



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/05.10.18.32-TDI

**MODELAGEM DO BALANÇO DE ENERGIA E  
EVAPOTRANSPIRAÇÃO NA AMAZÔNIA BRASILEIRA  
COM USO DE IMAGENS MODIS E ASTER**

Gabriel de Oliveira

Dissertação de Mestrado do Curso  
de Pós-Graduação em Sensoria-  
mento Remoto, orientada pela Dra.  
Elisabete Caria Moraes, aprovada  
em 25 de maio de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BS8AF5>>

INPE  
São José dos Campos  
2012

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

**CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):****Presidente:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

**Membros:**

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr<sup>a</sup> Regina Célia dos Santos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Horácio Hideki Yanasse - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Deicy Farabello - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Vivéca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/05.10.18.32-TDI

## **MODELAGEM DO BALANÇO DE ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO NA AMAZÔNIA BRASILEIRA COM USO DE IMAGENS MODIS E ASTER**

Gabriel de Oliveira

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pela Dra. Elisabete Caria Moraes, aprovada em 25 de maio de 2012.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BS8AF5>

INPE  
São José dos Campos  
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Oliveira, Gabriel de.  
Ol4m Modelagem do balanço de energia e evapotranspiração na Amazônia brasileira com uso de imagens MODIS e ASTER / Gabriel de Oliveira. – São José dos Campos : INPE, 2012.  
xxxiv + 227 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/05.10.18.32-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

Orientadora : Dra. Elisabete Caria Moraes.

1. balanço de energia. 2. sensoriamento remoto. 3. modelo SEBAL. 4. Amazônia brasileira. I.Título.

CDU 528.835(811.1)

---

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de Mestre em  
Sensoriamento Remoto

Dr. Bernardo Friedrich Theodor Rudorff



Presidente / INPE / SJC Campos - SP

Dra. Elisabete Caria Moraes



Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá



Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Yosio Edemir Shimabukuro



Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Bernardo Barbosa da Silva



Convidado(a) / UFPE / Recife - PE

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

() unanimidade

Aluno (a): Gabriel de Oliveira

São José dos Campos, 25 de maio de 2012



*“A alegria da vida vem de nossos encontros com novas experiências e, portanto, não há  
alegria maior que ter um horizonte sempre cambiante, cada dia com um novo e  
diferente sol.”*

Christopher Johnson McCandless



*A meus pais Mauro e Anna e a meus irmãos, Mauro Eduardo e Anna Paula, com todo amor, dedico.*



## AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, pela vida, força, saúde, por sempre me acompanhar, e por todas as vivências e aprendizados.

A meus pais, Mauro e Anna, por serem objetivo principal deste trabalho e o motivo da força que me move diariamente. Agradeço por todo carinho, amor, compreensão, incentivo e pela sua dedicação e esforços em sempre dar o melhor possível, sendo incansáveis, únicos. Sou eternamente grato a tudo que vocês já fizeram e fazem por mim, e espero, do fundo de meu coração, proporcionar a vocês ao menos um pouco de tudo que vocês me deram. Amo vocês...

A meus irmãos, Anna Paula e Mauro Eduardo, por me apoiarem em minhas decisões ao longo de todo este percurso, me fazerem feliz pelos seus gestos, ações e me incentivaram sempre.

À Laura, pelos momentos vividos, pelo carinho, compreensão, por incentivar minhas decisões, e por todo o amor.

A minha orientadora Dra. Elisabete Moraes, pelo exemplo de orientação, por sempre estar disposta em ajudar, pela confiança em mim depositada, pelas dicas, sugestões, conversas e incentivos que foram fundamentais para a realização deste estudo.

À Dra. Regina Alvalá, pelos ensinamentos e sugestões que foram extremamente valiosos para o desenvolvimento desta pesquisa.

Ao Dr. Yosio Shimabukuro, pelos esclarecimentos em relação ao uso e cobertura da terra na Amazônia e por sua constante disposição em ajudar.

Ao Dr. Bernardo Rudorff, pelo incentivo, confiança neste trabalho, e pela oportunidade dada em um momento tão importante.

Ao INPE, pela excelência do curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto e infraestrutura proporcionada. A todos os professores e pesquisadores da Divisão de

Sensoriamento Remoto (DSR) e da Divisão de Processamento de Imagens (DPI) pelo apoio necessário ao desenvolvimento deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão de bolsa de mestrado, indispensável para a realização desta dissertação.

Ao Dr. Bernardo Barbosa da Silva (UFPE), por sua gentileza, suas sugestões e auxílios nos momentos de dúvida com relação ao modelo SEBAL. Também agradeço ao Dr. Antônio Heriberto Teixeira (Embrapa Semiárido) e Dra. Célia Maria Paiva (UFRJ) por sanarem algumas de nossas dúvidas com relação ao SEBAL e contribuir para o desenvolvimento desta pesquisa.

Ao Dr. Gilberto Fisch (CTA/IAE), por sua presteza em ajudar, e por nos repassar importantes esclarecimentos sobre o clima da Amazônia.

Ao Msc. Thiago Veloso, por toda a sua ajuda ao longo do desenvolvimento de minha dissertação. Pelas conversas nas minhas idas a Cachoeira Paulista e pelo conhecimento repassado. Valeu meu amigo!

Ao Dr. Celso Von Randow (CCST/INPE), pela concessão de dados das torres do LBA, pela boa vontade, pela essencial ajuda no processamento das medidas de fluxo, e por todos os ensinamentos sobre micrometeorologia e clima da Amazônia.

À Msc. Renata Gonçalves de Aguiar e ao Dr. Fernando Luis Cardoso (Escritório Regional do Projeto LBA de Ji-Paraná-RO), pela concessão de dados de superfície e por viabilizar o trabalho de campo na região de Ji-Paraná (RO).

Aos meus professores orientadores da época da graduação, Dr. Laurindo Guasselli, Dra. Dejanira Saldanha e Dra. Maria do Carmo Lima e Cunha, por serem pessoas íntegras e dinâmicas, por me incentivarem e proporcionar o meu primeiro contato com a pesquisa científica.

Enfim, a todas as pessoas que confiaram em mim, deram votos de incentivo e torceram por este trabalho, meu MUITO OBRIGADO!

## RESUMO

A Amazônia brasileira passa por uma exploração em grande escala de seus recursos naturais e as diferentes transformações ocorridas na cobertura da superfície, principalmente pela substituição de áreas de floresta por pastagem, exercem uma grande influência na hidrologia e clima. Há alguns anos vêm sendo realizados experimentos meteorológicos envolvendo coletas contínuas de dados na região amazônica, porém, medições em campo geralmente são pontuais, e dada a extensão e diversidade dessa região, se faz necessária a estimativa e representação espacial dos fluxos de energia em superfície sob uma escala mais ampla. Assim, a utilização de dados orbitais surge como alternativa viável, pois possibilita a obtenção de informações sobre a superfície terrestre com ampla cobertura espaço-temporal. Nesse contexto, o objetivo principal deste estudo foi avaliar os componentes do balanço de energia e a evapotranspiração real diária obtidos pelo modelo SEBAL, a partir de dados de sensores multiespectrais de alta e moderada resolução espacial (ASTER e MODIS/TERRA), em duas regiões (Fazenda Nossa Senhora Aparecida e Reserva Biológica do Jaru) no estado de Rondônia (RO), sudoeste da Amazônia brasileira. Para tanto, buscou-se: analisar o padrão espacial e temporal dos fluxos de energia na superfície e evapotranspiração real diária nas regiões de estudo; avaliar a sensibilidade das estimativas do modelo SEBAL, com o uso de dados ASTER, às mudanças no uso/cobertura da terra; validar as estimativas geradas pelo modelo SEBAL, a partir de dados ASTER, com medidas *in situ* obtidas pelas torres micrometeorológicas do projeto LBA (condições de pastagem e floresta) localizadas no interior das regiões de estudo; e comparar as estimativas geradas pelo SEBAL através de dados MODIS com as estimativas obtidas com o uso de dados ASTER. Os resultados mostraram que as variáveis estimadas pelo SEBAL variaram de acordo com o tipo de uso/cobertura da terra e responderam às alterações biofísicas e à intensidade pluviométrica nas regiões de estudo nos dias que antecederam a coleta dos dados orbitais. As análises realizadas em casos de mudança de uso/cobertura explicitaram a sensibilidade do modelo SEBAL, em conjunto com dados ASTER, em representar quanto e como diferentes alterações no uso/cobertura da terra modificam os fluxos de energia na superfície. A validação do modelo SEBAL para as condições de pastagem e floresta indicou uma boa a razoável concordância (erros médios relativos de até 18%) para as estimativas de albedo, balanço de radiação, fluxo de calor sensível (exceto para floresta), fluxo de calor latente e evapotranspiração real diária (exceto para pastagem). As estimativas de fluxo de calor sensível (floresta), evapotranspiração real diária (pastagem), assim como o fluxo de calor no solo (pastagem e floresta) apresentaram baixas concordâncias com os valores medidos *in situ*. A análise comparativa entre as estimativas obtidas por dados ASTER e MODIS confirmou o potencial do sensor MODIS no mapeamento dos fluxos energéticos e evapotranspiração na região amazônica. Por fim, conclui-se que o modelo SEBAL foi eficiente no mapeamento da distribuição espacial dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração real diária em áreas inseridas na Amazônia brasileira, a partir da utilização de dados de sensoriamento remoto de alta e moderada resolução espacial. Dessa maneira, o sensoriamento remoto se configura em um importante subsídio para atender as necessidades relativas à quantificação e espacialização dos fluxos de energia em superfície e do balanço hídrico da atmosfera na região amazônica.



# MODELING OF ENERGY BALANCE AND EVAPOTRANSPIRATION IN BRAZILIAN AMAZON USING MODIS AND ASTER IMAGES

## ABSTRACT

The natural resources of Brazilian Amazon are being exploited in a large-scale and the different changes occurring in surface cover especially due to the replacement of forest by pasture play a great influence on hydrology and climate. Meteorological experiments have been conducted that involves collect continuous data in the Amazon region, however, field measurements are usually localized and given the breadth and diversity of this region it is necessary to estimate and to represent spatially the surface energy fluxes under a broader scale. Therefore, the use of satellite data represents a viable alternative, since it allows to obtain information about the Earth's surface with wide spatial and temporal coverage. In this context, the main objective of this study was to evaluate the components of energy balance and the actual daily evapotranspiration obtained by the SEBAL model using the data from multispectral sensors with high and moderate spatial resolution (ASTER and MODIS/TERRA) in two regions (Fazenda Nossa Senhora Aparecida and Reserva Biológica do Jaru) in the state of Rondônia (RO), southwestern Brazilian Amazon. To this end, we sought to: analyze the spatial and temporal patterns of surface energy fluxes and daily actual evapotranspiration in the regions of study; evaluate the sensitivity of the SEBAL model estimates with the use of ASTER data in land use/land cover changes; validate the estimates generated by the SEBAL model using ASTER data with *in situ* measurements obtained by micrometeorological towers of LBA (conditions of pasture and forest) located within the study areas; and compare the estimates generated by SEBAL using MODIS data with the estimates obtained using ASTER data. The results showed that the data estimated by SEBAL varied according to the land use/land cover and responded to the biophysical alterations and the rainfall intensity in both regions in the days before the collection of satellite data. The analyzes carried out in case of change of land use/land cover demonstrated the sensitivity of the SEBAL model together with ASTER to quantify and to represent how different changes in land use/land cover modify the surface energy fluxes. The validation of the SEBAL model for the conditions of pasture and forest indicated a good to reasonable agreement (average relative errors of up to 18%) for estimates of albedo, net radiation, sensible heat flux (except for forest), latent heat flux, and actual daily evapotranspiration (except for pasture). Estimates of sensible heat flux (forest), actual daily evapotranspiration (pasture) and soil heat (pasture and forest) presented low agreement with the values measured *in situ*. Finally, the SEBAL model was efficient in mapping the spatial distribution of the components of energy balance and actual daily evapotranspiration in areas included in the Brazilian Amazon using remote sensing data of high and moderate spatial resolution. Thus, the remote sensing is an important instrument to meet the requirements for quantification and spatial distribution of surface energy fluxes and water balance of the atmosphere in the Amazon region.



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 4.1 - Localização das regiões de estudo no estado de Rondônia (RO). A) Região da Reserva Biológica do Jaru e B) Região da Fazenda Nossa Senhora Aparecida. A composição colorida foi obtida com dados adquiridos pelo sensor MODIS/TERRA (MOD09GQ) de 25/07/2003. ....	34
Figura 4.2 - Torre micrometeorológica no sítio experimental da FNSA e a visão de cima da torre em oito direções (N/NE/E/SE/S/SO/O/NO).....	35
Figura 4.3 - Torre micrometeorológica no sítio experimental da RBJ e a visão de cima da torre em oito direções (N/NE/E/SE/S/SO/O/NO).....	36
Figura 5.1 - Ilustração das classes de uso/cobertura da terra utilizadas no mapeamento das regiões de estudo. ....	44
Figura 5.2 - Fluxograma para determinação dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração real diária pelo modelo SEBAL.....	46
Figura 6.1 - Região da FNSA em imagem ASTER/TERRA (composição R3G2B1) de 29/07/2002, com a localização das áreas homogêneas selecionadas para análise. ....	62
Figura 6.2 - Mapas de uso e cobertura da terra para a região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) 01/08/2003. ....	63
Figura 6.3 - Distribuição espacial do NDVI na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003. ....	67
Figura 6.4 - Histogramas de frequência das imagens de NDVI na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003.....	69
Figura 6.5 - Distribuição espacial do albedo na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003. ....	71
Figura 6.6 - Histogramas de frequência das imagens de albedo na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003.....	73
Figura 6.7 - Distribuição espacial do balanço de radiação na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003. ....	76
Figura 6.8 - Histogramas de frequência das imagens de balanço de radiação na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003. ....	78
Figura 6.9 - Distribuição espacial do fluxo de calor no solo na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003. ....	81
Figura 6.10 - Valores mínimo e máximo (vermelho), média (branco) e desvio padrão (verde) das imagens de temperatura AST08 (K). A) Dia 29/07/2002 e B) 01/08/2003. ....	82
Figura 6.11 - Histogramas de frequência das imagens de fluxo de calor no solo na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003. ....	84

Figura 6.12 - Iterações necessárias para estabilização da resistência aerodinâmica e da diferença de temperatura nas imagens ASTER/TERRA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003. ....	86
Figura 6.13 - Distribuição espacial do fluxo de calor sensível na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003.....	87
Figura 6.14 - Histogramas de frequência das imagens de fluxo de calor sensível na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003. ....	89
Figura 6.15 - Distribuição espacial do fluxo de calor latente na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003. ....	93
Figura 6.16 - Histogramas de frequência das imagens de fluxo de calor latente na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003. ....	95
Figura 6.17 - Valores mínimos, máximos e médios de fluxo de calor latente ( $W.m^{-2}$ ) para as áreas homogêneas selecionadas na região da FNSA. ....	96
Figura 6.18 - Distribuição espacial da evapotranspiração real diária na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003. ....	99
Figura 6.19 - Histogramas de frequência das imagens de evapotranspiração real diária na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003.....	101
Figura 6.20 - Região da RBJ em imagem ASTER/TERRA (composição R3G2B1) de 16/06/2004, com a localização das áreas homogêneas selecionadas para análise. ....	105
Figura 6.21 - Mapas de uso e cobertura da terra para a região da RBJ. A) Dia 16/06/2004 e B) Dia 05/07/2005. ....	106
Figura 6.22 - Distribuição espacial do NDVI na região da RBJ. A) Dia 16/06/2004 e B) Dia 05/07/2005. ....	110
Figura 6.23 - Histogramas de frequência das imagens de NDVI na região da RBJ. A) Dia 16/06/2004 e B) Dia 05/07/2005.....	112
Figura 6.24 - Distribuição espacial do albedo na região da RBJ. A) Dia 16/06/2004 e B) Dia 05/07/2005. ....	114
Figura 6.25 - Histogramas de frequência das imagens de albedo na região da RBJ. A) Dia 16/06/2004 e B) Dia 05/07/2005.....	115
Figura 6.26 - Valores mínimos, máximos e médios de albedo para as áreas homogêneas selecionadas na região da RBJ.....	116
Figura 6.27 - Distribuição espacial do balanço de radiação na região da RBJ. A) Dia 16/06/2004 e B) Dia 05/07/2005. ....	118
Figura 6.28 - Histogramas de frequência das imagens de balanço de radiação na região da RBJ. A) Dia 16/06/2004 e B) Dia 05/07/2005.....	120
Figura 6.29 - Valores médios de balanço de radiação ( $R_n$ ), fluxo de calor no solo ( $G$ ), fluxo de calor sensível ( $H$ ) e fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ), em $W.m^{-2}$ , para as áreas homogêneas selecionadas na região da RBJ.....	122

Figura 6.30 - Distribuição espacial da evapotranspiração real diária na região da RBJ. A) Dia 16/06/2004 e B) Dia 05/07/2005. ....	126
Figura 6.31 - Histogramas de frequência das imagens de evapotranspiração real diária na região da RBJ. A) Dia 16/06/2004 e B) Dia 05/07/2005. ....	128
Figura 6.32 - Valores mínimos, máximos e médios de evapotranspiração real diária ( $\text{mm.dia}^{-1}$ ) para as áreas homogêneas selecionadas na região da RBJ. ....	129
Figura 6.33 - Casos de mudança de uso/cobertura da terra selecionados para avaliação dos fluxos de energia na superfície. ....	132
Figura 6.34 - Partição dos componentes da equação do balanço de energia no sítio experimental da FNSA nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003. ....	139
Figura 6.35 - Partição dos componentes da equação do balanço de energia no sítio experimental da RBJ nos dias 16/06/2004 e 05/07/2005. ....	141
Figura 6.36 - Região da FNSA em imagem MODIS/TERRA (composição R2G1B1) de 01/08/2003, com a localização das áreas teste selecionadas para análise. ....	152
Figura 6.37 - Mapa de uso e cobertura da terra para a região da FNSA em 01/08/2003. ....	153
Figura 6.38 - Percentual de ocupação das classes de uso e cobertura da terra na região da FNSA em 01/08/2003. ....	153
Figura 6.39 - Distribuição espacial do NDVI na região da FNSA em 01/08/2003. ....	155
Figura 6.40 - Mapa de desvios do NDVI estimado pelos sensores ASTER e MODIS para a região da FNSA em 01/08/2003. ....	156
Figura 6.41 - Distribuição espacial do albedo na região da FNSA em 01/08/2003. ....	157
Figura 6.42 - Mapa de desvios do albedo estimado pelos sensores ASTER e MODIS para a região da FNSA em 01/08/2003. ....	159
Figura 6.43 - Valores mínimos, máximos e médios de albedo obtidos a partir dos sensores MODIS e ASTER/TERRA para as áreas teste selecionadas na região da FNSA. ....	160
Figura 6.44 - Distribuição espacial do balanço de radiação na região da FNSA em 01/08/2003. ....	161
Figura 6.45 - Mapa de desvios do balanço de radiação estimado pelos sensores ASTER e MODIS para a região da FNSA em 01/08/2003. ....	162
Figura 6.46 - Valores mínimos, máximos e médios de balanço de radiação ( $\text{W.m}^{-2}$ ) obtidos a partir dos sensores MODIS e ASTER/TERRA para as áreas teste selecionadas na região da FNSA. ....	163
Figura 6.47 - Distribuição espacial do fluxo de calor no solo na região da FNSA em 01/08/2003. ....	164
Figura 6.48 - Mapa de desvios do fluxo de calor no solo estimado pelos sensores ASTER e MODIS para a região da FNSA em 01/08/2003. ....	166

