swart (e d.). **The Pantanal: Understanding and preserving the world's largest wetland**. Paragon House. St. Paul, Minnesota, 2000.

EMBRAPA - CNPS. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Brasília: Embrapa-SPI; Rio de Janeiro: Embrapa-Solos, p.306, 2006.

FANTIN-CRUZ, I., GIRARD, P., Z EILHOFER, P., COLLISCHONN, W. & CUNHA, C.N. Meso-scale phytophysiological units in the Northern Pantanal and their relations with geomorphology. **Biota Neotropica**, v.10, n.2, p.31-38, 2010.

FEILHAUER, H. & SCHMIDTLEIN, S. Mapping continuous fields of forest α - and β -diversity. **Applied Vegetation Science**, v.12, n.4, p.429–439, 2009.

FOKEN, T.; WIMMER, F.; MAUDER, M.; THOMAS, C.; LIEBETHAL, C. Some Aspects of the Energy Balance Closure Problem. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, p. 4395-4402, 2006.

FURLEY, P. A. Classification and distribution of mounds in the Cerrado of central Brazil. **Journal of Biogeography**, v.13, p.265-268, 1986.

GALVÃO, J.A.C.; FISCH, G. Balanço de energia em áreas de floresta e de pastagem na Amazônia (Ji-Paraná, RO). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 15, n.2, p. 25-37, 2000.

GALVÃO, L.S.; SANTOS, J.R. dos; ROBERTS, D.A.; BREUNIG, F.M.; TOOMEY, M.; MOURA, Y.M. de. On intra-annual EVI variability in the dry season of tropical forest: a case study with MODIS and hyperspectral data. **Remote Sensing of Environment**, v.115, p.2350-2359, 2011.

GAO, Z. Q.; LIU, C. S.; GAO, W.; CHANG, N. B. A coupled remote sensing and the Surface Energy Balance with Topography Algorithm (SEBTA) to estimate actual evapotranspiration over heterogeneous terrain. **Hydrology Earth System Science**, v.15, p.119–139, 2011.

GARRISON, J. D.; ADLER, G. P. Estimation of precipitable water over the United States for application to the division of solar radiation into its direct and diffuse components. **Solar Energy**, v.44, n.4, p.225-241, 1990.

GLENN, E., HUETE, A., HIRSCHBOECK, P.N.K., BROWN, P. Integrating remote sensing and ground methods to estimate evapotranspiration. **Critical Reviews in Plant Sciences**, v.26, p.139-168, 2007.

GOWDA, P. H.; SENAY, G. B.; HOWELL, T. A.; MAREK, T. H. Lysimetric Evaluation of Simplified Surface Energy Balance Approach in the Texas High Plains. **Applied Engineering in Agriculture**, v.25, n.5, p.665-669, 2009.

GOWDA, P. H.; CHAVEZ J. L.; COLAIZZI, P. D.; EVETT, S. R.; HOWELL, T. A.; TOLK, J. A. ET mapping for agricultural water management: Present status and challenges, **Irrigation Science**, v.26, n.3, p.223-237, 2008.

GURGEL, H.; HARGRAVE, J; FRANÇA, F.; HOLMES, R. M.; RICARTE, F. M.; DIAS, B. F. S.; RODRIGUES, C. G. O.; BRITO, M. C. W. **Unidades de conservação e o falso dilema entre conservação e desenvolvimento**. Boletim Regional, Urbano e Ambiental, n3, dez. 2009, pp109-120, 2009.

GUSMÃO, A. C. V. L.; SILVA, B. B. da; MONTENEGRO, S.M.G.L.; GALVÍNIO, J.D. Determinação do saldo radiativo na Ilha do Bananal, TO, com imagens orbitais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.16, n.10, p.1107-1114, 2012.

HAMILTON, S. K.; SIPPEL, S. J. & MELACK, J. M. Inundation patterns in the Pantanal wetland of South America determined from passive microwave remote sensing. **Archive für Hydrobiologie**, v.137, n.1, p.1-23, 1996.

HART, T.B.; HART, J.A. & MURPHY, P.G. Monodominant and species-rich forests of the humid tropics: causes for their co-occurrence. **The American Naturalist**, 133: 613-633, 1989.

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

HASENACK, H.; CORDEIRO, J. L. P.; HOFMANN, G.S. 2003. **O clima da RPPN SESC Pantanal**. Porto Alegre, UFRGS Centro de Ecologia. 31p. Relatório final do projeto Conhecendo o clima da RPPN SESC Pantanal. Disponível em <http://www.ecologia.ufrgs.br/labgeo/arquivos/Publicacoes/Relatorios/clima_rppn_escpantanal.pdf>. Acessado em 16/05/2013.

HUETE, A.R.; DIDAN, K.; SHIMABUKURO, Y.E.; RATANA, P.; SALESKA, S.R.; HUTYRA, L.R.; YANG, W.; NEMANI, R.R.; MYNENI, R. Amazon rainforests green-up with sunlight in dry season. **Geophysical Research Letters**, v.33, p.1-4, 2006. Doi: 10.1029/2005GL025583.

HUETE, A.; DIDAN, K.; MIURA, T.; RODRIGUEZ, E.P.; GAO, X.; FERREIRA, L.G. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. **Remote Sensing of Environment**, v.83, p.195-213, 2002.

HUETE, A.; JUSTICE, C.; LEEUWEN, W. van. MODIS vegetation index (MOD 13): algorithm theoretical basis document. Version 3. **Washington: National Aeronautics and Space Administration**, 1999. 129p.

HUETE, A. R. A soil-adjusted vegetation index (SAVI). **Remote Sensing of Environment**, v.25, p.295-309, 1988.

HUETE, A.R.; DIDAN, K.; SHIMABUKURO, Y.E.; RATANA, P.; SALESKA, S.R.; HUTYRA, L.R.; YANG, W.; NEMANI, R.R.; MYNENI, R. Amazon rainforests green-up with sunlight in dry season. **Geophysical Research Letters**, v.33, p.1-4, 2006.

HUETE, A.R.; LIU, H.Q.; BATCHILY, K.; LEEUWEN, W. van. A comparison of vegetation indices over a global set of TM images for EOS-MODIS. **Remote Sensing of Environment**, v.59, p.440-451, 1997.

HOFMANN, G. S.; HASENACK, H.; OLIVEIRA, L. F. B.; CORDEIRO, J. L. P. **O clima na Reserva Particular do Patrimônio Natural SESC Pantanal**. Serviço Social do Comércio – SESC, Rio de Janeiro, maio de 2010.

HU, S., ZHAO, C., LI, J., WANG, F., CHEN, Y. Discussion and reassessment of the method used for accepting or rejecting data observed by a Bowen ratio system. **Hydrological Processes**, v.28, n.15, p.4506-4510, 2013.

IBGE. Indicadores do Desenvolvimento Sustentável. Disponível em: http://www.sidra.ibge.gov.br/bda/pesquisas/ids/de_fault.asp?o=18&i=P. Acesso em: maio de 2011.

INPE/CPTEC. 2009. Boletins climáticos. Disponível em: <http://www.cptec.inpe.br/>. Acessado em: 18/06/2013.

IQBAL, M. An Introduction to Solar Radiation. **New York: Academic Press**. 212p, 1983.

JACKSON, R. D.; MORAN, M. S.; GAY, L. W.; RAYMOND, L. H. Evaluating evaporation from field crops using airborne radiometry and ground-based meteorological data. **Irrigation Sciences**, v.8, p.81-90, 1987.

JARVIS, P. G.; JAMES, G. B.; LANDSBERG, J. J. Coniferous forests. In: MONTEITH, J. L. (Ed.) *Vegetation and the Atmosphere: Case Studies*. London: Academy Press, v. 2, p. 171-240, 1976.