Figura 6.49 - Iterações necessárias para estabilização da resistência aerodinâmica e da diferença de temperatura na imagem MODIS/TERRA de 01/08/2003.....	167
Figura 6.50 - Distribuição espacial do fluxo de calor sensível na região da FNSA em 01/08/2003.....	168
Figura 6.51 - Mapa de desvios do fluxo de calor sensível estimado pelos sensores ASTER e MODIS para a região da FNSA em 01/08/2003.....	170
Figura 6.52 - Valores mínimos, máximos e médios de fluxo de calor sensível ( $W.m^{-2}$ ) obtidos a partir dos sensores MODIS e ASTER/TERRA para as áreas teste selecionadas na região da FNSA.....	171
Figura 6.53 - Distribuição espacial do fluxo de calor latente na região da FNSA em 01/08/2003.....	172
Figura 6.54 - Mapa de desvios do fluxo de calor latente estimado pelos sensores ASTER e MODIS para a região da FNSA em 01/08/2003.....	173
Figura 6.55 - Valores mínimos, máximos e médios de fluxo de calor latente ( $W.m^{-2}$ ) obtidos a partir dos sensores MODIS e ASTER/TERRA para as áreas teste selecionadas na região da FNSA.....	174
Figura 6.56 - Distribuição espacial da evapotranspiração real diária na região da FNSA em 01/08/2003.....	176
Figura 6.57 - Mapa de desvios da evapotranspiração real diária estimada pelos sensores ASTER e MODIS para a região da FNSA em 01/08/2003.....	177
Figura 6.58 - Valores mínimos, máximos e médios de evapotranspiração real diária ( $mm.dia^{-1}$ ) obtidos a partir dos sensores MODIS e ASTER/TERRA para as áreas teste selecionadas na região da FNSA.....	178
Figura 6.59 - Região da RBJ em imagem MODIS/TERRA (composição R2G1B1) de 05/07/2005, com a localização das áreas teste selecionadas para análise.....	180
Figura 6.60 - Mapa de uso e cobertura da terra para a região da RBJ em 05/07/2005.....	181
Figura 6.61 - Percentual de ocupação das classes de uso e cobertura da terra na região da RBJ em 05/07/2005.....	181
Figura 6.62 - Distribuição espacial do NDVI na região da RBJ em 05/07/2005.....	183
Figura 6.63 - Mapa de desvios do NDVI estimado pelos sensores ASTER e MODIS para a região da RBJ em 05/07/2005.....	184
Figura 6.64 - Distribuição espacial do albedo na região da RBJ em 05/07/2005.....	186
Figura 6.65 - Mapa de desvios do albedo estimado pelos sensores ASTER e MODIS para a região da RBJ em 05/07/2005.....	187
Figura 6.66 - Valores médios de albedo obtidos a partir dos sensores MODIS e ASTER/TERRA para as áreas teste selecionadas na região da RBJ.....	188
Figura 6.67 - Distribuição espacial do balanço de radiação na região da RBJ em 05/07/2005.....	189

Figura 6.68 - Mapa de desvios do balanço de radiação estimado pelos sensores ASTER e MODIS para a região da RBJ em 05/07/2005. ....	191
Figura 6.69 - Valores médios de balanço de radiação ( $R_n$ ), fluxo de calor no solo ( $G$ ), fluxo de calor sensível ( $H$ ) e fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ), em $W.m^{-2}$ , obtidos a partir dos sensores MODIS e ASTER/TERRA para as áreas teste selecionadas na região da RBJ. ....	193
Figura 6.70 - Distribuição espacial da evapotranspiração real diária na região da RBJ em 05/07/2005. ....	196
Figura 6.71 - Mapa de desvios da evapotranspiração real diária estimada pelos sensores ASTER e MODIS para a região da RBJ em 05/07/2005. ....	197
Figura 6.72 - Valores médios de evapotranspiração real diária ( $mm.dia^{-1}$ ) obtidos a partir dos sensores MODIS e ASTER/TERRA para as áreas teste selecionadas na região da RBJ. ....	198



## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1 - Principais características técnicas do sensor ASTER.....	30
Tabela 3.2 - Principais características técnicas do sensor MODIS. ....	31
Tabela 5.1 - Variáveis medidas, instrumentação, sensibilidade e altura de instalação nas torres dos sítios da FNSA e RBJ.....	38
Tabela 5.2 - Dados orbitais utilizados nas regiões da FNSA e RBJ.....	40
Tabela 6.1 - Área ocupada e percentual de ocupação de cada classe de uso e cobertura da terra na região da FNSA para os dias 29/07/2002 e 01/08/2003. ....	64
Tabela 6.2 - Exatidão do Usuário por classe de uso e cobertura da terra nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003. ....	66
Tabela 6.3 - Valores estatísticos de albedo para as áreas homogêneas selecionadas na região da FNSA. ....	74
Tabela 6.4 - Valores estatísticos de balanço de radiação ( $W.m^{-2}$ ) para as áreas homogêneas selecionadas na região da FNSA. ....	79
Tabela 6.5 - Valores estatísticos de fluxo de calor sensível ( $W.m^{-2}$ ) para as áreas homogêneas selecionadas na região da FNSA. ....	90
Tabela 6.6 - Valores estatísticos de evapotranspiração real diária ( $mm.dia^{-1}$ ) para as áreas homogêneas selecionadas na região da FNSA. ....	102
Tabela 6.7 - Área ocupada e percentual de ocupação de cada classe de uso e cobertura da terra na região da RBJ para os dias 16/06/2004 e 05/07/2005.....	107
Tabela 6.8 - Exatidão do Usuário por classe de uso e cobertura da terra nos dias 16/06/2004 e 05/07/2005. ....	109
Tabela 6.9 - Valores médios das imagens de fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H), e fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ), em $W.m^{-2}$ , para a região da RBJ nos dias 16/06/2004 e 05/07/2005.....	121
Tabela 6.10 - Variações absoluta (VA) ( $W.m^{-2}$ , $mm.dia^{-1}$ ) e relativa (VR) (%) dos valores médios de albedo, fluxos de energia e evapotranspiração real diária nos casos de mudança de uso/cobertura da terra selecionados. ....	133
Tabela 6.11 - Valores diários das razões de fechamento do balanço de energia para a torre micrometeorológica do sítio experimental da FNSA.....	140
Tabela 6.12 - Valores diários das razões de fechamento do balanço de energia para a torre micrometeorológica do sítio experimental da RBJ. ....	141
Tabela 6.13 - Medidas de concordância (erro absoluto (EA) ( $W.m^{-2}$ ) e erro relativo (ER) (%)) entre os valores modelados (M) e observados (O) no sítio de pastagem da FNSA. ....	144

Tabela 6.14 - Medidas de concordância (erro absoluto (EA) ( $W.m^{-2}$ ) e erro relativo (ER) (%)) entre os valores modelados (M) e observados (O) no sítio de floresta da RBJ. ....	149
Tabela 6.15 - Valores médios das imagens de fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H), e fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ), em $W.m^{-2}$ , para a região da RBJ no dia 05/07/2005. ....	192
Tabela 6.16 - Valores de desvios do fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ) estimados pelos sensores ASTER e MODIS. ....	193

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ABLE	Amazonian Boundary Layer Experiment
ABRACOS	Anglo Brazilian Amazonian Climate Observational Study
AL	Amazônia Legal Brasileira
AM	Amazonas
ARME	Amazonian Research Micrometeorological Experiment
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BA	Bahia
CE	Ceará
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DETER	Sistema de Detecção de Desmatamento em Tempo Real
EDC	Earth Resources Observation System Data Center
EOS	Earth Observing System
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
ERSDAC	Japan Earth Remote Sensing Data Analysis Center
ETM <sup>+</sup>	Enhanced Thematic Mapper Plus
EUA	Estados Unidos da América
FAO	Food and Agriculture Organization
FNSA	Fazenda Nossa Senhora Aparecida
GLOVIS	Global Visualization Viewer
GPS	Global Positioning System
GSFC	Goddard Space Flight Center
HDF	Hierarchy Data Format
HRV	High Resolution Visible

IBAMA	Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis
IBIS	Integrated Biosphere Simulator
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LBA	Projeto de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia
LPDAAC	Land Processes Distributed Active Archive Center
MCGA	Modelos de Circulação Geral da Atmosfera
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MR	Modelos Regionais
MRT	MODIS Reprojection Tool
MS	Mato Grosso do Sul
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OBT	Coordenação Geral de Observação da Terra
PA	Pará
PE	Pernambuco
PRODES	Programa de Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por Satélite
PROVEG	Projeto Atualização da Representação da Vegetação nos Modelos Numéricos
RBJ	Reserva Biológica do Jaru
RO	Rondônia
RS	Rio Grande do Sul
SEBAL	Surface Energy Balance Algorithm for Land
SP	São Paulo
S-SEBI	Simplified Surface Energy Balance Index

SSiB	Simplified Simple Biosphere Model
TM	Thematic Mapper
USGS	United States Geological Survey
UTM	Universal Transverse Mercator
WGS	World Geodetic System 84



## LISTA DE SÍMBOLOS

### Latinos

a, b	coeficientes relacionados as condições de nulidade dos fluxos de calor latente e sensível no <i>pixel</i> quente e no <i>pixel</i> frio
$C_{mo}$	comprimento de Monin-Obukhov (m)
$C_p$	calor específico do ar à pressão constante ( $1004 \text{ J.Kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ )
d	distância instantânea entre a Terra e o Sol (km)
$d_j$	dia Juliano
$d_m$	distância média entre a Terra e o Sol (km)
dT	diferença de temperatura entre dois níveis (K)
$dT_F$	diferença de temperatura no <i>pixel</i> frio (K)
$dT_Q$	diferença de temperatura no <i>pixel</i> quente (K)
e	pressão de vapor à altura considerada (mb)
$e_s$	pressão de saturação do vapor de água (mb)
E <sub>tr</sub>	evapotranspiração real (mm)
E <sub>tr24h</sub>	evapotranspiração real diária ( $\text{mm.d}^{-1}$ )
E <sub>trh</sub>	evapotranspiração real horária ( $\text{mm.h}^{-1}$ )
F	densidade de fluxo médio vertical de uma variável s ( $\text{cm}^3/\text{cm}^2.\text{h}$ )
g	aceleração da gravidade ( $9,81 \text{ m.s}^{-2}$ )
G	fluxo de calor no solo ( $\text{W.m}^{-2}$ )
h	altura média da vegetação nas adjacências da torre micrometeorológica (m)
H	fluxo de calor sensível ( $\text{W.m}^{-2}$ )
k	constante de Von Karman (0,41)
$K^*$	balanço de radiação solar ( $\text{W.m}^{-2}$ )
$K\uparrow$	radiação solar refletida pela superfície ( $\text{W.m}^{-2}$ )
$K\downarrow$	radiação solar incidente na superfície ( $\text{W.m}^{-2}$ )
$K\downarrow_{24h}$	média diária de radiação solar incidente ( $\text{W.m}^{-2}$ )
$L^*$	balanço de radiação infravermelha termal ( $\text{W.m}^{-2}$ )
$L\uparrow$	radiação infravermelha termal emitida pela superfície ( $\text{W.m}^{-2}$ )
$L\downarrow$	radiação infravermelha termal incidente na superfície ( $\text{W.m}^{-2}$ )

$q'$	desvio em relação à média da umidade específica do ar
$rah$	resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $s.m^{-1}$ )
$Rn$	balanço de radiação na superfície ( $W.m^{-2}$ )
$Rn_{24h}$	balanço de radiação médio diário ( $W.m^{-2}$ )
$r_s$	resistência estomática ( $s.m^{-1}$ )
$S_0$	constante solar ( $1367 W.m^{-2}$ )
$T'$	desvio em relação à média da temperatura do ar (K)
$T_1$	temperatura medida na altura 1 (K)
$T_{1m}$	temperatura do solo na profundidade de 1 m (K)
$T_2$	temperatura medida na altura 2 (K)
$T_a$	temperatura do ar próxima à superfície (K)
$T_s$	temperatura da superfície (°C, K)
$u$	velocidade do vento ( $m.s^{-1}$ )
$u^*$	velocidade de fricção do vento ( $m.s^{-1}$ )
$u^*_{Tm}$	velocidade de fricção do vento no <i>pixel</i> da torre micrometeorológica ( $m.s^{-1}$ )
$u_{200}$	velocidade do vento à altitude de 200 m ( $m.s^{-1}$ )
$u_x$	velocidade do vento em uma altura $z_x$ ( $m.s^{-1}$ )
$z$	altitude no <i>pixel</i> da torre micrometeorológica (m)
$Z_{0m}$	coeficiente de rugosidade da superfície (m)
$Z_{0mTm}$	coeficiente de rugosidade da superfície no <i>pixel</i> da torre micrometeorológica (m)
$z_1$	altura 1 acima do plano zero de deslocamento (m)
$z_2$	altura 2 acima do plano zero de deslocamento (m)
$z_x$	altura do instrumento utilizado para a medição da velocidade do vento na torre micrometeorológica (m)

### **Gregos**

$\alpha_s$	albedo da superfície
$\beta$	razão de Bowen
$\chi$	condutividade térmica ( $W.m^{-1}.K^{-1}$ )
$\delta$	constante de ajuste para o cálculo do índice de vegetação ajustado ao solo
$\delta_T/\delta_Z$	gradiente vertical de temperatura ( $^{\circ}C.m^{-1}$ )
$\epsilon_a$	emissividade da atmosfera

$\varepsilon_s$	emissividade da superfície
$\gamma$	constante psicrométrica ( $\rho C_p / 0,622 \lambda$ ) ( $\text{mb.K}^{-1}$ )
$\lambda$	calor latente de vaporização da água ( $2,45 \times 10^6 \text{ J.Kg}^{-1}$ )
$\lambda E$	fluxo de calor latente ( $\text{W.m}^{-2}$ )
$\Lambda$	fração evaporativa
$\theta_z$	ângulo zenital solar (radianos)
$\rho$	densidade do ar ( $1,15 \text{ Kg.m}^{-3}$ )
$\rho_i$	reflectância da superfície
$\sigma$	constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ )
$\tau$	transmitância atmosférica
$\omega$	velocidade vertical do vento ( $\text{m.s}^{-1}$ )
$\psi_{0,1}$	correção do transporte de calor conduzido pela atmosfera na altura $z_1$ (m)
$\psi_2$	correção do transporte de calor conduzido pela atmosfera na altura $z_2$ (m)



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVOS.....	5
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	7
3.1. Amazônia, uso/cobertura da terra e meio ambiente.....	7
3.2. Sensoriamento remoto e mapeamento do uso/cobertura da terra na Amazônia.....	8
3.2.1. Classificação digital.....	10
3.3. Condições climáticas da Amazônia.....	10
3.4. Experimentos meteorológicos precursores na Amazônia.....	12
3.4.1. Projeto LBA.....	13
3.5. Balanço de radiação.....	14
3.5.1. Radiação infravermelha termal.....	15
3.5.2. Radiação solar.....	15
3.5.3. Estimativas do balanço de radiação na superfície.....	16
3.5.3.1. Sensoriamento remoto na estimativa do balanço de radiação na superfície.....	18
3.6. Balanço de energia.....	19
3.6.1. Fluxo de calor no solo.....	20
3.6.2. Fluxo de calor sensível.....	20
3.6.3. Fluxo de calor latente.....	21
3.6.4. Evapotranspiração.....	21
3.6.5. Estimativa dos fluxos de energia e evapotranspiração por medidas <i>in situ</i> .....	22
3.6.5.1. Método das Correlações Turbulentas.....	23
3.6.6. Estimativa dos fluxos energéticos em superfície e evapotranspiração por sensoriamento remoto.....	24
3.7. Modelo SEBAL.....	26
3.7.1. Estudos e aplicações.....	27
3.8. Satélite TERRA.....	29
3.8.1. Sensor ASTER.....	29
3.8.1.1. Produtos ASTER.....	30
3.8.2. Sensor MODIS.....	31
3.8.2.1. Produtos MODIS.....	31
4 ÁREA DE ESTUDO.....	33

4.1. Região da Fazenda Nossa Senhora Aparecida .....	35
4.2. Região da Reserva Biológica do Jaru .....	36
5 MATERIAIS E MÉTODOS.....	37
5.1. Dados micrometeorológicos .....	37
5.2. Dados orbitais.....	39
5.2.1. Pré-Processamento .....	40
5.3. Mapeamento do uso e cobertura da terra.....	42
5.4. Implementação do SEBAL.....	45
5.4.1. Balanço de radiação.....	47
5.4.1.1. Albedo .....	47
5.4.1.2. Emissividade da superfície .....	48
5.4.1.3. Radiação solar incidente.....	49
5.4.1.4. Radiação infravermelha termal.....	50
5.4.2. Fluxo de calor no solo .....	51
5.4.3. Fluxo de calor sensível .....	52
5.4.3.1. Diferença de temperatura.....	55
5.4.3.2. Correção da estabilidade atmosférica.....	56
5.4.4. Fluxo de calor latente e evapotranspiração real diária .....	58
6 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	61
6.1. Estimativas dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração real diária na região da Fazenda Nossa Senhora Aparecida - ASTER/TERRA.....	61
6.1.1. Uso e cobertura da terra.....	62
6.1.2. Índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI).....	66
6.1.3. Albedo .....	70
6.1.4. Balanço de radiação ( $R_n$ ).....	75
6.1.5. Fluxo de calor no solo ( $G$ ).....	80
6.1.6. Fluxo de calor sensível ( $H$ ).....	85
6.1.7. Fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ) .....	92
6.1.8. Evapotranspiração real diária ( $E_{tr_{24h}}$ ).....	98
6.2. Estimativas dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração real diária na região da Reserva Biológica do Jaru - ASTER/TERRA .....	104
6.2.1. Uso e cobertura da terra.....	105
6.2.2. Índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI).....	109
6.2.3. Albedo .....	113
6.2.4. Balanço de radiação ( $R_n$ ).....	117

6.2.5. Evapotranspiração real diária ( $E_{tr_{24h}}$ ).....	125
6.3. Análise de casos de mudança de uso/cobertura da terra e sua relação com os fluxos de energia na superfície .....	130
6.4. Fechamento do balanço de energia.....	138
6.4.1. Sítio da Fazenda Nossa Senhora Aparecida .....	139
6.4.2. Sítio da Reserva Biológica do Jaru.....	140
6.5. Validação das estimativas do modelo SEBAL .....	142
6.5.1. Região da Fazenda Nossa Senhora Aparecida .....	143
6.5.2. Região da Reserva Biológica do Jaru .....	147
6.6. Estimativas dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração real diária na região da Fazenda Nossa Senhora Aparecida - MODIS/TERRA.....	151
6.7. Estimativas dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração real diária na região da Reserva Biológica do Jaru - MODIS/TERRA .....	179
7 CONCLUSÕES .....	199
7.1. Considerações finais .....	203
7.1.1. Recomendações .....	204
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	207



## 1 INTRODUÇÃO

A Amazônia Legal Brasileira, situada na região Norte do Brasil, engloba a maior floresta tropical do planeta, considerada um importante estoque de carbono e habitat para inúmeras espécies animais e vegetais (FUJISAKA et al., 1998; FEARNSIDE, 2009). No entanto, esta região passa por uma exploração em grande escala de seus recursos naturais, e as diferentes transformações ocorridas na cobertura da superfície, principalmente pela substituição de áreas de floresta por pastagem, exercem uma grande influência na hidrologia e clima (NOBRE et al., 2007; OLIVEIRA et al., 2007; CARDOSO et al., 2009; DAVIDSON et al., 2012).