JIANG, Y., DE BIE, C.A.J.M., WANG, T., SKIDMORE, A.K., LIU, X., SONG, S. & SHAO, X. Hyper-temporal remote sensing helps in relating epiphyllous liverworts and evergreen forests. **Journal of Vegetation Science**, v.24, p.214–226, 2013.

KALMA, J., MCVICAR, T., MCCABE, M. Estimating land surface evaporation: a review of methods using remotely sensed surface temperature data. **Surveys in Geophysics**, v.29, p.421-469, 2008.

KLINK, C. A.; MACHADO, R. B. Conservation of the Brazilian Cerrado. **Conservation Biology**, v.19, p.707-713, 2005.

KUSTAS, W. P.; DAUGHTRY, C. S. T. Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from multispectral data, **Agricultural and Forest Meteorology**. v.49, p.205-223, 1990.

KUSTAS, W.P.; DAUGHTRY, C.S.T.; VAN OEVERLEN, P.J. Analytical Treatment of the Relationships between Soil heat Flux/Net Radiation and Vegetation Indices. **Remote Sensing of Environment**, v.46, n.3, p.319–330, 1993.

KUSTAS, W.P.; PRUEGER, J.H.; HATFIELD, J.L.; RAMALINGAM, H.; HIPPS, L.E. Variability in soil heat flux from a mesquite dune site. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.103, n.1, p.249-264, 2000.

LEITE, M. R.; BRITO, J. L. S. Avaliação de desempenho entre modelos de obtenção de temperatura de superfície por sensores remotos. **OBSERVATORIUM: Revista Eletrônica de Geografia**, v.4, n.12, p. 73-89, dez. 2012.

LUNZ, A. M. P. **Crescimento e produtividade do cafeeiro sombreado e a pleno sol**. 2006. 143 p. Tese (Doutorado em Fitotecnia) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Piracicaba, 2006.

MA, Y.; SU, Z.; LI, Z.; KOIKE, T.; MENENTI, M. Determination of regional net radiation and soil heat flux over a heterogeneous landscape of the Tibetan Plateau. **Hydrological Processes**, v.16, p.2963–2971, 2001.

MACHADO, N.G., SANCHES, L., SILVA, L.B., NOVAIS, J.W.Z., AQUINO, A.M., BIUDES, M. S., PINTO-JUNIOR, O. B., NOGUEIRA, J. S. Soil nutrients and vegetation structure in a neotropical seasonal wetland. **Applied Ecology Environmental Research**, v.13, n.2, p.289–305, 2015.

MARIMON, B. S. et al. Estrutura da vegetação e características dos campos de murundus do Parque Estadual do Araguaia, Mato Grosso. In: CONGRESSO DE ECOLOGIA DO BRASIL. **Resumos...** São Lourenço-MG, p.1-2, 2009.

MARKHAM, B. L. & BARKER, J. L. Thematic mapper band pass solar exoatmospherical irradiances. **International Journal of Remote Sensing**, v.8, n.3, p.517-523, 1987.

MELO, M. L. Impacto do fenômeno El Niño sobre a região centro-oeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. **Anais** (CD-ROM), 11, Rio de Janeiro, 2000.

MENDONÇA, J. C.; SOUZA, E. F.; BOUHID, A.; SILVA, B. B.; FERREIRA, F. J. Estimativa do fluxo de calor sensível utilizando o algoritmo SEBAL e imagens MODIS para a região Norte Fluminense, RJ. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.1, 85 – 94. 2012.

MENENTI, M.; CHOUDHURY, B. J. Parameterization of land surface evapotranspiration using a location dependent potential evapotranspiration and surface temperature range. **Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales**, v.212, p.561-568, 1993.

MILNE, E.; CERREI, C.E.P.; CARVALHO, J.L.N. Agricultural expansion in the Brazilian state of Mato Grosso: implications for C stocks and greenhouse gas emissions. **Environmental Science and Engineering**, Nova York, v.3, p.447-460, 2010.

MONTEITH, J. L. **Principles of Environmental Physics**. Edward Arnold, London, 241 pp, 1973.

MOORE, C. J., FISCH, G. Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.38, n.3, p.147–168, 1986.

MORAIS, R. F.; MORAIS, F. F.; LIMA, J. F. Composição e estrutura da comunidade arbórea e arbustiva em murundus no Pantanal de Poconé, Mato Grosso. **Revista Árvore**, Viçosa-MG, v.38, n.3, p.443-451, 2014.

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, p.519-536, 2007.

MU. Q.; ZHAO. M.; RUNNING. S.W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. **Remote Sensing of Environment**. Numerical Terradynamic Simulation Group, Department of Ecosystem and Conservation Sciences, The University of Montana, Missoula, MT 59812, USA, 2011.

NORMAN, J. M., KUSTAS, W. P.; HUMES, K. S. A two-source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes from observations of directional radiometric surface temperature, **Agricultural and Forest Meteorology**, v.77, p.263-293, 1995.

NASCIMENTO, M. T.; JOSÉ, D. V. **O cambarazal no pantanal de Mato Grosso**. Bol. Da FBCN 21: 116-123. 1986.

NASCIMENTO, M .T. & PROCTOR, J . Soil and plant changes across a monodominant rain forest boundary on Maracá island, Roraima, Brazil. **Global Ecology and Biogeography Letters**, v.6, p.387-395, 1997.

NEPSTAD, D. C.; CARVALHO, C .R. de; DAVIDSON, E .A.; JIPP, P .H.; LEFEBVRE, P .A.; NEGREIROS, G. H.; SILVA, E .D. da; STONE, T .A.; TRUMBORE, S.E.; VIEIRA, S. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. **Nature**, v.372, p.666-669, 1994.

NOVAS, M. F. B. **Mapeamento das estimativas do saldo de radiação e índices de vegetação em área do estado de Alagoas com base em sensores remotos**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Universidade Federal de Alagoas – UFAL, 2008.

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, p.103-110, 2004.

NUNES, M. C. L.; COSTA, M. J. P.; LUSTOSA, M. C. J. A conservação da biodiversidade no Brasil: uma visão a partir de áreas protegidas. **Economia política do desenvolvimento Maceió**, v. 4, n. 11, p. 21-42, 2011.

OLIVEIRA FILHO, A. T. Floodplain “murundus” of Central Brazil: evidence for the termite-origin hypothesis. **Journal of Tropical Ecology**. v.8, n.1, p.1-19. 1992a.

OLIVEIRA-FILHO, A.T. The vegetation of Brazilian “murundus”: the island-effect on the plant community. **Journal of Tropical Ecology**, v.8, p.465-486, 1992b.

OLIVEIRA, M.B.L.; VON RANDOW, C.; MANZI, A.O.; ALVALÁ, R.C.; SÁ, L. D.; LEITÃO, M.M.V.B.R.; SOUZA, A. Fluxos turbulentos de energia sobre o Pantanal sul matogrossense. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 159-165, 2006.

OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; ANTONIO, C. D. A.; SILVA, B. B.; MACHADO, C. C. C.; GALVÍNCIO, J. D. Análise quantitativa de parâmetros biofísicos de baixa hidrográfica obtidos por sensoriamento remoto. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.47, n.9, p.1209-1217, 2012.

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 Forest Meteorology**. v.81, p.131–143, 1996.

PCBAP. **Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai – Pantanal (PCBAP/Projeto Pantanal)**. Ministério do Meio Ambiente dos Recursos Hídricos e da Amazonia Legal. Brasília, DF, 1997.

PALMER, M.W. Species–area curves and the geometry of nature. In: Storch, D., Marquet, P.L. & Brown, J.H. (eds.) **Scaling biodiversity**, pp. 15–31. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2007.