A radiação solar incidente no sistema terra-atmosfera constitui uma variável climática muito importante, por ser a principal fonte de energia do planeta e por influenciar praticamente todos os elementos do clima (MOURA, 2001). No ambiente de floresta a radiação solar ocupa um papel relevante, pois tem fundamental importância nos processos de circulação do ar, aquecimento do ar e da superfície, e de evapotranspiração. Isto ocorre devido à vegetação ser uma fundamental receptora e armazenadora de energia, reduzindo a radiação solar perdida para o espaço. A retirada ou a substituição da cobertura vegetal ocasiona mudanças no balanço de radiação, o que pode resultar em uma maior ou menor disponibilidade de energia para os processos atmosféricos (QUERINO et al., 2006). A interação entre a vegetação e o clima é variável de acordo com as mudanças naturais que ocorrem na vegetação, em determinado período de tempo. Tal variação decorre de mudanças no balanço de energia radiativa, que por sua vez influenciam a temperatura e o regime de precipitação, acarretando modificações no albedo, na rugosidade e na evapotranspiração, as quais influenciam diretamente o clima (MORAES, 2002).

Devido à importância dos fenômenos físicos que envolvem a radiação armazenada pelo planeta, torna-se necessário o seu conhecimento detalhado em escala temporal e espacial, o que possibilita o aprimoramento de estudos referentes ao ciclo do carbono, previsão do tempo e clima, além de possibilitar o estudo de mudanças climáticas (CHRYSOULAKYS, 2003; HOUBORG et al., 2007). Há alguns anos vêm sendo

realizados experimentos meteorológicos envolvendo coletas contínuas de dados na região amazônica, o que têm permitido conhecer a variabilidade, em especial ao longo das estações, da energia disponível para os processos de aquecimento direto da atmosfera pela superfície e evapotranspiração (FISCH et al., 1997; GASH et al., 2004). No entanto, medições diretas realizadas em campo geralmente são pontuais, e dada a extensão e a diversidade da região amazônica, se faz necessária a estimativa e representação espacial dos fluxos de radiação sob uma escala mais ampla, de modo a melhor detalhar as características da camada limite planetária utilizadas em modelos climáticos e de previsão do tempo (MORAES, 2002).

Nesse contexto, a utilização de dados de sensoriamento remoto surge como alternativa viável, pois possibilita determinar os fluxos radiativos e energéticos com vasta cobertura espaço-temporal. O satélite TERRA, lançado no ano de 1999 como parte do programa *Earth Observing System* (EOS) da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), possui cinco sensores imageadores que adquirem dados diariamente sobre a superfície da terra e sobre a atmosfera. Os sensores *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER) e *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), a bordo desta plataforma, apresentam características como cobertura global, alta resolução radiométrica, intervalos dinâmicos nas bandas do visível, infravermelho próximo, infravermelho médio e infravermelho termal (ABRAMS, 2000; ROJAS et al., 2002), que os tornam instrumentos promissores para os mais diversos estudos de cunho ambiental.

Sendo assim, a aplicação dos sensores ASTER e MODIS/TERRA para estimativa e avaliação dos fluxos energéticos e da evapotranspiração pode ser realizada por intermédio de modelagem, com entrada de dados extraídos de imagens, como reflectância da superfície, temperatura, emissividade e índices de vegetação. O modelo *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL) (BASTIAANSSEN, 1995) constitui-se num algoritmo que se destaca pelo fato de utilizar suposições empíricas básicas e por necessitar de dados de sensores orbitais complementados com poucas informações de superfície (p.e. velocidade do vento), obtidas em estações micrometeorológicas (SILVA; BEZERRA, 2006; NICÁCIO, 2008). Este modelo tem

sido utilizado e validado por diversas pesquisas relacionadas ao balanço de energia (MEDINA et al., 1998; TIMMERMANS; MEIJERINK, 1999; ALLEN, 2000; ALLEN et al., 2002; BASTIAANSSEN; ALI, 2003; CHEMIN et al., 2004; BASTIAANSSEN et al., 2005; SILVA et al., 2005; KONGO; JEWITT, 2006; FOLHES, 2007; ZWART; BASTIAANSSEN, 2007; NICÁCIO, 2008; TEIXEIRA, 2010; TAGHVAEIAN; NEALE, 2011; PAIVA et al., 2011; BHATTARAI et al., 2012) em diferentes regiões, utilizando dados orbitais diários (referentes ao instante da passagem do satélite). No entanto, são escassos os trabalhos que o utilizam para a Amazônia devido, principalmente, à dificuldade na obtenção de dados orbitais livres de cobertura de nuvens. Apesar da dificuldade com relação aos dados orbitais, este estudo pretende auxiliar a compreensão da interação entre biosfera e atmosfera na região amazônica, utilizando para tanto, dados dos sensores ASTER e MODIS/TERRA e informações de campo sob o âmbito do Projeto de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA).



## 2 OBJETIVOS

O objetivo principal deste estudo foi avaliar os componentes do balanço de energia e a evapotranspiração real diária obtidos pelo modelo SEBAL, a partir de dados de sensores multiespectrais de alta e moderada resolução espacial (ASTER e MODIS/TERRA), em duas regiões (Fazenda Nossa Senhora Aparecida e Reserva Biológica do Jaru) no estado de Rondônia (RO), sudoeste da Amazônia brasileira.

Os objetivos específicos incluíram:

- a) produzir mapas de uso e cobertura da terra para as regiões delimitadas, de forma a identificar a distribuição geográfica das fisionomias vegetais existentes e fornecer subsídios para a análise dos resultados gerados por modelagem;
- b) gerar estimativas dos componentes do balanço de energia (balanço de radiação, fluxos de calor no solo, calor sensível e calor latente) e da evapotranspiração real diária, nas regiões da Fazenda Nossa Senhora Aparecida e Reserva Biológica do Jaru, a partir de dados diários dos sensores ASTER e MODIS;
- c) analisar o padrão espacial e temporal dos fluxos de energia na superfície e evapotranspiração real diária nas regiões de estudo, considerando os mapas de uso e cobertura da terra;
- d) avaliar a sensibilidade das estimativas do modelo SEBAL, com o uso de dados ASTER, às alterações antrópicas na superfície, e obter valores dos fluxos de energia e evapotranspiração real diária em casos típicos de mudanças de uso/cobertura da terra na Amazônia;
- e) analisar o comportamento do fechamento do balanço de energia obtido pela técnica das correlações turbulentas nas torres do LBA nos sítios de pastagem e floresta;

- f) validar as estimativas geradas pelo modelo SEBAL, a partir de dados ASTER, com medidas *in situ* obtidas pelas torres micrometeorológicas do LBA (condições de pastagem e floresta) localizadas no interior das regiões de estudo;
  
- g) comparar as estimativas geradas pelo SEBAL através de dados MODIS com as estimativas obtidas com o uso de dados ASTER, de modo a identificar o potencial dos dados MODIS na espacialização dos fluxos de energia e evapotranspiração real diária na região amazônica.

### **3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA**

O foco desta pesquisa foi avaliar os componentes do balanço de energia e a evapotranspiração real diária obtidos pelo modelo SEBAL, utilizando dados ASTER e MODIS/TERRA, em duas regiões específicas na Amazônia brasileira. No intuito de oferecer subsídios teóricos que fundamentem este trabalho, este capítulo aborda os principais aspectos conceituais que serão utilizados.

#### **3.1. Amazônia, uso/cobertura da terra e meio ambiente**

A degradação das florestas e a queima de combustíveis fósseis são apontadas atualmente como as principais atividades antrópicas responsáveis pelo acréscimo de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) na atmosfera. Neste sentido, cresce o interesse pela compreensão e pelo monitoramento do uso/cobertura da terra e dos processos de desflorestamento, principalmente em regiões tropicais, visto as inúmeras evidências que remetem essas modificações aos acréscimos na emissão de gases do efeito estufa, com destaque para o dióxido de carbono, e a conseqüente mudança climática (CARREIRAS et al., 2006). O aumento significativo da concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera induz a uma elevação da temperatura média global pelo aprisionamento de uma maior quantidade de radiação infravermelha termal emitida pelo sistema terra-atmosfera (MORTON et al., 2006). Assim, torna-se necessário compreender e monitorar tais processos, avaliando as conseqüências e os impactos causados na biodiversidade do maior ecossistema de floresta tropical do planeta (CARDILLE; FOLEY, 2003; CARREIRAS; PEREIRA, 2005).

De um modo geral, a grande maioria dos processos de desflorestamento subsidia a implantação da agropecuária e, em menor escala, as atividades madeireiras e a mineração. As áreas de ocorrência de desmatamento na Amazônia Legal Brasileira (AL) são impulsionadas principalmente por obras de infraestrutura, como por exemplo, a construção de estradas. Empreendimentos que incentivam as atividades agrícolas na região, promovendo uma redução no custo do transporte de produtos agrícolas, também promovem aceleração nos processos de desmatamento. De acordo com Carreiras et al. (2006), cerca de 46% da área da AL atualmente utilizada para agricultura e pastagem

era ocupada previamente por floresta tropical primária, enquanto cerca de 33% das áreas atualmente usadas para agricultura e pastagem eram ocupadas anteriormente por cerrado, o que evidencia o intensivo desflorestamento neste domínio. No restante, cerca de 19% correspondia a vegetação de transição entre diferentes classes e apenas 2% era constituído de outros tipos de cobertura vegetal. Atualmente, os estados da AL que apresentam as maiores áreas de seus territórios ocupadas por agricultura e pastagem são os estados do Maranhão (61%), Tocantins (39,4%) e Mato Grosso (36,9%). Nos estados de Rondônia, Pará e Roraima as áreas territoriais ocupadas por agricultura e pastagem são iguais a 28,3%, 17,5% e 14,3%, respectivamente. Os estados da AL com as menores porcentagens de áreas com atividades agrícolas são o Amazonas (3,1%), Amapá (9,8%) e Acre (11,3%) (CARREIRAS et al., 2006).

As práticas de desmatamento e o processo de transição entre a vegetação natural e a implementação de atividades agrícolas acontecem de maneira rápida. A implementação de agricultura em áreas desmatadas (florestas ou cerrados) ocorre, de um modo geral, em menos de um ano em cerca de 90% das áreas desflorestadas, enquanto a implementação da pastagem acontece em um intervalo de tempo maior, com ocupação de cerca de 72% a 86% das áreas desmatadas após o mesmo intervalo de tempo (MORTON et al., 2006). De acordo com Morton et al. (2006) a recente expansão da agricultura mecanizada nas fronteiras de floresta tropical e de cerrado tem causado uma aceleração nos processos de desflorestamento, evidenciando a contribuição do crescimento da produção agrícola nessa região para a degradação ambiental. Além da intensificação da produção agrícola, Anderson (2004) apresenta uma série de fatores que também atuam como agentes potenciais para a mudança do uso/cobertura da terra na AL, como por exemplo, as queimadas e o desmatamento madeireiro seletivo.

### **3.2. Sensoriamento remoto e mapeamento do uso/cobertura da terra na Amazônia**

O sensoriamento remoto tem um papel fundamental no mapeamento do uso e cobertura da terra da região amazônica, pois permite obter informações históricas e atuais para um ambiente vasto e de difícil acesso (SHIMABUKURO et al., 2005; ALMEIDA, 2008).

Diversos projetos e estudos foram e vêm sendo desenvolvidos a fim de mapear o uso e cobertura da terra na região, em que as principais classes estabelecidas referem-se às florestas tropicais primárias, as sucessões florestais secundárias, o cerrado, a agricultura, a pastagem e os corpos de água naturais e artificiais.

No estado de Rondônia, Kimes et al. (1999) utilizaram dados do sensor *High Resolution Visible* (HRV/SPOT) e redes neurais para o mapeamento de áreas de desflorestamento, florestas primárias e diversas classes de regeneração florestal. Dados provenientes do sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR/NOAA) foram utilizados por Lucas et al. (2000) para mapear, a partir de classificação supervisionada, os estágios de sucessão secundária na AL. Por sua vez, Vieira et al. (2003) realizaram o mapeamento de diferentes estágios de regeneração em áreas desflorestadas abandonadas no estado do Pará com dados obtidos pelo sensor *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM<sup>+</sup>/Landsat 7). O sensor MODIS/TERRA foi usado por Morton et al. (2006) para o mapeamento das classes de cobertura da terra no estado do Mato Grosso. Foram empregados dados com 250 m de resolução espacial juntamente com um classificador desenvolvido.

Entre outros estudos, cabe destacar que a Coordenação Geral de Observação da Terra (OBT) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) realiza inventários mensais e anuais de desflorestamento da Amazônia Legal através de dados de diferentes satélites. Estes são realizados via dois projetos: o Programa de Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por Satélite (PRODES), criado em 1988, e o Sistema de Detecção de Desmatamento em Tempo Real (DETER), em execução desde 2005. O Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE) utilizou dados orbitais *Thematic Mapper* (TM/Landsat 5) com o objetivo de melhorar a representação da variabilidade espacial da vegetação nos modelos de previsão de tempo e clima, sob o âmbito do Projeto Atualização da Representação da Vegetação nos Modelos Numéricos (PROVEG). Foi realizado um primeiro mapeamento no ano de 2000, em que as classes de uso/cobertura definidas foram: lâminas de água, antropização, savana e floresta (SESTINI et al., 2002). No PROVEG a atualização deste mapeamento é realizada através da importação de dados de desflorestamento para a AL gerados pelo PRODES.

Apesar dos inúmeros sensores e métodos utilizados para o mapeamento do uso e cobertura da terra na Amazônia, não se pode apontar uma metodologia ideal. A definição desta deve levar em conta uma série de variáveis, como por exemplo, a escala de trabalho, a frequência de revisita dos sensores a bordo das plataformas orbitais, as bandas espectrais necessárias e a política de aquisição dos dados.

### **3.2.1. Classificação digital**

De um modo geral, a extração de informações referentes ao uso e cobertura da terra a partir de dados de sensoriamento remoto se dá a partir de classificação digital (NOVO, 1992). A classificação é um processo de extração de informações que abrange um conjunto de técnicas, que podem ser matemáticas ou estatísticas. O principal objetivo dos procedimentos de classificação de imagens é automatizar a categorização de todos os *pixels* de uma imagem dentro de temas ou classes de uso e cobertura da terra (LILLESAND et al., 2004).

Diversos algoritmos computacionais vêm sendo desenvolvidos com o objetivo de aprimorar o processo de classificação digital de imagens orbitais. Um algoritmo de classificação que merece destaque é o algoritmo de Bhattacharya, implementado no programa SPRING. Ele opera em nível de regiões, utilizando como amostras de treinamento regiões geradas no processo de segmentação e selecionadas pelo analista. A medida de distância usada para determinar a separabilidade estatística entre um par de classes espectrais é a “Distância de Bhattacharya”, que representa a distância média entre as distribuições de probabilidades de classes espectrais (JENSEN, 2000). Este algoritmo tem por vantagem, com relação aos classificadores *pixel-a-pixel*, a geração de imagens temáticas com qualidade visual superior por considerar a textura da imagem quando se compara o valor nominal de um *pixel* com a estatística de um grupo pré-selecionado.

### **3.3. Condições climáticas da Amazônia**

A Amazônia está localizada na região equatorial e possui um clima quente e úmido, porém estas características não foram constantes durante os últimos 15.000 anos.

Algumas alterações da relação Terra-Sol provocaram mudanças na quantidade de energia solar recebida pelo planeta Terra, modificando a composição dos sistemas atmosféricos predominantes e o clima. As mudanças climáticas e fitogeográficas ocorridas durante o período Quaternário decorreram de frequentes alterações glaciais e interglaciais, as quais produziam mudanças bruscas, como a mudança de vegetação predominante de floresta para savanas, durante períodos de clima mais frio e seco (NOBRE et al., 1991; FISCH et al., 1998).

O clima atual da região amazônica é uma combinação de vários fatores, sendo que o mais importante é a disponibilidade de energia solar. Conforme Fisch et al. (1998), os maiores valores de radiação solar incidente na superfície ocorrem nos meses de setembro/outubro, sendo que os mínimos são nos meses de dezembro à fevereiro. Esta distribuição é controlada pela nebulosidade advinda da migração SE/NW da convecção amazônica (HOREL et al., 1989).

Devido à quantidade de energia que incide na superfície, o comportamento da temperatura do ar mostra uma pequena variação ao longo do ano, com exceção da parte mais ao sul (Rondônia e Mato Grosso), que inclusive sofre a ação de sistemas frontais. A amplitude térmica sazonal é da ordem de 1 a 2°C, sendo que os valores médios situam-se entre 24 e 26°C. Especificamente, Belém (PA) apresenta a temperatura média mensal máxima de 26,5°C em novembro e a mínima temperatura de 25,4°C em março. Manaus (AM), por outro lado, possui seus extremos de temperatura nos meses de setembro (27,9°C) e abril (25,8°C) (SALATI; MARQUES, 1984).

A região amazônica apresenta uma precipitação média aproximada de 2300 mm.ano<sup>-1</sup>, embora hajam locais (fronteira entre Brasil e Colômbia e Venezuela) em que o total anual atinge 3500 mm. A distribuição espacial e temporal das chuvas na Amazônia foi analisada por Figueroa e Nobre (1990), que ao considerarem dados de 226 estações pluviométricas verificaram que o período de chuvas é compreendido entre novembro e março, o período de seca entre maio e setembro, e os meses de abril e outubro representam a transição entre estes regimes.

A evapotranspiração da floresta tropical amazônica é propósito de diversas pesquisas (SHUTTLEWORTH et al., 1987; RESCHKE, 1996; VON RANDOW et al., 2004). As estimativas sugerem que as taxas de evapotranspiração são de  $4,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ , com variações sazonais decorrentes da existência ou não de chuvas (FISCH et al., 1998), porém nesses casos todos os fatores são considerados, por exemplo, a superposição de camadas foliares e a contribuição da superfície. Marques Filho et al. (1986) e Fisch (1990) realizaram estudos comparativos entre medidas da evapotranspiração real e estimativas da evapotranspiração potencial na região amazônica, chegando a valores entre a razão das evapotranspirações real e potencial de 0,40 e 0,30, típicos da estação seca. De acordo com Shuttleworth et al. (1987) na estação chuvosa a evapotranspiração real é praticamente igual a potencial, pois o solo possui muita umidade.

Com o intuito de avaliar as consequências climáticas de alterações da vegetação na Amazônia, Oliveira (2008) realizou uma série de simulações numéricas que mostraram que mudanças na cobertura vegetal na Amazônia modificam a estrutura dinâmica da atmosfera e, conseqüentemente, a convergência de umidade e de massa em baixos níveis da atmosfera, principalmente na estação seca. Verificou também que os principais impactos no clima da Amazônia, em virtude do desflorestamento, ocorrem no leste e na região central da Amazônia e estão relacionados com o aumento da temperatura do ar próximo à superfície, e com a diminuição da evapotranspiração e da precipitação, o que ocorre principalmente durante a estação seca.

### **3.4. Experimentos meteorológicos precursores na Amazônia**

Nos últimos vinte anos, diversos experimentos meteorológicos foram realizados na região amazônica com o objetivo de ampliar os conhecimentos relativos à interação entre o ambiente de floresta tropical e a atmosfera. O experimento *Amazonian Research Micrometeorological Experiment* (ARME), realizado durante os anos de 1983 a 1985, teve como objetivo a coleta de dados micrometeorológicos da partição de energia pela floresta amazônica e estimativas de evapotranspiração (SHUTTLEWORTH; MOLION, 1988). Posteriormente, entre 1985 a 1987, foi realizado o experimento *Amazonian Boundary Layer Experiment* (ABLE) com o intuito de coletar dados da estrutura da

atmosfera da região amazônica, a fim de estudar a liberação e o ciclo de gases e aerossóis da floresta (GARSTANG et al., 1990). Visando a obtenção de dados dos fluxos de energia e dos elementos climáticos sobre as superfícies de floresta tropical e de pastagem, iniciou-se o projeto *Anglo Brazilian Amazonian Climate Observational Study* (ABRACOS), que teve a realização de missões de coleta de dados em épocas secas e úmidas em três localidades distintas da Amazônia, durante os anos de 1991 a 1995 (GASH; NOBRE, 1997). Campanhas intensivas para coleta de medidas envolvendo micrometeorologia (WRIGHT et al., 1992) e mudanças da umidade do solo (TOMASELLA; HODNETT, 1997) também foram realizadas nestes sítios entre os anos de 1990 e 1994.

#### **3.4.1. Projeto LBA**

O projeto LBA foi concebido em 1998 e se trata de uma iniciativa de pesquisa internacional, liderada pelo Brasil, cujas observações e análises foram planejadas com vistas a ampliar a base de conhecimentos sobre a Amazônia em seis áreas: Física do Clima, Armazenamento e Trocas de Carbono, Biogeoquímica, Química da Atmosfera, Hidrologia, e Uso da Terra e Cobertura Vegetal. No que diz respeito à Física do Clima, os estudos meteorológicos e hidrológicos têm sido realizados em escalas espaciais de tamanhos variados, incluindo desde diminutas áreas experimentais até toda a bacia amazônica, com ênfase na determinação e compreensão das variações espaciais e temporais dos fluxos de energia e de água (CORREIA, 2005; VILANI et al., 2006).

Nos últimos anos, a tecnologia de medidas de fluxos desenvolveu-se de maneira gradativa, de modo que se tornou viável monitorar fluxos continuamente por períodos de vários anos. Isso permite o estudo da variabilidade interanual e a resposta detalhada do ambiente aos eventos climáticos extremos, tais como o El Niño e La Niña (NOBRE et al., 2007). A estratégia do LBA consiste em usar essa tecnologia em torres micrometeorológicas instaladas sob diferentes superfícies para fazer medidas de longo período nos estados de Rondônia, Amazonas, Tocantins, Pará e no Distrito Federal. Os dados gerados têm sido utilizados para definir o estado presente do sistema amazônico e sua resposta a perturbações atuais, os quais são complementados com resultados de

modelos numéricos para proporcionar um melhor entendimento quanto a possíveis mudanças futuras (OLIVEIRA, 2008; ARTAXO NETTO, 2012).

### **3.5. Balanço de radiação**

No momento em que a radiação solar penetra na atmosfera sofre uma série de processos que a modificam (HARTMANN, 1994). Uma considerável porção da radiação solar incidente é refletida pelas nuvens e difusamente espalhada pela atmosfera. Outras perdas ocorrem devido, principalmente, à absorção da radiação solar pelo ozônio e vapor de água, ou seja, apenas uma parte atinge diretamente a superfície terrestre (OKE, 1982). O planeta Terra também exerce o papel de emissor de radiação eletromagnética, que ocorre na faixa do infravermelho distante, pois tanto os diferentes objetos terrestres como a atmosfera emitem energia eletromagnética de acordo com as suas temperaturas. Sendo assim, parte da energia eletromagnética emitida pela superfície terrestre chega ao espaço e parte é absorvida pela atmosfera, ocasionando o aumento da temperatura desta e, conseqüentemente, ampliando a sua reemissão de energia eletromagnética tanto em direção ao espaço quanto em direção à superfície (HARTMANN, 1994).

O estudo da interação da radiação solar entre a atmosfera e uma superfície vegetada é de grande importância para a compreensão dos processos de trocas turbulentas de energia e massa entre a área vegetada (culturas, florestas, pastagens) e a atmosfera (BASTABLE et al., 1993; MARQUES FILHO, 1997). De acordo com Molion (1987) é nas porções equatoriais dos continentes cobertos por florestas que se encontram as principais fontes de aquecimento da atmosfera. Neste sentido, a floresta amazônica destaca-se por ser a maior floresta tropical do planeta e considerada uma importante fonte de calor para a circulação geral da atmosfera, visto que a grande quantidade de radiação solar incidente é absorvida pela superfície e transformada em calor latente (BASTABLE et al., 1993).

Com o escopo de melhor entender os processos radiativos ocorrentes entre a atmosfera e a floresta amazônica foram realizados diversos estudos para avaliar as características das suas variações diárias e sazonais (GASH; NOBRE, 1997; QUERINO et al., 2006). Alguns estudos demonstram sob diferentes abordagens que a substituição da vegetação natural de floresta úmida por pastagem afeta consideravelmente o balanço de radiação

na superfície (GASH; SHUTTLEWORTH, 1991; CULF et al., 1996; GALVÃO; FISCH, 2000a; MORAES, 2002).

### **3.5.1. Radiação infravermelha termal**

Todos os materiais sobre a Terra emitem radiação em comprimentos de ondas maiores que o da radiação solar. A maioria da radiação emitida pela Terra (superfície e atmosfera) está contida no intervalo de 4 a 100  $\mu\text{m}$  e é denominada radiação infravermelha distante ou termal. Os gases atmosféricos que interagem com esta radiação são  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{O}_3$  e CFC's, também denominados gases do efeito estufa (OKE, 1982).

A radiação infravermelha termal (IVT) proveniente da atmosfera em direção à superfície terrestre (contra-radiação da atmosfera) é a componente do balanço de radiação mais difícil de ser medida (DARNELL et al., 1983). Assim, medidas diretas de radiação IVT incidente na superfície são raras, sendo quase sempre obtidas de forma indireta, ou por diferença através da equação do balanço de radiação, quando os demais termos são medidos ou estimados através de modelos (FRANCHITO et al., 2002).

Na região amazônica praticamente não existem medidas regulares de radiação IVT incidente, mesmo sendo essa uma variável importante no cálculo do balanço de radiação na superfície, pois representa a contribuição da atmosfera e engloba informações de nebulosidade e concentração de vapor de água (GALVÃO; FISCH, 2000b). Segundo Aguiar et al. (2011), os métodos mais precisos para calcular a radiação IVT emitida pela atmosfera, em dias de céu claro, são baseados em dados de concentração dos gases do efeito estufa e do perfil de umidade e de temperatura do ar, porém, esses dados nem sempre são disponíveis.

### **3.5.2. Radiação solar**

O Sol é a principal fonte de energia disponível para os processos naturais ocorrentes na Terra. A radiação proveniente do Sol, também denominada radiação solar<sup>1</sup>, tem 99% de

---

<sup>1</sup> Neste estudo, a radiação solar global será tratada apenas como radiação solar.

sua energia contida em comprimentos de onda entre 0,3 e 4  $\mu\text{m}$ , correspondendo às bandas do ultravioleta, visível e infravermelho próximo e médio (BRUTSAERT, 1982). Ao atravessar a atmosfera, a radiação solar é modificada espectralmente pelo espalhamento, absorção e reflexão dos diferentes tipos de gases radiativamente ativos, nuvens e partículas presentes na atmosfera (MORAES et al., 2003). Estes processos também são observados com a radiação solar ao incidir em uma comunidade vegetal. A quantidade de radiação solar incidente nas superfícies vegetadas depende de fatores como o ângulo de elevação solar, condições atmosféricas e estrutura do dossel (BALDOCCHI et al., 1984).

A radiação solar incidente sobre uma comunidade vegetal pode influenciar na armazenagem de glicose, crescimento das plantas e atuar diretamente sobre a temperatura dos elementos do dossel que, por sua vez, governa as taxas dos processos bioquímicos e de evapotranspiração (LEITÃO, 1994). As quantidades de radiação solar absorvida, transmitida e refletida pela vegetação diferem entre dosséis, pois cada comunidade vegetal tem suas características químicas, físicas e biológicas próprias, como altura, inclinação, tamanho, composição e coloração das folhas, além do tipo e condições de exposição do solo.

### **3.5.3. Estimativas do balanço de radiação na superfície**

O balanço de radiação pode ser entendido como o processo segundo o qual são contabilizados os fluxos radiantes descendentes e ascendentes, ou seja, é a soma dos balanços de radiação solar e radiação IVT na superfície (HURTADO; SOBRINO, 2001). O balanço de radiação ( $R_n$ ) pode ser expresso em função dos seus componentes conforme a Equação 3.1:

$$R_n = K^* + L^* \quad (3.1)$$

em que  $K^*$  é o balanço de radiação solar ( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) e  $L^*$  é o balanço de radiação IVT ( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ). O balanço de radiação solar ( $K^*$ ) é definido pela diferença entre a radiação solar que incide na superfície e a radiação solar que é refletida por esta e pode ser representado por:

$$K^* = K \downarrow - K \uparrow \quad (3.2)$$

em que  $K \downarrow$  é a radiação solar incidente na superfície ( $\text{W.m}^{-2}$ ) e  $K \uparrow$  é a radiação solar refletida pela superfície ( $\text{W.m}^{-2}$ ). O balanço de radiação IVT ( $L^*$ ) é obtido pela diferença entre a radiação IVT incidente na superfície e a radiação IVT que é emitida pela superfície, sendo expresso pela seguinte equação:

$$L^* = L \downarrow - L \uparrow \quad (3.3)$$

em que  $L \downarrow$  é a radiação IVT incidente na superfície ( $\text{W.m}^{-2}$ ) e  $L \uparrow$  é a radiação IVT emitida pela superfície ( $\text{W.m}^{-2}$ ). A Equação 3.1 pode ser reescrita de maneira a mostrar a influência da superfície nas trocas radiativas:

$$Rn = (1 - \alpha_s)K \downarrow + L \downarrow - \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (3.4)$$

em que  $\alpha_s$  é o albedo da superfície,  $\epsilon_s$  é a emissividade da superfície,  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ ) e  $T_s$  é a temperatura da superfície (K).

Em geral, o balanço de radiação é obtido a partir de medidas instrumentais ou de estimativas por métodos empíricos. A título de exemplo, Galvão e Fisch (2000b) analisaram o comportamento dos componentes do balanço de radiação em uma área onde a vegetação natural foi totalmente substituída por gramínea na região de Ji-Paraná (RO). O período de dados selecionado foi de 4 de abril a 26 de julho de 1993, período correspondente ao final da estação chuvosa e ao início da estação seca na região sudoeste da Amazônia. Os dados utilizados foram registrados por estações instaladas em um sítio experimental do Projeto ABRACOS, na Fazenda Nossa Senhora Aparecida. Os componentes do balanço de radiação apresentaram um ciclo diário bem definido, com os valores mais elevados ocorrendo durante o período diurno e os menores durante o período noturno. Constatou-se que durante o período diurno o  $Rn$  é dominado pelas trocas radiativas da energia solar. Já no período noturno, o  $Rn$  é composto exclusivamente pelos fluxos de radiação IVT ( $L \downarrow$ ,  $L \uparrow$ ), cujas perdas na superfície são controladas pela temperatura da superfície e pela emissividade.

Dada algumas limitações de medições do balanço de radiação, principalmente em escala espacial, métodos alternativos têm sido empregados na perspectiva de favorecer a estimativa dessa variável. Dessa maneira, o sensoriamento remoto surge como uma ferramenta promissora, permitindo a realização do mapeamento tanto do albedo da superfície, que é fundamental para a estimativa do balanço de radiação, como do  $R_n$  propriamente dito.

### **3.5.3.1. Sensoriamento remoto na estimativa do balanço de radiação na superfície**

A frequência e a rapidez com a qual são obtidos e tratados os dados advindos de satélites, em conjunção com a possibilidade da realização de estudos em escalas regionais e globais, proporcionam uma excelente relação custo-benefício. Nas últimas décadas, observa-se um gradativo avanço com relação às características técnicas dos sistemas sensores instalados em plataformas orbitais, apresentando cada vez mais, melhores resoluções espaciais, temporais, radiométricas e espectrais.

Os primeiros estudos relacionados ao balanço de radiação na superfície com o auxílio de dados de satélites são datados da década de 1970, os quais apresentavam, por exemplo, resolução espacial mínima de 1 km. Neste contexto, destacam-se alguns trabalhos. Raschke e Preuss (1979) utilizaram medidas de radiância do satélite NIMBUS-3 para a estimativa do fluxo de radiação solar incidente na superfície (na faixa de 0,2 a 2,8  $\mu\text{m}$ ). Dados dos satélites GOES e METEOSAT foram utilizados por Moraes e Almeida (1986) para estimar a radiação solar incidente na superfície na cidade de São José dos Campos (SP), sob condições de céu claro e encoberto. Lagouarde et al. (1991) utilizaram dados AVHRR/NOAA para computar a radiação IVT emitida pela superfície em Níger e no sudoeste da França. Por sua vez, Gu et al. (1999) utilizaram dados do satélite GOES-8 para calcular o balanço de radiação em uma floresta boreal dos Estados Unidos.

Mais recentemente, Tang et al. (2006) partiram de uma metodologia descrita por Masuda et al. (1995) em que foi proposta uma parametrização para estimar o balanço de radiação solar a partir das medidas de albedo no topo da atmosfera. Desta forma, estes

autores utilizaram dados do satélite *Earth Radiation Budget Experiment* (ERBE), na resolução espacial de 30 km, e dados do sensor MODIS/TERRA de 250 e 500 m. Foi proposta uma parametrização de diferentes albedos, por meio do modelo de transferência radiativa MODTRAN-4 (BERK et al., 1998), visando compatibilizar os dados para avaliação do potencial do sensor MODIS/TERRA para estimativas do balanço de radiação solar. Os resultados obtidos indicaram uma precisão significativa, quando comparados com dados meteorológicos convencionais, apresentando erros médios quadráticos menores que  $20 \text{ W.m}^{-2}$  para condições de céu claro e de  $35 \text{ W.m}^{-2}$  para condições de nebulosidade. Isto confirma a aplicabilidade do método para dados de alta resolução espacial, quando comparados aos dados do satélite ERBE.

Wang et al. (2009) propuseram três métodos para estimar a radiação IVT emitida pela superfície terrestre, utilizando dados MODIS/TERRA e MODIS/AQUA com 1 km de resolução espacial. São eles: a) método da temperatura-emissividade; b) método de modelos lineares e c) método de redes neurais artificiais. Os métodos a e b são baseados em modelos de simulação de transferência radiativa e em análises estatísticas que utilizam a radiância do topo da atmosfera. O uso de redes neurais, apesar de possuir parâmetros de entrada mais simples, gerou resultados equivalentes ou melhores que os demais métodos analisados com correlações superiores a 99,6% e erro médio absoluto inferior a  $3,7 \text{ W.m}^{-2}$ .

### **3.6. Balanço de energia**

O balanço de energia na superfície é fortemente modulado pela radiação solar incidente, que é particionada em energia para aquecimento do ar, aquecimento do solo e para processos evaporativos, ou seja, os fluxos de calor sensível (H), fluxo de calor no solo (G) e fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ), respectivamente (HARTMANN, 1994). O balanço de energia de uma superfície pode ser definido como expresso na Equação 3.5.

$$R_n = H + \lambda E + G \quad (3.5)$$

em que H,  $\lambda E$  e G são dados em  $\text{W.m}^{-2}$ .

Convencionalmente, diz-se que  $Rn$  e  $G$  são positivos quando se dirigem para a superfície, enquanto  $H$  e  $\lambda E$  são positivos quando saem da superfície. Normalmente  $Rn$  é o maior componente do balanço de energia, enquanto  $G$  pode variar de 5 a 50% do balanço, dependendo de fatores como cobertura da vegetação e umidade do solo (BRUTSAERT, 1982). No caso de superfícies cobertas por pastagem ou floresta, o balanço de energia é fortemente afetado pelo valor absoluto da temperatura da superfície. A presença de vegetação florestal modifica os fluxos térmicos na superfície quando comparados com aqueles em uma superfície coberta por pastagem sob as mesmas condições ambientais (ALVALÁ, 1993).