PAYERO, J.; NEALE, C.; WRIGHT, J. **Estimating diurnal variation of soil heat flux for alfalfa and grass**, Proceedings of the 2001 ASAE Annual International Meeting, Sacramento, California. 2001.

PAULA, G. M.; STRECK, N. A.; ZANON, A. L.; ELTZ, F. L. F.; HELDWEIN, A. B.; FERRAZ, S. E. T. Influência do fenômeno El Niño na erosividade das chuvas na região de Santa Maria (RS). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.34, n.4 Viçosa, 2010.

PONCE, V. M.; CUNHA, C. N. Vegetated earthmounds in tropical savannas of central Brazil: a synthesis. With special reference to the Pantanal do Mato Grosso. **Journal of Biogeography**, v.20, p.219-225, 1993.

PRANCE, G. T.; SCHALLER, G. B. Preliminary study of some vegetation types of the Pantanal, Mato Grosso, Brazil. **Brittonia**, v.34, p.228-251, 1982.

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, p.141-150, 1999.

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

RAMOS, H. C.; DALLACORT, R.; SANTI, A.; JUNIOR, S. S.; QUEIROZ, T. M. Precipitação pluvial de Diamantino-MT em anos de ocorrência de El Niño, La Niña e Neutros. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 1, 71 - 80, 2015.

RESENDE, I. L. M.; ARAÚJO, G. M.; OLIVEIRA, A. A.; OLIVEIRA, A.; ÁVILA-JÚNIOR, R. S. A comunidade vegetal e as características abióticas de um campo de murundu em Uberlândia, MG. **Acta Botânica Brasileira**, v.18, n.1, p.9-17, 2004.

RISSO, J.; RIZZI, R.; RUDORFF, B. F. T.; ADAMI, M.; SHIMABUKURO, Y. D.; FORMAGGIO, A. R.; EPIPHANIO, R. D. V. Índices de vegetação Modis aplicados na discriminação de áreas de soja. **Pesquisa Agropecuária brasileira**, Brasília, v.47, n.9, p.1317-1326, 2012.

ROCCHINI, D. & NETELER, M. Let the four freedoms paradigm apply to ecology. **Trends in Ecology and Evolution**, v.27, p.310–311, 2012.

ROCCHINI, D. Seeing the unseen by remote sensing: satellite imagery applied to species distribution modeling. **Journal of Vegetation Science**, v.24, p.209–210, 2013.

RODRIGUES, J. O. ; ANDRADE, E. M.; TEIXEIRA, A. S. ; SILVA, B. B. Sazonalidade de variáveis biofísicas em regiões semiáridas pelo emprego do sensoriamento remoto. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v.29, n.3, p.452-465, 2009.

ROUSE, J. W., HAAS, R. H., SCHELL, J. A. and DEERING, D. W. Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS. In 3rd ERTS Symposium, NASA SP-351 I, pp. 309–317, 1973.

RUHOFF, A. L. **Sensoriamento remoto aplicado à estimativa da evapotranspiração em biomas tropicais**. Tese de doutorado. Universidade federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Porto Alegre, BR – RS, 2011.

RUHOFF, A. L.; PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W.; ARAGAO, L. E. O. C.; ROCHA, H. R.; MALHI, Y. A MODIS-Based Energy Balance to Estimate Evapotranspiration for Clear-Sky Days in Brazilian Tropical Savannas. **Remote Sensing**, v.4, p.703-725, 2012.

SANCHES, L.; VOURLITIS, G. L.; ALVES, M. C. ; PINTO-JÚNIOR, O. B. ; NOGUEIRA, J. S. Seasonal Patterns of Evapotranspiration for a *Vochysia divergens* Forest in the Brazilian Pantanal. **Wetlands**, v.31, p.1215–1225, 2011.

SANTOS, T.V.; FONTANA, D.C.; ALVES, R.C.M. Avaliação de fluxos de calor e evapotranspiração pelo modelo SEBAL com uso de dados do sensor ASTER. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.45, n.5, p.488-496, 2010.