### 3.6.1. Fluxo de calor no solo

O fluxo de calor no solo ( $G$ ) é a quantidade de energia utilizada para aquecer o mesmo. Ele é função da condutividade térmica do solo e de seu gradiente vertical de temperatura, sendo que a transferência de calor no solo ocorre primariamente por condução, ainda que a convecção e a radiação também sejam processos relevantes (ALVALÁ, 1993). Com erro mínimo, esta transferência pode ser descrita modelando-a como um fenômeno de condução; assim, o fluxo de calor no solo é dado pela lei de Fourier:

$$G = -\chi \left( \frac{\delta_T}{\delta_z} \right) \approx \chi \left( \frac{T_s - T_{1m}}{1} \right) \quad (3.6)$$

em que  $\chi$  é a condutividade térmica ( $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ),  $\left( \frac{\delta_T}{\delta_z} \right)$  é o gradiente vertical de temperatura ( $^{\circ}\text{C.m}^{-1}$ ) e  $T_{1m}$  é a temperatura do solo (K) na profundidade de 1 m.

### 3.6.2. Fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível ( $H$ ) é definido como a perda do calor para o ar por condução, devido ao gradiente de temperatura existente entre a superfície e a atmosfera (ALLEN et al., 2002). O processo de troca de calor sensível é determinado pelo estado da camada limite da atmosfera e pelas propriedades da superfície. Assim, de acordo com Alvalá

(1993), a equação aerodinâmica para o transporte de calor sensível entre o dossel da vegetação e um nível de referência é dada por:

$$H = \frac{\rho C_p (T_1 - T_2)}{rah} \quad (3.7)$$

em que  $\rho$  é a densidade do ar ( $1,15 \text{ Kg.m}^{-3}$ ),  $C_p$  é o calor específico do ar à pressão constante ( $1004 \text{ J.Kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ),  $T_1$  e  $T_2$  representam a temperatura (K) medida em duas alturas distintas e  $rah$  é a resistência aerodinâmica para transferência de calor ( $\text{s.m}^{-1}$ ).

### 3.6.3. Fluxo de calor latente

O fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ) ocorre quando há uma diferença na concentração de vapor de água entre a superfície vegetada e o ar livre da atmosfera (ALVALÁ, 1993). Uma relação análoga àquela para o calor sensível pode ser escrita para o calor latente como:

$$\lambda E = \frac{[(\rho C_p / \gamma)(e_s(T_s) - e)]}{(rah + r_s)} \quad (3.8)$$

em que  $\gamma$  é a constante psicrométrica ( $\gamma = \frac{\rho C_p}{0,622\lambda}$ ) ( $\text{mb.K}^{-1}$ ),  $\lambda$  é o calor latente de vaporização da água ( $2,45 \times 10^6 \text{ J.Kg}^{-1}$ ),  $e_s$  é a pressão de saturação do vapor de água (mb) à temperatura  $T_s$  (K),  $e$  é a pressão de vapor (mb) à altura considerada e  $r_s$  a resistência estomática ( $\text{s.m}^{-1}$ ).

### 3.6.4. Evapotranspiração

A evapotranspiração é uma das principais componentes do ciclo hidrológico, sendo um fenômeno de fundamental importância para a vida no planeta (VILLA NOVA; REICHARDT, 1989). A evapotranspiração é determinada por quatro componentes meteorológicos: radiação solar, temperatura do ar, umidade relativa do ar e velocidade do vento. A principal componente que afeta a evaporação da água do solo e a transpiração das plantas é a radiação solar, fator condicionante para a temperatura do ar e do solo (PEREIRA et al., 2002). A incidência de radiação solar depende da

localização geográfica, topografia e dia do ano. A disponibilidade de energia é função do albedo da superfície, onde superfícies mais claras refletem mais, e conseqüentemente, têm menos energia disponível (PEREIRA et al., 1997).

A remoção de água na superfície e o seu transporte para a atmosfera ocorrem devido à combinação de dois processos: evaporação e transpiração (PEREIRA et al., 1997). De acordo com Varejão-Silva (2001) evaporação é a transferência de água para a atmosfera, sob a forma de vapor, que decorre tanto da evaporação em solo úmido sem vegetação, nos oceanos, lagos, rios, e em outras superfícies hídricas naturais, quanto da sublimação ocorrente em superfícies cobertas de gelo. A evaporação depende do suprimento de energia externa, grau de saturação do ar circundante, velocidade do vento e disponibilidade de água. A transpiração é a evaporação da água que foi utilizada nos diversos processos metabólicos necessários ao crescimento e desenvolvimento das plantas (HARTMANN, 1994). Ela se dá através de estruturas celulares denominadas estômatos, que controlam o fluxo dos gases entre a planta e o meio ambiente, dentre eles o vapor de água. A água é retirada do solo pelas raízes e transportada através dos tecidos da planta até os espaços intercelulares, onde ocorre a vaporização (VILLA NOVA; REICHARDT, 1989).

No presente estudo concentram-se esforços na estimativa e avaliação da evapotranspiração real ( $E_{tr}$ ) (mm), que, conforme Tucci e Beltrame (1997), é a quantidade de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, nas condições reais (existentes) de fatores atmosféricos e umidade do solo.

### **3.6.5. Estimativa dos fluxos de energia e evapotranspiração por medidas *in situ***

Os processos turbulentos que ocorrem em determinada superfície são estimados através de gradientes verticais de temperatura, vapor de água e velocidade do vento acima da superfície, usando relações de fluxo-gradiente (PRUEGER et al., 2004). Desta forma, os fluxos turbulentos de calor sensível e latente e, conseqüentemente, a evapotranspiração, podem ser obtidos em campo por diferentes técnicas, em que se destacam o Método do Balanço Hídrico, Método do Balanço de Energia, Método de Penman-Monteith e o Método das Correlações Turbulentas. Esse último foi utilizado para obtenção dos fluxos

de calor sensível e calor latente nas torres micrometeorológicas do LBA nos sítios da Fazenda Nossa Senhora Aparecida (FNSA) e Reserva Biológica do Jarú (RBJ), o qual será discutido a seguir.

### 3.6.5.1. Método das Correlações Turbulentas

O método das correlações turbulentas visa fazer estimativas dos fluxos de calor sensível, de calor latente ou fluxo de vapor de água, e do transporte de momentum baseando-se em séries temporais de medidas de alta frequência de variáveis meteorológicas (SANTOS, 2009). Este método exige a utilização de equipamentos sofisticados, que possibilitam o cálculo das flutuações instantâneas de propriedades atmosféricas (NICÁCIO, 2008).

A densidade de fluxo médio vertical ( $F$ ) ( $\text{cm}^3/\text{cm}^2.\text{h}$ ) de uma variável  $s$  pode ser dada conforme a Equação 3.9, em função da densidade do ar ( $\rho$ ) ( $1,15 \text{ Kg.m}^{-3}$ ) e velocidade vertical do vento ( $\omega$ ) ( $\text{m.s}^{-1}$ ) (ROSENBERG et al., 1983).

$$F = \overline{\rho\omega s} \quad (3.9)$$

Qualquer variável atmosférica na camada limite superficial pode ser escrita em função de seu valor médio e de suas flutuações em torno da média. Desta forma, os termos da Equação 3.10 podem ser escritos conforme o conjunto de equações a seguir:

$$\rho = \bar{\rho} + \rho'; \omega = \bar{\omega} + \omega'; s = \bar{s} + s' \quad (3.10)$$

em que  $\bar{\rho}$ ,  $\bar{\omega}$  e  $\bar{s}$  representam a média, e  $\rho'$ ,  $\omega'$  e  $s'$  são as flutuações em torno da média. Partindo-se do conjunto de equações (3.10) e as regras das médias de Reynolds (ROSENBERG et al., 1983), a Equação 3.9 pode ser escrita da seguinte forma:

$$F = \overline{\rho\omega s} + \overline{\rho\omega s'} + \overline{\rho\omega' s} + \overline{\rho\omega' s'} + \overline{\rho' \omega s} + \overline{\rho' \omega s'} + \overline{\rho' \omega' s} + \overline{\rho' \omega' s'} \quad (3.11)$$

Ao se considerar a densidade do ar virtualmente constante na atmosfera interior, a densidade de fluxo vertical pode ser dada conforme a Equação 3.12:

$$F = \overline{\rho\omega s} + \overline{\rho\omega's'} \quad (3.12)$$

Admitindo que, em determinado período de tempo, a quantidade total de ar ascendente seja aproximadamente igual à de ar descendente, pode-se desprezar a velocidade média, descartando-se o termo  $\overline{\rho\omega s}$ . Dessa maneira, a densidade de fluxo vertical da variável  $s$  pode, então, ser dada conforme a Equação 3.13.

$$F = \overline{\rho\omega's'} \quad (3.13)$$

Os fluxos de calor sensível ( $H$ ) e latente ( $\lambda E$ ) são, então, expressos de acordo com Arya (2001), a partir das Equações 3.14 e 3.15.

$$H = \rho C_p \overline{\omega'T'} \quad (3.14)$$

$$\lambda E = \overline{\rho\omega'q'} \quad (3.15)$$

em que  $C_p$  representa o calor específico do ar à pressão constante ( $1004 \text{ J.Kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ );  $T'$  e  $q'$  representam, respectivamente, os desvios em relação à média da temperatura do ar ( $K$ ) e da umidade específica do ar.

### **3.6.6. Estimativa dos fluxos energéticos em superfície e evapotranspiração por sensoriamento remoto**

Medidas de fluxos de energia em superfície são onerosas devido ao alto custo dos instrumentos envolvidos na coleta dos dados, o que limita a densidade espacial dessas medidas. As metodologias tradicionais citadas anteriormente, onde se deu destaque para o método das correlações turbulentas, além de demandarem dados que não são obtidos de forma corriqueira, não permitem o provimento de informações mais amplas, quando se quer trabalhar, por exemplo, sob o contexto regional (BASTIAANSEN, 2000). Cabe ressaltar que a principal vantagem do uso do sensoriamento remoto na estimativa dos fluxos de energia e da evapotranspiração é a visão espacializada possível de ser obtida. Para Nicácio (2008) as metodologias que utilizam sensoriamento remoto não substituem os demais métodos que levam em consideração medidas feitas em campo, ou

seja, os métodos tradicionais de estimativa dos fluxos de energia, mas são complementares.

Com o intuito de obter a evapotranspiração real (Etr) em uma área do Senegal, Sandholt e Andersen (1993) utilizaram vinte e três cenas do satélite *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) e dados meteorológicos. A estimativa de Etr foi baseada em uma equação linear que relaciona a diferença entre o calor latente ( $\lambda E$ ) e a radiação líquida ( $R_n$ ), e a diferença entre a temperatura da superfície e a temperatura do ar. Os resultados mostraram uma boa relação entre os valores medidos pelo satélite e os valores obtidos em campo e calculados pelo método de Penmann-Montheith. Dados do sensor ASTER/TERRA foram utilizados por Kampf e Tyler (2006) com objetivo de obter mapas de evapotranspiração na região do salar do Atacama. Foram estabelecidas aproximações empíricas que incorporam as informações quantitativas do sensoriamento remoto e também informações qualitativas, como classificação do uso e cobertura da terra. Os resultados demonstraram que os cálculos dos fluxos de energia são sensíveis aos parâmetros termais do solo, a rugosidade da superfície e ao vento, que têm variabilidade espacial, mas não podem ser detectados diretamente pelo sensoriamento remoto.

Utilizando dados MODIS/TERRA e o modelo *Simplified Surface Energy Balance Index* (S-SEBI), Senay et al. (2007) estimaram a evapotranspiração real (Etr) durante um período de seis anos (2000-2005) para duas bacias hidrográficas que comportam extensas áreas irrigadas no Afeganistão. As estimativas sazonais de Etr foram utilizadas como indicadores relativos às diferenças de magnitude de ano para ano de produção. Os resultados foram compatíveis com os dados de campo e estimativas baseadas no método do balanço hídrico. Santos e Silva (2008) utilizaram dados TM/Landsat 5 e o modelo S-SEBI para obter valores de evapotranspiração para a cultura da bananeira, em uma região semi-árida do estado do Ceará. Os valores estimados para a evapotranspiração do pomar de bananeiras, para as imagens sem presença de nuvens, mostraram tendências homogêneas, variando de 6,4 a 6,6 mm.dia<sup>-1</sup>. Para o dia com presença de nuvens, o

valor estimado de evapotranspiração foi de  $3,3 \text{ mm.dia}^{-1}$ , evidenciando uma redução na partição de energia, devido à diminuição da disponibilidade desta.

### 3.7. Modelo SEBAL

Diversos algoritmos vêm sendo desenvolvidos com o objetivo de estimar o balanço de energia na superfície e evapotranspiração com base em dados de sensoriamento remoto. O SEBAL (BASTIAANSSEN, 1995) é um modelo que tem se destacado por sua aplicabilidade e que utiliza dados orbitais e reduzidas informações de superfície, tais como temperatura do ar e velocidade do vento. Ele foi desenvolvido de modo que a partição das componentes da energia disponível à superfície possa ser estimada com precisão, utilizando, para isso, um número mínimo de informações de campo (FOLHES, 2005; SILVA; BEZERRA, 2006).

O SEBAL compreende diversas etapas, sendo o balanço de radiação ( $R_n$ ) o primeiro componente do balanço de energia a ser obtido pelo modelo. Em seguida, é possível se obter o fluxo de calor no solo ( $G$ ) em função de  $R_n$ , índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI), albedo e temperatura da superfície. Em subsequência, o modelo permite a obtenção do fluxo de calor sensível ( $H$ ), um dos passos do SEBAL que requer maior atenção (SANTOS, 2009), especialmente na escolha dos *pixels* que se referem às condições extremas de temperatura e umidade da área de estudo, denominados de *pixel* frio e *pixel* quente.

De acordo com Bastiaanssen (1995), o *pixel* frio deve ser escolhido sobre um corpo de água. Nesse *pixel*, encontra-se baixo valor de temperatura da superfície e a maior parte da energia disponível é utilizada para os processos de evaporação. Já o *pixel* quente ou seco deve ser selecionado em uma área de solo exposto e seco. No *pixel* quente a temperatura da superfície é alta e o NDVI é baixo. Nesse *pixel*, como o solo está seco e praticamente não há presença de vegetação, a maior parte da energia disponível à superfície é utilizada para aquecimento do ar e do solo.

Outro ponto importante se refere à estimativa do gradiente de temperatura, que é a diferença entre a temperatura da superfície e a temperatura do ar. Para a obtenção da

temperatura da superfície através das imagens orbitais da região termal é necessário utilizar técnicas de correção dos efeitos atmosféricos. De um modo geral, a correção atmosférica depende da realização de lançamentos de radiossondagens simultâneas às passagens do satélite na área de interesse. Essas medições de radiossondagens nem sempre estão disponíveis, desta forma o SEBAL admite uma relação linear positiva entre o gradiente de temperatura e a temperatura da superfície (BASTIAANSSEN et al., 1998a).

O cálculo do fluxo de calor sensível no SEBAL é realizado, então, de maneira iterativa, onde a primeira estimativa de H é realizada assumindo-se uma atmosfera neutra. A correção da estabilidade atmosférica é feita através do coeficiente de similaridade de Monin-Obukhov em cada *pixel* da imagem (BASTIAANSSEN et al., 1998a), que é assimilado pelo processo iterativo a fim de permitir a geração de H corrigido para as condições de estabilidade e instabilidade atmosférica.

Uma das últimas etapas do SEBAL é a estimativa do fluxo de calor latente, que é computado instantaneamente considerando o resíduo da equação do balanço de energia. Conhecendo-se a densidade de fluxo de calor latente é possível a obtenção da evapotranspiração real na região de interesse. No modelo SEBAL o cálculo da  $E_{tr}$  é realizado através da fração evaporativa obtida no momento da passagem do satélite, e considerada constante durante o dia (BASTIAANSSEN, 2000).

Com relação à precisão do SEBAL em suas estimativas, Bastiaanssen et al. (1998b) afirmam que a precisão desse algoritmo varia em função da escala espacial e do tipo de superfície, alterando-se com a heterogeneidade da superfície e com o tamanho do *pixel*. Conforme Nicácio (2008) a qualidade destas estimativas também é dependente de melhorias nas parametrizações e consequente calibração das equações utilizadas no SEBAL para diferentes biomas do Brasil.

### **3.7.1. Estudos e aplicações**

Estudos aplicando o modelo SEBAL têm sido realizados em diferentes regiões do mundo, sob diferentes abordagens, superfícies heterogêneas e dados oriundos de

sensores a bordo de distintas plataformas orbitais. Neste sentido, Medina et al. (1998) avaliaram as características da superfície (albedo e temperatura da superfície) e estimaram a Etr para a região do vale de Guadalquivir, Espanha, a partir de imagens TM/Landsat 5 e o modelo SEBAL. Esta região é composta por culturas irrigadas e não irrigadas, reservatórios e solo exposto. Como resultado encontraram um alto desvio padrão ao comparar determinada cultura em processo de irrigação e na ausência de irrigação, o que indica que a Etr é função do estado hídrico e estágio de desenvolvimento da cultura.

Hemakumara et al. (2003) compararam os resultados obtidos nos balanços radiativos e energéticos à superfície derivados através do SEBAL, utilizando dados AVHRR /NOAA, com informações obtidas em campo a partir de um cintilômetro. O estudo foi realizado em uma região de vegetação mista no Sri Lanka. Eles encontraram um erro médio relativo de 17% entre a Etr obtida por sensoriamento remoto e a medida *in situ*, quando comparadas em escala diária, e um erro médio relativo de 1% quando foram comparados dados mensais. Para fins de mapeamento dos fluxos energéticos à superfície, umidade do solo e Etr, Nicácio (2008) utilizou dados dos sensores TM/Landsat 5 e MODIS/AQUA. A área de estudo compreendeu a região de Petrolina/Juazeiro (PE) e a bacia do rio de Ondas. Os resultados indicaram boa concordância entre as estimativas do SEBAL utilizando o sensor TM/Landsat 5 e os dados medidos *in situ* na região de Petrolina/Juazeiro. Os padrões espaciais do balanço de energia, da umidade do solo e da Etr, obtidos tanto com dados espectrais de alta como de moderada resolução, foram consistentes com o uso e cobertura da terra.

A partir do uso de imagens ASTER/TERRA, Santos (2009) avaliou a eficiência do modelo SEBAL para estimativa dos fluxos de energia em superfície e a Etr no município de Paraíso do Sul (RS). As estimativas obtidas foram comparadas com medições em campo. As estimativas mais precisas foram as de H e Etr, e a que apresentou maior erro foi a de G. Borges et al. (2010) utilizaram o modelo SEBAL e imagens TM/Landsat 5 para mapeamento e quantificação do albedo, NDVI, temperatura da superfície e  $R_n$  em área de cultivo de algodão no município de Bom Jesus da Lapa (BA). Foram utilizadas seis imagens ao longo do período da cultura (janeiro a agosto de

2007) e dados meteorológicos. Após o processamento digital das imagens verificou-se nítida relação dos parâmetros albedo, temperatura da superfície e NDVI com o desenvolvimento da cultura. Os menores valores de albedo (10 a 20%) e temperatura da superfície ( $\leq 24^{\circ}\text{C}$ ) e os maiores de NDVI ( $\geq 0,75$ ) ocorreram na fase de máxima cobertura do solo. O  $R_n$  diminuiu progressivamente com o tempo, influenciado, principalmente, pela diminuição da radiação solar incidente com o aumento do ângulo zenital.