SENAY, G. B., BUDDE, M.; VERDIN, J. P.; MELESSE, A. M. A coupled remote sensing and simplified surface energy balance approach (SSEB) to estimate actual evapotranspiration from irrigated fields. **Sensors**, v.7, p.979-1000, 2007.

STAPE, J. L.; SOUZA, V. C.; PABLO, V. T.; RODRIGUES, L. C. **Estimativas das taxas de sequestro de carbono na Reserva Particular de Patrimônio Natural SESC Pantanal**. Serviço Social do Comércio – SESC. 2011.

SEGOVIA, A. Geology of the Pantanal Region. p. 69-72. *In*: F.A. Swart (ed). **The Pantanal: Understanding and preserving the world's largest wetland**. Paragon House. St. Paul, Minnesota, 2000.

SILVA, M. P.; MAURO, R. A.; MOURÃO, G.; COUTINHO, M. Distribution and quantification of vegetation classes by aerial survey in the Brazilian Pantanal. **Revista Brasileira de Botânica**, v.23, n.2, p.143-152, 2000.

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, B. B.; CÂNDIDO, M. V., **Determinação da evapotranspiração em escala regional através do Sebal e imagens Landsat 5 - TM**. *In*: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza. A Meteorologia e o desenvolvimento sustentável, CD, 2004.

SILVA, L. C. R. et al. Deciphering earth mound origins in central Brazil. **Plant Soil**, v.336, p.3-14, 2010.

SILVA, B. B.; SILVA, S. T. A.; GOMES, H. B. Alterações climáticas decorrentes de mudanças no uso da terra mediante sensoriamento remoto. **Mercator**, n.1, v.9, p. 91-106, dezembro, 2010.

SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C.; OLIVEIRA, L. M. M.; GALVÍNCIO, J. D.; MONTENEGRO, S. M. G. L. E vapor transpiração e estimativa da água consumida em perímetro irrigado do Semiárido brasileiro por sensoriamento remoto. **Pesquisa agropecuária brasileira**, Brasília, v.47, n.9, p.1218-1226, set. 2012.

STAPE, J. L.; SOUZA, V. C.; PABLO, V. T.; RODRIGUES, L. C. **Estimativas das taxas de sequestro de carbono na Reserva Particular de Patrimônio Natural SESC Pantanal**. Serviço Social do Comércio – SESC. 2011.

SU, Z. The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent fluxes. **Hydrology Earth Systems Science**, v.6, p.85-99, 2002.

TANNER, C. B.; LEMON, E. R. Radiant energy utilized in evapotranspiration. **Agronomy Journal**, v.54, n.3, p.207-212, 1962.

TASUMI, M. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery**. Ph. D. Dissertation, University of Idaho, Moscow, Idaho, 2003.

TASUMI, M.; TREZZA, R.; ALLEN, R. G.; WRIGHT, J. L. Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U.S. **Irrigation and Drainage Systems**, v.19, p.355-376, 2005.

TEIXEIRA, A.H. DE C.; BASTIAANSEN, W.G.M.; MOURA, M. S. B.; SOARES, J. M.; AHMAD, M-UD-D; BOS, M. G. Energy and Water Balance Measurements for Water Productivity Analysis in Irrigated Mango Trees, Northeast Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p.1524- 1537, 2008a.

TIAN, J.; SU, H.; SUN, X.; CHEN, S.; HE, H.; ZHAO, L. Impact of the Spatial Domain Size on the Performance of the T_s-VI Triangle Method in Terrestrial Evapotranspiration Estimation. **Remote Sensing**, v.5, p.1998-2013, 2013.

TREZZA, R.; ALLEN, R.G. Estimation of Monthly and Annual ET for Morocco areas. **Report to Riverside Technology, Inc.**, Ft. Collins, CO. 9. 2009.

TWINER, T. E.; KUSTAS, W. P.; NORMAN, J. M.; COOK, D. R.; HOUSER, P. R.; MEYERS, T. P.; PRUEGER, J. H.; STARKS, P. J. Correcting Eddy Covariance flux Underestimates over a Grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 103, p. 279-300, 2000.

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

USGS. 2003. **Shuttle Radar Topography Mission**. United States Geological Survey (USGS). <http://seamless.usgs.gov/default.htm>. Visitado em 10 de dezembro de 2003.

VALERIANO, M. M.; ABDON, M. M. Aplicação de dados SRTM a estudos do Pantanal. **Revista Brasileira de Cartografia**, n. 59, p.01, abril, 2007.

VOURLITIS, G. L.; LOBO, F. A.; ZEILHOFER, P.; NOGUEIRA, J. S. Temporal patterns of net CO₂ exchange for a tropical semideciduous forest of the Southern Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research**, v.116, p.G03029, 2011.

WALTER, H. **Vegetação e Zonas Climáticas**. São Paulo, E.P.U. Ltda, 1986.

WANTZEN, K. M.; NUNES DA CUNHA, C.; JUNK, W. J.; GIRARD, P.; ROSSETTO, O. C.; PENHA, J. M.; COUTO, E. G.; BECKER, M.; PRIANTE, G.; TOMAS, W. M.; SANTOS, S. A.; MARTA, J.; DOMINGOS, I.; SONODA, F.; CURVO, M.; CALLIL, C. Towards a sustainable management concept for ecosystem services of the Pantanal wetland. **Ecohydrology & Hydrobiology**, Warsaw, v.8, n.2-4, p.115-138, 2008.

WATSON, D. J. The physiological basis of variation in yield. **Advances in Agronomy**, San Diego, v. 4, p. 101-144, 1952.

WEBLER, A. D.; GOMES, J. B.; AGUIAR, R. G.; ANDRADE, N. L. R.; AGUIAR, L. J. G. Mudanças no uso da terra e o particionamento de energia no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.17, n.8, p.868–876, 2013.

WELIGEPOLAGE, K. **Estimation of spatial and temporal distribution of evapotranspiration bay satellite remote sensing – A casa study in Hupselse Beek, The Netherlands.** 2005, 114 p, Dissertation (Master of Science), International Institute for Geo-information Science and Earth Observation, Wageningen, Netherlands, 2005.

WILKS, D.S. Statistical methods in the atmospheric sciences. **Academic Press.** 676p. 2011.

WILLMOTT, C.J.; CKLESON, S.G.; DAVIS, R.E.; FEDDEMA, J.J.; KLINK, K.M.; LEGATES, D.R.; O'DONNELL, J.; ROWE, C.M. Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, v.90, n.C5, p.8995-9005, 1985.

WILLMOTT, C.J.; MATSSURA, K. Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. **Climate Research**, v.30, p.79-92, 2005.

XAVIER, A.C. **Estimativa de propriedades biofísicas de plantações de eucaliptos a partir de dados Landsat-TM.** Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos. 1998.

ZEILHOFER, P. Soil mapping in the Pantanal of Mato Grosso, Brazil using multitemporal Landsat TM data. **Wetlands Ecology and Management**, v.14, n.5, p.445–461, 2006.

ZHAN, X.; KUSTAS, W. P.; HUMES, K. S. An Intercomparison Study on Models of Sensible Heat Flux over Partial Canopy Surfaces with remotely Sensed Surface Temperature. **Remote Sensing of Environmet**, v.58, p.242-256, 1996.

ZHENG, G.; MOSKAL, L. M. Retrieving leaf area index (LAI) using remote sensing: Theories, methods and sensors. **Sensors**, v.9, p.2719–2745, 2009.

ZIBOGNON, M. ; C RAGO, R. ; S ULEIMAN, A. Conversion of radiometric to aerodynamic surface temperature with an an isothermal canopy model. **Resources Research**, v.38, n.6, p.1067, 2002.