Paiva et al. (2011) utilizaram dados AVHRR-NOAA para a estimativa dos componentes do balanço de energia e da temperatura da superfície na região de Dourados (MS). Para a obtenção dos dados que possibilitassem a aplicação do SEBAL e sua validação foram realizados experimentos através de lançamentos de radiossondas e medidas de emissividade e temperatura da superfície. Foram observados erros relativos de até 7% entre os valores derivados pelo SEBAL e as medidas em campo de balanço de radiação, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente.

### **3.8. Satélite TERRA**

O satélite TERRA, também denominado EOS-AM 1, foi concebido pelo programa *Earth Observing System* (EOS) da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) para auxiliar os estudos das complexidades das mudanças globais. Este programa refere-se a uma missão multinacional de parceria entre as agências aeroespaciais do Canadá e do Japão (YAMAGUCHI et al., 1998) e visa contribuir para pesquisas envolvendo a dinâmica atmosférica global e suas interações com as superfícies terrestre e oceânica. O satélite TERRA foi lançado no ano de 1999 e começou a coletar dados em 2000, com o horário de passagem às 10h30 da manhã no Equador (ANDERSON et al., 2003). A bordo do satélite TERRA encontram-se cinco sensores: ASTER, CERES, MISR, MODIS e MOPITT (JUSTICE et al., 1998).

#### **3.8.1. Sensor ASTER**

O sensor *Advanced Spaceborne Thermal and Reflection Radiometer* (ASTER) foi produzido através de uma cooperação entre a NASA, o Ministério da Economia,

Comércio e Indústria do Japão e do *Japan Earth Remote Sensing Data Analysis Center* (ERSDAC) (HOOK; RAMACHANDRAN, 1999). O instrumento ASTER é composto por três subsistemas independentes: o visível e infravermelho próximo (VNIR); infravermelho médio (SWIR); e termal (TIR) (GILLESPIE et al., 1998). As características técnicas destes subsistemas estão dispostas na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 - Principais características técnicas do sensor ASTER.

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Área Imageada	Resolução Radiométrica
<i>ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer)</i>	1	520 - 600 nm	15 m	16 dias	60 km	8 bits
	2	630 - 690 nm				
	3 (Nadir)	760 - 860 nm				
	4 (Off-Nadir)	760 - 860 nm				
	5	1600 - 1700 nm	30 m	16 dias	60 km	
	6	2145 - 2185 nm				
	7	2185 - 2225 nm				
	8	2235 - 2285 nm				
	9	2295 - 2365 nm				
	10	2360 - 2430 nm	90 m	16 dias	60 km	
	11	8125 - 8475 nm				
	12	8475 - 8825 nm				
	13	8925 - 9275 nm				
	14	10250 - 10950 nm				
	15	10950 - 11650 nm				

Fonte: Adaptada de Hook e Ramachandran (1999).

Devido suas características, os dados do sensor ASTER têm possibilitado a obtenção de informações importantes sobre topografia, dinâmica de ecossistemas, geologia, solos e climatologia (FUJISADA et al., 2005).

### 3.8.1.1. Produtos ASTER

Os dados do sensor ASTER são disponíveis aos usuários na forma de produtos. Estes produtos são fornecidos por demanda, sendo necessário realizar cadastro no endereço eletrônico <https://lpdaac.usgs.gov/> do *Land Processes Distributed Active Archive Center* (LPDAAC) / *United States Geological Survey* (USGS) e submeter um projeto contendo os interesses da pesquisa justificando o porque da utilização dos dados ASTER. Ao ser aprovado o projeto os dados são disponibilizados gratuitamente para o usuário. Os dados são fornecidos pelo USGS em três níveis (0, L1A, L1B, 2 e 3) e cada nível possui mais de um tipo de produto. Os níveis 2 e 3 são os que possuem a maior quantidade de

produtos e são denominados de “Alto Nível”(ABRAMS et al., 2007). Dentre estes produtos, destacam-se: Reflectância de superfície (AST07XT); Temperatura da superfície (AST08); Radiância da superfície (AST09); e Modelo digital de elevação (AST14DEM).

### 3.8.2. Sensor MODIS

O sensor MODIS foi desenvolvido pela *Goddard Space Flight Center* (GSFC/NASA) e possui um sistema de imageamento com trinta e seis bandas espectrais, as quais abrangem as faixas do visível ao infravermelho termal. O período de revisita é diário para as latitudes acima de 30° e de dois dias para as latitudes inferiores a 30° (ZHAN et al., 2002). A Tabela 3.2 apresenta as principais características técnicas referentes a este sensor.

Tabela 3.2 - Principais características técnicas do sensor MODIS.

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Área Imageada	Resolução Radiométrica
<b>MODIS</b> ( <i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i> )	1	620 - 670 nm	250 m	1 a 2 dias	2330 x 5000 Km	12 bits
	2	841 - 876 nm				
	3	459 - 479 nm	500 m	1 a 2 dias	2330 x 5000 Km	12 bits
	4	545 - 565 nm				
	5	1230 - 1250 nm				
	6	1628 - 1652 nm				
	7	2105 - 2155 nm				
	8 a 36	405 - 14385 nm	1000 m	1 a 2 dias	2330 x 5000 Km	12 bits

Fonte: Adaptada de Anderson et al. (2003).

O sensor MODIS apresenta resolução espacial e temporal semelhantes ao AVHRR/NOAA e resolução espectral equiparada à do sensor TM (JUSTICE et al., 1998). Tais características fazem do MODIS um instrumento de grande utilidade para o entendimento do sistema ambiental do globo terrestre, bem como das implicações provocadas pelos impactos antrópicos ao sistema ambiental (RUDORFF et al., 2007).

#### 3.8.2.1. Produtos MODIS

Os dados do sensor MODIS são disponibilizados na forma de produtos, gerados por algoritmos específicos, em variadas resoluções espaciais e temporais. Além de dados que compreendam apenas informações diárias, ou seja, no instante da passagem do

satélite, também há a possibilidade de se adquirir composições referentes a oito, dezesseis e trinta dias, extremamente interessantes para áreas em que há forte interferência de variantes naturais (JUSTICE et al., 1998). Estes dados recebem denominações específicas (p.e. MOD44) e podem ser obtidos gratuitamente através do endereço <https://lpdaac.usgs.gov/>. Os produtos são divididos em cinco níveis (0 a 4) e variam em função do grau de processamento. É possível se obter produtos, por exemplo, de Anomalias termais, fogo e queima de biomassa (MOD14); Índices de vegetação (MOD13); Reflectância de superfície (MOD09); e Temperatura da superfície e emissividade (MOD11).

#### 4 ÁREA DE ESTUDO

A Amazônia Legal Brasileira (AL) estende-se por uma área aproximada de 5 milhões de km<sup>2</sup> e politicamente é formada pelos estados do Acre, Amapá, Amazonas, Mato Grosso, Pará, Rondônia, Roraima, Tocantins e parte do Maranhão. Os maiores domínios encontrados na AL são a floresta tropical primária (65%) e o cerrado (15%). O restante refere-se à transição entre florestas, a sucessão florestal secundária, as atividades agrícolas e as pastagens (CARREIRAS et al., 2006). O estado de Rondônia ocupa uma área em torno de 243.000 km<sup>2</sup> e o relevo se caracteriza por ser plano inclinado, com sua maior altitude situada no município de Vilhena (600 m) e a menor no município de Porto Velho (90 m) (FERNANDES; PEDROSO, 2003). O estado está localizado na parte sudoeste da bacia amazônica e possui um clima subequatorial caracterizado por temperatura e umidade altas ao longo do ano, apesar de apresentar as variações sazonais que caracterizam o período úmido e seco (TARASOVA et al., 2000). De acordo com Costa et al. (1998), as estações seca e chuvosa são bem definidas, sendo a estação chuvosa compreendida entre os meses de novembro a abril. A estação seca, que se estende de maio a outubro, tem um período ainda mais seco, de junho a agosto. A precipitação média anual é de 1975 mm.ano<sup>-1</sup> e os máximos e mínimos valores de temperatura do ar ocorrem em outubro e julho, respectivamente.

Na década de 70, o estado de Rondônia apresentou os maiores índices de desmatamento na região amazônica e grandes áreas de florestas foram transformadas em áreas de pastagens e terrenos agrícolas. Isto fez com que o Estado recebesse atenção por parte de pesquisadores e, por isso, vem sendo alvo de experimentos micrometeorológicos e climáticos desde a década de 80 (NOBRE et al., 1996). Em Rondônia, o Projeto LBA possui dois sítios experimentais representativos das condições de pastagem e floresta, que possuem torres micrometeorológicas, onde é possível se obter dados de campo. Estes sítios estão localizados na Fazenda Nossa Senhora Aparecida e na Reserva Biológica do Jaru, situados nos municípios de Ouro Preto do Oeste e Ji-Paraná, respectivamente. Nesta pesquisa, a área de estudo compreende duas regiões específicas situadas na porção centro-leste do estado de Rondônia, onde cada uma engloba um sítio experimental do LBA. A Figura 4.1 ilustra as regiões de estudo, denominadas região da

Fazenda Nossa Senhora Aparecida (FNSA) e região da Reserva Biológica do Jaru (RBJ), assim como a localização das torres micrometeorológicas do LBA situadas no interior de cada região.

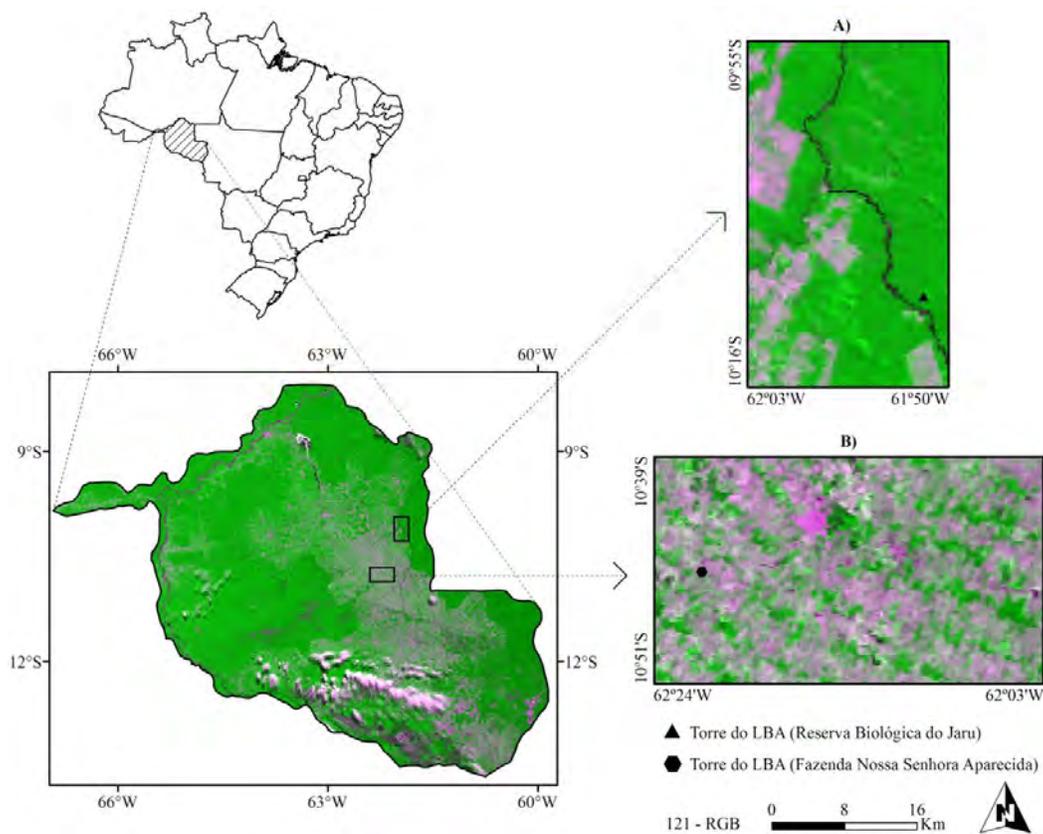


Figura 4.1 - Localização das regiões de estudo no estado de Rondônia (RO). A) Região da Reserva Biológica do Jaru e B) Região da Fazenda Nossa Senhora Aparecida. A composição colorida foi obtida com dados adquiridos pelo sensor MODIS/TERRA (MOD09GQ) de 25/07/2003.

Cabe destacar que cada região de estudo compreende aproximadamente 85087,00 ha e além das características intrínsecas dos sítios experimentais nelas contidos (pastagem e floresta), são verificados uma série de outros tipos de uso e cobertura da terra, como corpos de água, afloramentos rochosos, solo exposto, etc. Nos tópicos a seguir são apresentadas generalidades de cada região, assim como dos sítios experimentais do LBA.

#### 4.1. Região da Fazenda Nossa Senhora Aparecida

A região da FNSA está situada entre as latitudes 10° 39' 38'' S e 10° 51' 42'' S, e longitudes 62° 24' 04'' W e 62° 03' 04'' W, e engloba parte dos municípios de Ji-Paraná, Nova União, Ouro Preto do Oeste e Teixeiraópolis. Especificamente em relação ao sítio do LBA, ele está localizado em uma fazenda (Fazenda Nossa Senhora Aparecida) que teve seu primeiro desmatamento utilizando fogo em 1977 e se caracteriza por ser o centro de uma área de 50 km de raio que forma uma imensa clareira (SANTOS, 2005). A vegetação predominante é do tipo gramínea (formada por 99% de *Urochloa brizantha* e com uma pequena contribuição de *Panicum maximum* e *Urochloa humidicula*), cuja altura pode variar de acordo com a estação do ano (ZANCHI et al., 2009). A torre micrometeorológica (Figura 4.2) possui 10 m de altura e situa-se nas coordenadas 10° 45' 45'' S e 62° 21' 29'' W, a aproximadamente 293 m acima do nível do mar. Maiores detalhes sobre o sítio da FNSA podem ser encontrados nos estudos de Culf et al. (1995) e McWilliam et al. (1996).



Figura 4.2 - Torre micrometeorológica no sítio experimental da FNSA e a visão de cima da torre em oito direções (N/NE/E/SE/S/SO/O/NO).

#### 4.2. Região da Reserva Biológica do Jaru

A região da RBJ está situada entre as latitudes  $09^{\circ} 55' 54''$  S e  $10^{\circ} 16' 39''$  S, e longitudes  $62^{\circ} 03' 02''$  W e  $61^{\circ} 50' 51''$  W, e engloba parte dos municípios de Ariquemes, Ji-Paraná, Ouro Preto do Oeste, Theobroma e Vale do Paraíso. Com relação ao sítio do LBA, ele está localizado em uma reserva biológica (Reserva Biológica do Jaru) pertencente ao Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA). A vegetação é caracterizada por floresta tropical úmida, onde a altura média do dossel é de 30 m. São encontradas árvores das mais variadas espécies como *Cedrella odorata*, *Inga* sp, *Dioclea* cf *bicolor* Rht., *Strychnos amazonicus* Krukoff, *Protium polybotruim* e *Leonia glydicarpa* Ruiz (MCWILLIAM et al., 1996; ROBERTS et al., 1996). A torre micrometeorológica (Figura 4.3) possui 64 m de altura e está situada nas coordenadas  $10^{\circ} 11' 11''$  S e  $61^{\circ} 52' 20''$  W, a aproximadamente 120 m de altitude. Informações adicionais com relação a este sítio podem ser encontradas em Gash et al. (1996).



Figura 4.3 - Torre micrometeorológica no sítio experimental da RBJ e a visão de cima da torre em oito direções (N/NE/E/SE/S/SO/O/NO).

## 5 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo são descritos os dados a serem utilizados no desenvolvimento desta pesquisa. São também abordadas as metodologias utilizadas a fim de avaliar os componentes do balanço de energia e a evapotranspiração em regiões específicas no sudoeste da Amazônia brasileira.

### 5.1. Dados micrometeorológicos

Os dados de superfície utilizados no presente estudo foram obtidos de arquivos históricos referentes às torres micrometeorológicas situadas nos sítios experimentais da Fazenda Nossa Senhora Aparecida (FNSA) e Reserva Biológica do Jaru (RBJ) (descritos nos itens 4.1 e 4.2), sob o âmbito do Projeto de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA). Esses arquivos foram disponibilizados pelo INPE e pelo Escritório Regional do Projeto LBA de Ji-Paraná (RO).

As medidas *in situ* foram utilizadas tanto para inserção direta no modelo SEBAL, nos dias de implementação nas regiões da FNSA (29/07/2002 e 01/08/2003) e RBJ (16/06/2004 e 05/07/2005), quanto para análise e validação das estimativas. Na Tabela 5.1 estão relacionadas as variáveis meteorológicas usadas neste estudo, com os respectivos instrumentos utilizados em cada torre. Destaca-se que as medidas dos fluxos de calor sensível e calor latente foram obtidas em ambas as torres pelo método das correlações turbulentas. No caso da implementação do SEBAL na região da FNSA, também foram utilizados dados referentes à altura da vegetação no entorno da torre. As medidas foram tomadas nos dias 17/07/2002 e 23/07/2003, através de um “transecto” de 100 m, onde em cada metro foi medida a altura da vegetação com uma fita métrica.

Os arquivos contendo as diversas variáveis meteorológicas possuíam dados correspondentes às médias de períodos de 30 minutos de medições. Primeiramente esses dados foram analisados com o objetivo de verificar e eliminar a presença de dados espúrios e, posteriormente, tratados estatisticamente, pois, devido a problemas nos sensores dos instrumentos de medida nas torres ou mesmo por erros humanos verificaram-se algumas falhas nos dados referentes aos dias de implementação do

modelo SEBAL. Nesse sentido, ocorreram casos em que os valores das variáveis eram inconstantes, ou seja, falhavam em alguns horários, e situações em que algumas variáveis não apresentavam nenhuma medida ao longo de todo o dia. Nos casos em que as variáveis (balanço de radiação, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente) apresentavam falhas em alguns horários foi utilizado o algoritmo *Eddy covariance gap-filling & flux-partitioning tool*, cujas ferramentas de implementação e os métodos-padrão estão descritos em Reichstein et al. (2005). Para as situações em que as variáveis não apresentavam nenhum valor ao longo de todo o dia, optou-se por calculá-los utilizando valores médios de outros anos (1999, 2000 e 2001 para o sítio da FNSA; 2005 e 2008 para o sítio da RBJ) em períodos semelhantes.

Tabela 5.1 - Variáveis medidas, instrumentação, sensibilidade e altura de instalação nas torres dos sítios da FNSA e RBJ.

Variável Meteorológica	Instrumento	Sensibilidade	Altura (m)	
			FNSA	RBJ
Radiação solar incidente e refletida	Piranômetro Kipp & Zonen (CM21)	± 2%	6,4	57,5
Radiação infravermelha termal incidente e emitida	Pirgeômetro Kipp & Zonen (CG1)	± 10%	6,4	57,5
Balanço de radiação	Sensor REBS	± 5%	6,4	57,5
Velocidade do vento	Anemômetro Vector (A100R)	-	9,9	62,4
Temperatura do ar	Termohigrômetro Vaisala (HMP35D)	-	8,0	61,5
Precipitação	Pluviômetro EM (ARG-100)	-	0,9	61,5
Fluxo de calor no solo	Placas de fluxo Hukseflux (SH1)	-	0,01 (prof.)	0,01 (prof.)
Fluxos de calor sensível e calor latente	Analizador de gás por infravermelho LICOR (6262) e anemômetro sônico Solent (1012R2)	-	4,0	63,0

Após o tratamento dos dados foram calculadas mais algumas variáveis importantes para o estudo como o albedo, o fluxo de calor latente residual e a evapotranspiração real diária. A evapotranspiração real foi calculada pela razão entre o fluxo de calor latente residual e o calor latente de vaporização da água ( $2,45 \times 10^6 \text{ J.Kg}^{-1}$ ). O cálculo foi

efetuado para intervalos de meia hora, a partir dos quais se calculou a evapotranspiração real diária por acumulação dos resultados semi-horários. Por fim, determinou-se o fechamento do balanço de energia, de modo a avaliar a qualidade dos valores obtidos pelo método das correlações turbulentas em cada dia de implementação do modelo SEBAL nas regiões da FNSA e RBJ.

## **5.2. Dados orbitais**

Nesta pesquisa implementou-se o modelo SEBAL em duas regiões específicas (FNSA e RBJ) com o objetivo de se avaliar os fluxos de energia na superfície e a evapotranspiração real diária. Para a implementação do SEBAL em ambas as regiões foram utilizados dados orbitais EOS/TERRA, correspondentes aos sensores ASTER e MODIS. Esses dados orbitais foram adquiridos na forma de produtos a partir do *Land Processes Distributed Active Archive Center (LPDAAC) / United States Geological Survey (USGS)*.

Os dados ASTER foram obtidos sob o âmbito do projeto “*Remote sensing applied to study of net radiation in Brazilian Amazon*”, que foi submetido ao LPDAAC/USGS e possibilitou a aquisição de oito cenas referentes aos seguintes produtos:

- AST07XT - Surface Reflectance (VNIR, SWIR) - Crosstalk Corrected;
- AST08 - Surface Kinetic Temperature.

O produto AST07XT corresponde à reflectância de superfície para as bandas 1 a 3 e 5 a 10, com resolução espacial de 15 m para as bandas do VNIR (1 a 3) e de 30 m para as bandas do SWIR (5 a 10); e o AST08 diz respeito à temperatura da superfície (K), estimada a partir das bandas 11 a 15, com resolução espacial de 90 m.

Os dados MODIS foram adquiridos no site do LPDAAC/USGS (<https://lpdaac.usgs.gov/>) em uma interface denominada GLOVIS (*Global Visualization Viewer*), em que é possível visualizar os produtos disponíveis e então escolhê-los de acordo com seu interesse. Os produtos MODIS utilizados neste trabalho foram os seguintes:

- MOD09GQ - Surface Reflectance Daily L2G Global 250m SIN Grid;
- MOD09GA - Surface Reflectance Daily L2G Global 1km and 500m SIN Grid;
- MOD11A1 - Surface Temperature/Emissivity Daily L3 Global 1km SIN Grid Day.

O produto MOD09GQ corresponde à reflectância de superfície nas bandas 1 e 2 (vermelho e infravermelho próximo), com resolução espacial de 250 m; o produto MOD09GA contém informações sobre a reflectância de superfície nas bandas 3 a 7 (azul, verde e infravermelho médio), com resolução espacial de 500 m; e o produto MOD11A1 fornece informações sobre a temperatura da superfície (K), obtida através das bandas 31 e 32, com resolução espacial de 1 km.

Na Tabela 5.2 são sumarizadas algumas informações sobre os dados orbitais utilizados para cada região (FNSA e RBJ) nos dias de implementação do modelo SEBAL.

Tabela 5.2 - Dados orbitais utilizados nas regiões da FNSA e RBJ.

Região	Sensor	Data	Produto	Resolução Espacial	Órbita/Ponto Tile	Hora do Imageamento
FNSA	ASTER	29/07/2002	AST07XT	15, 30 m	231/067	10:34:09
			AST08	90 m		
		01/08/2003	AST07XT	15, 30 m	231/067	10:31:38
			AST08	90 m		
	MODIS	01/08/2003	MOD09GQ	250 m	H11V09	≈10:31:38
			MOD09GA	500 m		
MOD11A1			1 Km			
RBJ	ASTER	16/06/2004	AST07XT	15, 30 m	231/067	10:32:11
			AST08	90 m		
		05/07/2005	AST07XT	15, 30 m	231/067	10:31:44
			AST08	90 m		
	MODIS	05/07/2005	MOD09GQ	250 m	H11V09 e H11V10	≈10:31:44
			MOD09GA	500 m		
MOD11A1			1 Km			

### 5.2.1. Pré-Processamento

Com relação aos dados ASTER, primeiramente foi realizada a reamostragem dos *pixels* nos produtos AST07XT e AST08 pelo método do vizinho mais próximo, de modo que

todos os dados passassem a ter 15 m de resolução espacial. Essa reamostragem foi realizada com a finalidade de padronizar a resolução espacial das variáveis estimadas pelo modelo SEBAL com o uso de dados ASTER em 15 m.

Os produtos ASTER, obtidos junto ao LPDAAC/USGS, são georreferenciados, contudo, verificaram-se alguns problemas quanto ao posicionamento desses dados no espaço. Dessa forma, as imagens ASTER foram corrigidas geometricamente a partir de uma imagem Geocover/Landsat 2000<sup>2</sup> (quadrícula: S-20-10\_2000), disponibilizada pela NASA no site <http://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/>. Para tanto, no programa ENVI 4.5, foram coletados, em média, 25 pontos de controle para cada imagem ASTER a ser corrigida geometricamente, considerando-se que o erro médio quadrático não ultrapassasse de 1 *pixel*, ou seja, 15 metros. O algoritmo de interpolação utilizado foi o polinomial linear de primeira ordem e o método foi o do vizinho mais próximo. Para todo o conjunto de imagens foram estabelecidos como padrão os seguintes parâmetros de projeção: UTM e datum WGS 84, sendo armazenadas em formato GeoTiff.

De porte das imagens ASTER processadas, foram definidos os retângulos envolventes de cada região (FNSA e RBJ), ambos com área de 85087,13 ha. Posteriormente foram efetuadas operações de mascaramento de nuvens, que consistiram na identificação visual dessas áreas e sua delimitação através da digitalização ponto a ponto no programa ENVI 4.5. Foram identificadas a presença de nuvens nas imagens dos dias 01/08/2003 (FNSA), 16/06/2004 (RBJ) e 05/07/2005 (RBJ). No caso da região da FNSA, foi verificada a presença de nuvens apenas no dia 01/08/2003; porém, a fim de padronizar as estimativas geradas, optou-se por utilizar esta máscara também no dia 29/07/2002. No caso da região da RBJ, como se identificou a presença de nuvens em ambas as datas, foi realizada a soma dessas áreas ( $Nuvem_{16/06/2004} + Nuvem_{05/07/2005}$ ), obtendo-se um arquivo vetorial contendo as áreas de nuvens destes dois dias, que foi aplicado de maneira análoga sobre as imagens dos dias 16/06/2004 e 05/07/2005.

---

<sup>2</sup> As imagens Geocover/Landsat 2000 foram geradas a partir de mosaicos ETM<sup>+</sup>/Landsat 7, adquiridas no período de 1999 a 2000. A resolução dessas imagens é de 14,5 m, com projeção *Universal Transverse Mercator* (UTM) e datum *World Geodetic System 84* (WGS 84).

Os dados MODIS são disponibilizados no formato HDF (*Hierarchy Data Format*) em projeção Sinusoidal. Por este não ser um formato usual nos Sistemas de Informação Geográfica utilizados para o processamento de imagens foi desenvolvido pelo *Earth Resources Observation System Data Center* (EDC) e LPDAAC um programa de distribuição gratuita, com a finalidade de reprojeter e mosaicar dados MODIS, denominado *MODIS Reprojection Tool* (MRT). Dessa forma, as imagens MODIS foram inicialmente tratadas no aplicativo MRT, onde foram efetuadas operações de reprojeção e mosaicagem (quando necessário). Os dados foram reprojeterados para coordenadas geográficas (latitude e longitude), datum WGS84, e então convertidos para o formato GeoTiff.

Com as imagens inicialmente tratadas e em formato GeoTiff foi efetuada, no programa ENVI 4.5, a reamostragem dos *pixels* dos produtos MOD09GA e MOD11A1 para 250 m, de modo a padronizar a resolução espacial dos resultados do SEBAL com imagens MODIS. Posteriormente, as imagens MODIS foram georreferenciadas com base nas imagens ASTER, onde foram coletados, aproximadamente, 15 pontos de controle para cada imagem MODIS, com o cuidado de que o erro médio quadrático não ultrapassasse de 1 *pixel*. Os parâmetros de projeção definidos foram: UTM e datum WGS 84, e as imagens foram salvas em formato GeoTiff. Por fim, as imagens foram recortadas de acordo com os retângulos envolventes definidos anteriormente, e então mascaradas de acordo com os arquivos vetoriais (máscara de nuvens) gerados sobre as imagens ASTER para ambas as regiões estudadas (FNSA e RBJ).

### **5.3. Mapeamento do uso e cobertura da terra**

O mapeamento do uso e cobertura da terra das regiões de estudo foi realizado para auxiliar nas análises das estimativas geradas pelo modelo SEBAL. O procedimento foi aplicado para os dados ASTER e MODIS/TERRA em cada data de implementação do modelo. Com relação aos dados ASTER, foram gerados dois mapas para a região da FNSA (29/07/2002 e 01/08/2003), e dois para a região da RBJ (16/06/2004 e 05/07/2005). No tocante aos dados MODIS, foi elaborado um mapa para cada região (FNSA em 01/08/2003 e RBJ em 05/07/2005).

Para a elaboração do mapeamento foi realizado um trabalho de campo na microrregião de Ji-Paraná, estado de Rondônia (RO), entre os dias 05/07 e 08/07/2011. As coletas de dados tiveram o acompanhamento da equipe do Projeto LBA (Escritório de Ji-Paraná-RO) e foram efetuadas com objetivos de: reconhecer a área de estudo e as fisionomias vegetais da região amazônica; identificar classes de ocorrência; e obter pontos de *Global Positioning System* (GPS) de áreas para estabelecer padrões característicos de algumas classes e identificar áreas de possível confusão espectral. Cabe salientar que apesar da defasagem temporal entre o trabalho de campo e as datas das imagens utilizadas a coleta de informações foi importante para a demarcação de determinadas classes de uso/cobertura e o contexto a que estão associadas.

Assim sendo, a definição das classes temáticas adotadas para o mapeamento teve por base alguns estudos realizados na Amazônia (PRODES e RADAMBRASIL), a interpretação das imagens correspondentes as regiões de estudo, e as observações e constatações decorrentes do trabalho de campo. A partir da inter-relação dos dados extraídos destas etapas definiu-se um total de sete classes, quais sejam: Floresta Ombrófila Aberta, Vegetação Secundária, Pastagem, Campo Sujo, Solo Exposto, Corpo de Água e Queimada; porém as classes utilizadas variaram de acordo com o dado orbital e região. Para os dados ASTER referentes a região da FNSA foram empregadas as sete classes, porém para a região da RBJ não haviam áreas de queimada com devida expressão e, portanto, não fizeram parte do mapeamento. Para os dados MODIS, devido sua resolução espacial mais grosseira, o número de classes utilizadas foi menor. Na região da FNSA foram mapeadas três classes: Floresta Ombrófila Aberta, Vegetação Secundária e Pastagem; e na região da RBJ foram mapeadas: Floresta Ombrófila Aberta, Vegetação Secundária, Pastagem e Corpo de Água.

Na Figura 5.1 são exemplificadas as classes de uso/cobertura da terra, com amostras obtidas das imagens de satélite, de fotografias oblíquas e o contexto a que estão associadas.

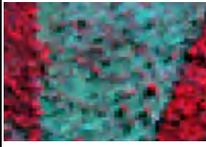
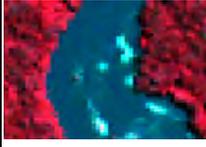
Classe de Uso/Cobertura	Amostra			Contexto
	ASTER (R3G2B1)	MODIS (R2G1B1)	Foto	
<b>Floresta Ombrófila Aberta</b>				Áreas de floresta primária, constituídas de árvores com alturas entre 20 e 30 m com troncos retos e bem copados.
<b>Vegetação Secundária</b>				Áreas em processo natural de regeneração da vegetação, com altura das árvores variando em média de 2 a 12 m.
<b>Pastagem</b>				Áreas de grande extensão caracterizadas por um tapete gramíneo ralo em mistura com pequenos arbustos.
<b>Campo Sujo</b>		-----		Áreas de fisionomia geralmente herbácea ou arbustiva, com ocorrência de afloramentos de rochas graníticas.
<b>Solo Exposto</b>		-----		Áreas caracterizadas por não apresentarem praticamente nenhum tipo de cobertura, ou seja, apresentam-se desnudas.
<b>Corpo de Água</b>				Englobam rios, açudes e barragens caracterizadas por grande concentração de sedimentos.
<b>Queimada</b>		-----		Áreas onde o estrato herbáceo, arbustivo ou arboreo foram queimados, seja de forma natural ou antrópica.

Figura 5.1 - Ilustração das classes de uso/cobertura da terra utilizadas no mapeamento das regiões de estudo.

O mapeamento foi elaborado no programa SPRING 5.0.6 a partir de classificação digital fundamentada no algoritmo de Bhattacharya. Esse algoritmo é baseado no contexto de regiões, sendo necessária, primeiramente, a segmentação da imagem. No programa SPRING 5.0.6 se definiu que a segmentação se daria pelo método

Crescimento de Regiões. Neste método é preciso definir critérios de Similaridade, ou seja, o valor mínimo de diferença entre níveis de cinza abaixo do qual duas classes são consideradas similares e agrupadas numa mesma região; e Área, que é o número mínimo de *pixels* necessários para individualização de uma área. O arquivo gerado, em formato vetorial, foi inserido junto com o arquivo de imagem para poder se dar início ao processo de classificação. A fim de separar da melhor forma a maior quantidade de feições nas imagens testou-se uma série de limiares. Para os dados ASTER definiram-se os valores 10 para Similaridade e 24 para Área, enquanto que para os dados MODIS os valores foram 8 para Similaridade e 4 para Área. A coleta das amostras de treinamento e teste para a classificação se deu diretamente sobre os polígonos gerados pela segmentação, sendo escolhidos os que melhor correspondiam à determinada classe. Coletaram-se uma média de dezesseis amostras de treinamento e doze de teste para os dados ASTER, e uma média de dez amostras de treinamento e cinco amostras de teste para os dados MODIS.

Posteriormente, geraram-se as matrizes de confusão para cada classificação, assim como os índices de Exatidão do Usuário (probabilidade de um *pixel* classificado no mapa representar a categoria no campo), Desempenho Geral (soma do total dos *pixels* corretamente classificados, dividida pelo número total de *pixels* da matriz de confusão), Confusão Média (associada ao Desempenho Geral) e Abstenção Média (quanto não foi classificado). Por fim, todas as classificações passaram por um minucioso processo de edição matricial, onde se definiu uma escala de visualização para a edição dos dados ASTER de 1:50000 e para os dados MODIS 1:60000.

#### **5.4. Implementação do SEBAL**

A implementação do SEBAL se deu através da ferramenta *Model Maker* do programa ERDAS IMAGINE 9.1 e os mapas correspondentes às estimativas foram elaborados no programa SURFER 10. O modelo SEBAL foi desenvolvido para realizar suas estimativas considerando dados orbitais diários (instante da passagem do satélite) e possui equações e parametrizações base já utilizadas em diversos trabalhos. Nos tópicos a seguir serão apresentadas estas equações e parametrizações, assim como algumas

modificações e ajustes que foram efetuados considerando a área de estudo e os dados orbitais utilizados. A Figura 5.2 ilustra os principais procedimentos para obtenção dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração real diária pelo modelo SEBAL.

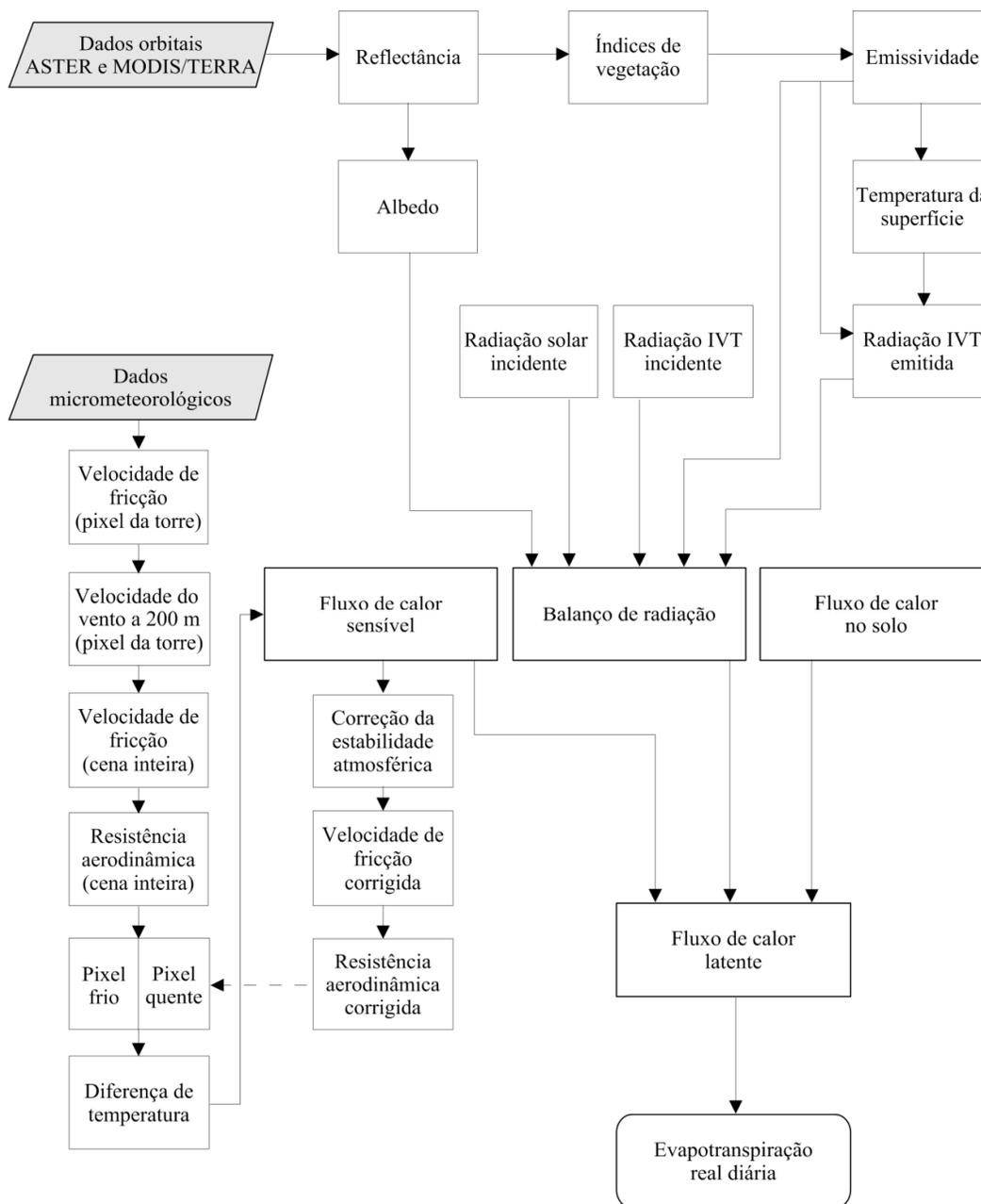


Figura 5.2 - Fluxograma para determinação dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração real diária pelo modelo SEBAL.

### 5.4.1. Balanço de radiação

Na implementação do SEBAL, o balanço de radiação foi a primeira variável da equação do balanço de energia a ser estimada, partindo-se dos valores de reflectância *in-band* da superfície contidos nos produtos AST07XT e MOD09. A estimativa do balanço de radiação na superfície foi obtida através da equação:

$$Rn = (1 - \alpha_s)K \downarrow + L \downarrow - L \uparrow - (1 - \varepsilon_s)L \downarrow \quad (5.1)$$

em que  $Rn$  é o balanço de radiação na superfície ( $W.m^{-2}$ ),  $\alpha_s$  é o albedo da superfície,  $K \downarrow$  representa a radiação solar incidente na superfície ( $W.m^{-2}$ ),  $L \downarrow$  é a radiação IVT incidente na superfície ( $W.m^{-2}$ ),  $L \uparrow$  é a radiação IVT emitida pela superfície ( $W.m^{-2}$ ) e  $\varepsilon_s$  é a emissividade da superfície.

#### 5.4.1.1. Albedo

O albedo é definido como a razão entre a radiação eletromagnética refletida pela superfície e a incidente nesta superfície integradas ao longo de todo o espectro solar. As estimativas de albedo nesta pesquisa se deram de acordo com o estudo de Liang (2001). Para o sensor ASTER, o albedo foi calculado de acordo com a seguinte equação:

$$\begin{aligned} \alpha_s = & 0,820\rho_1 + 0,183\rho_2 - 0,034\rho_3 - 0,085\rho_5 - 0,298\rho_6 \\ & + 0,352\rho_7 + 0,239\rho_8 - 0,240\rho_{10} - 0,001 \end{aligned} \quad (5.2)$$

em que  $\alpha_s$  é o albedo da superfície e  $\rho_i$  ( $i=1$  a  $10$ ) é a reflectância *in-band* da superfície correspondente as bandas 'i' do ASTER.

No que diz respeito ao sensor MODIS, o albedo foi calculado através da expressão:

$$\begin{aligned} \alpha_s = & 0,160\rho_1 + 0,291\rho_2 - 0,243\rho_3 - 0,116\rho_4 - 0,112\rho_5 \\ & + 0,081\rho_7 - 0,0015 \end{aligned} \quad (5.3)$$

onde  $\alpha_s$  é o albedo da superfície e  $\rho_i$  ( $i=1$  a  $7$ ) é a reflectância *in-band* da superfície nas bandas 'i' do sensor MODIS.

#### 5.4.1.2. Emissividade da superfície

A emissividade da superfície consiste na razão entre a energia eletromagnética emitida pela superfície a uma dada temperatura e a energia eletromagnética que seria emitida por um corpo negro à mesma temperatura. Para o cálculo da emissividade da superfície primeiramente foi necessário calcular três índices de vegetação: o índice de vegetação por diferença normalizada, o índice de vegetação ajustado ao solo e o índice de área foliar.

O índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) foi obtido através da razão entre a diferença das reflectâncias nas faixas do infravermelho próximo e do vermelho pela soma das mesmas. No caso do ASTER, o NDVI foi dado por:

$$\text{NDVI} = \frac{\rho_3 - \rho_2}{\rho_3 + \rho_2} \quad (5.4)$$

em que  $\rho_2$  e  $\rho_3$  são as reflectâncias nas bandas 2 e 3 do sensor ASTER/TERRA, respectivamente.

Para o sensor MODIS, o NDVI foi calculado conforme a Equação 5.5:

$$\text{NDVI} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (5.5)$$

onde  $\rho_1$  e  $\rho_2$  são as reflectâncias nas bandas 1 e 2 do sensor MODIS/TERRA.

Para o cálculo do índice de vegetação ajustado ao solo (SAVI), que é um índice que busca amenizar os efeitos do solo no NDVI (HUETE, 1988), foi utilizada a Equação 5.6, para o sensor ASTER, e a Equação 5.7, para o MODIS:

$$\text{SAVI} = \frac{(1 + \delta)(\rho_3 - \rho_2)}{(\delta + \rho_3 + \rho_2)} \quad (5.6)$$

$$SAVI = \frac{(1 + \delta)(\rho_2 - \rho_1)}{(\delta + \rho_2 + \rho_1)} \quad (5.7)$$

em que  $\delta$  é uma constante de ajuste, cujo valor mais comum encontrado na literatura é 0,5 (HUETE; WARRICK, 1990; BOEGH et al., 2002). Portanto, também adotado nesta pesquisa.

Após o cálculo do NDVI e do SAVI, calculou-se o índice de área foliar (LAI). O LAI estabelece uma relação entre a área foliar e a área do terreno. Nesta pesquisa, o cálculo do LAI foi realizado através da expressão (5.8) sugerida por Allen et al. (2002), e aplicada tanto para estimativa com ASTER como com MODIS.

$$LAI = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (5.8)$$

Assim sendo, para o cômputo da emissividade da superfície a partir dos índices de vegetação, Allen et al. (2002) propuseram a aplicação da equação:

$$\varepsilon_s = 0,95 + 0,01LAI \quad (5.9)$$

A Equação 5.9, no entanto, só é válida para os *pixels* que apresentarem NDVI maior que zero. Para os *pixels* com NDVI negativo, se adotou  $\varepsilon_s = 0,985$  (ALLEN et al., 2002).

#### 5.4.1.3. Radiação solar incidente

A radiação solar incidente é o fluxo de radiação solar direta e difusa, integrado em todo o espectro eletromagnético, que atinge a superfície terrestre. A radiação solar incidente, para os dados ASTER e MODIS, foi calculada através da expressão:

$$K \downarrow = \tau S_0 \left( \frac{d_m}{d} \right)^2 \cos \theta_z \quad (5.10)$$

em que  $S_0$  corresponde a constante solar ( $1367 \text{ W.m}^{-2}$ ),  $\theta_z$  corresponde ao ângulo zenital solar (radianos),  $d_m$  e  $d$  são, respectivamente, as distâncias média e instantânea entre a Terra e o Sol (km) e  $\tau$  corresponde a transmitância da atmosfera no instante da passagem do satélite.

O ângulo zenital solar foi calculado a partir do ângulo de elevação solar  $\beta$ , encontrado no cabeçalho das imagens (ASTER e MODIS):

$$\cos \theta_z = \cos \left( \frac{\pi}{2} - \beta \right) \quad (5.11)$$

O quadrado da razão entre as distâncias média e instantânea entre a Terra e o Sol foi obtido de acordo com Duffie e Beckman (1980), sendo  $d_j$  o dia corrido do ano, consultado a partir de um calendário Juliano:

$$\left( \frac{d_m}{d} \right)^2 = 1 + 0,33 \cos \left( \frac{2\pi d_j}{365} \right) \quad (5.12)$$

A transmitância atmosférica foi calculada de acordo com Allen et al. (2002):

$$\tau = 0,75 + 2 \times 10^{-5} z \quad (5.13)$$

em que  $z$  é a altitude (m) no *pixel* da estação micrometeorológica utilizada para entrada de dados do SEBAL. Os valores de  $z$  foram obtidos do estudo de Correia et al. (2005), que descreveram as altitudes das torres da FNSA e da RBJ como 293 m e 120 m, respectivamente.

#### **5.4.1.4. Radiação infravermelha termal**

A radiação IVT incidente na superfície foi computada a partir da equação de Stefan-Boltzmann:

$$L \downarrow = \epsilon_a \sigma T_a^4 \quad (5.14)$$

onde  $\varepsilon_a$  é a emissividade da atmosfera,  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ ) e  $T_a$  é a temperatura do ar próxima à superfície (K).

A emissividade da atmosfera foi calculada de acordo com o manual do SEBAL (Allen et al., 2002):

$$\varepsilon_a = 0,85(-\ln \tau)^{0,09} \quad (5.15)$$

O cômputo da radiação IVT emitida pela superfície foi obtido utilizando-se a equação de Stefan-Boltzmann:

$$L \uparrow = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (5.16)$$

em que  $T_s$  é a temperatura da superfície (K) obtida a partir das imagens termais dos sensores ASTER (AST08) e MODIS (MOD11A1).

#### 5.4.2. Fluxo de calor no solo

As medidas convencionais do fluxo de calor no solo (G) exigem o conhecimento do gradiente de temperatura entre dois níveis, solo e atmosfera, não sendo possível descrever esse gradiente diretamente das informações espectrais contidas nas imagens de satélite (FOLHES, 2007). Nesse sentido, a abordagem mais comumente utilizada para a estimativa do fluxo de calor no solo a partir de dados orbitais é obter uma relação empírica a partir do balanço de radiação. Assim, o ideal seria ajustar a equação de G para a área de estudo, porém seria necessário um número muito grande de medidas de fluxos em diversas localizações. Por não dispor destes dados, utilizou-se a equação desenvolvida por Bastiaanssen (2000), que representa os valores próximos ao meio dia:

$$G = \left[ \frac{T_s}{\alpha_s} (0,0038\alpha_s + 0,0074\alpha_s^2) (1 - 0,98\text{NDVI}^4) \right] \text{Rn} \quad (5.17)$$

em que  $T_s$  é a temperatura da superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $\alpha_s$  é o albedo da superfície, NDVI e  $Rn$  representam, respectivamente, o índice de vegetação por diferença normalizada e o balanço de radiação ( $\text{W.m}^{-2}$ ).

Para superfícies com água, ou seja, com NDVI negativo, utilizou-se a proposição de Silva e Bezerra (2006), em que  $G=0,3Rn$ .

### 5.4.3. Fluxo de calor sensível

Uma das etapas que requer maior atenção na implementação do SEBAL é o cálculo do fluxo de calor sensível ( $H$ ), uma vez que são estabelecidas algumas hipóteses para a obtenção dessa variável. O fluxo de calor sensível foi obtido pela Equação 5.18, aplicada para os dois sensores usados nesta pesquisa.

$$H = \frac{\rho C_p dT}{rah} \quad (5.18)$$

em que  $\rho$  é a densidade do ar ( $1,15 \text{ Kg.m}^{-3}$ ),  $C_p$  é o calor específico do ar à pressão constante ( $1004 \text{ J.Kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ),  $dT$  é a diferença de temperatura ( $\text{K}$ ) entre dois níveis e  $rah$  é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $\text{s.m}^{-1}$ ).

A resistência aerodinâmica entre dois níveis ( $z_1$  e  $z_2$ ) foi determinada pela expressão:

$$rah = \ln \left( \frac{z_2}{z_1} \right) \frac{\psi_{h_2} - \psi_{h_{0,1}}}{u^* k} \quad (5.19)$$

em que  $z_1$  e  $z_2$  são alturas acima do plano zero de deslocamento em relação à superfície vegetada, que, conforme sugerido por Bastiaanssen (1995), são iguais a 0,1 e 2,0 m;  $\psi_{0,1}$  e  $\psi_2$  são correções do transporte de calor conduzido pela atmosfera aos níveis de, respectivamente, 0,1 m e 2 m;  $k$  é a constante de Von Karman (0,41); e  $u^*$  representa a velocidade de fricção do vento ( $\text{m.s}^{-1}$ ).

Ao executar esse processo pela primeira vez, visto que a condição de estabilidade da atmosfera era desconhecida, admitiu-se que a mesma encontrava-se neutra, ou seja, que os termos de correção do transporte de calor eram nulos. Desse modo, a Equação 5.19 foi inicialmente aceita como:

$$rah = \ln \frac{\left( \frac{z_2}{z_1} \right)}{u^* k} \quad (5.20)$$

Para o cálculo de  $u^*$  o modelo SEBAL necessita ao menos uma observação de velocidade do vento ( $u$ ) da torre micrometeorológica situada na área de estudo, preferencialmente durante o intervalo de tempo que compreenda o instante da passagem do satélite. A partir do conhecimento do valor de  $u$  e da altura em que ele foi medido é possível estimar o valor deste elemento em outros níveis acima da superfície do solo. O valor de  $u^*$ , no *pixel* da torre, foi calculado conforme a Equação 5.21:

$$u^*_{Tm} = \frac{ku_x}{\ln \left( \frac{z_x}{Z_{0mTm}} \right)} \quad (5.21)$$

onde  $u_x$  é a velocidade do vento em uma altura  $z_x$  (m) e  $Z_{0mTm}$  é o coeficiente de rugosidade da superfície (m) no *pixel* da torre micrometeorológica.

Nesta pesquisa  $z_x$  foi igual a 9,90 m e 62,40 m para as torres micrometeorológicas situadas na Fazenda Nossa Senhora Aparecida (FNSA) e Reserva Biológica do Jaru (RBJ), respectivamente. Essas informações foram obtidas de documentos técnicos sobre a instalação dos instrumentos de medida nas torres do LBA, disponibilizados pelo Escritório Regional de Ji-Paraná-RO.

O valor de  $Z_{0m}$  depende fundamentalmente da natureza da superfície, e quanto mais irregular e rugosa a superfície, maior será esse coeficiente. Dessa forma, foram utilizados diferentes valores para as condições de pastagem (torre da FNSA) e floresta (torre da RBJ) levando em consideração estudos micrometeorológicos realizados na Amazônia.

Para a pastagem foi utilizada a equação proposta por Wright et al. (1996):

$$Z_{0mTm(pas)} = 0,101h \quad (5.22)$$

em que  $h$  é a altura média da vegetação (m) nas adjacências da torre micrometeorológica. A altura média da vegetação no entorno da torre da FNSA foi obtida nos dias 17/07/2002 e 23/07/2003, onde foram encontrados os valores de 0,102 m e 0,203 m. Dessa forma, para a implementação do SEBAL no dia 29/07/2002 utilizou-se o valor de 0,102 m, e no dia 01/08/2003 empregou-se o valor de 0,203 m.

No caso da floresta utilizou-se um valor de  $Z_{0m}$  estimado por Wright et al. (1996) especificamente para a RBJ, que foi de 2,6 m. Esses autores consideraram, entre outros fatores, a condutância aerodinâmica e a altura média da vegetação (30 m). Assim, nos dois dias de implementação do modelo SEBAL na região da RBJ (16/06/2004 e 05/07/2005) utilizou-se  $Z_{0mTm(flo)}$  no valor de 2,6 m.

Devido à falta de informações sobre a velocidade do vento em cada *pixel* da imagem, as estimativas iniciais da velocidade de fricção do vento e do coeficiente de rugosidade da superfície são válidas somente no *pixel* onde se encontra a torre micrometeorológica (indicador “ $T_m$ ” na Equação 5.21). Antes de fazer a extrapolação de  $u^*$  para toda a imagem, deve-se calcular a velocidade do vento na chamada altura de mistura, ou seja, uma altura em que os efeitos da rugosidade da superfície sobre o vento são desprezíveis. De acordo com Trezza (2002) e Tasumi (2003) essa altura deve ser considerada igual a 200 m. Desse modo, a velocidade do vento à altitude de 200 m, ainda no *pixel* da torre micrometeorológica, foi calculada pela relação:

$$u_{200} = u^*_{Tm} \frac{\ln\left(\frac{200}{Z_{0mTm}}\right)}{k} \quad (5.23)$$

Como a 200 m a velocidade do vento deixaria de ser afetada pela rugosidade da superfície, considera-se essa velocidade constante para toda a imagem. Calculou-se,

então, a velocidade de fricção do vento para todos os *pixels* da imagem através da Equação 5.24:

$$u^* = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{om}}\right)} \quad (5.24)$$

O coeficiente de rugosidade da superfície para cada *pixel* da imagem foi calculado em função do SAVI através da equação:

$$Z_{om} = \exp(-5,809 + 5,62SAVI) \quad (5.25)$$

#### 5.4.3.1. Diferença de temperatura

Na metodologia para obtenção de H a determinação da diferença de temperatura ( $dT$ ) é fundamental. A diferença de temperatura foi calculada a partir de dois *pixels* (quente e frio), denominados *pixels*-âncora, considerando-se que a diferença entre a temperatura da superfície destes *pixels* é uma relação linear, conforme mostra a Equação 5.26:

$$dT = b + aT_s \quad (5.26)$$

em que a e b são os coeficientes que necessitam ser determinados e  $T_s$  é a temperatura da superfície em cada *pixel* (K).

O processo de escolha dos *pixels*-âncora é importante e deve ser realizado com critério, de modo que esses *pixels* possam representar de maneira correta as condições extremas dos fluxos de calor. Neste estudo utilizou-se a sugestão de Bastiaanssen (1995), em que o *pixel* frio deve ser escolhido sobre uma superfície líquida. Admite-se, portanto, que neste *pixel* o fluxo de calor sensível é nulo e o fluxo de calor latente é máximo. Assim, a diferença de temperatura no *pixel* frio pode ser considerada igual a zero, conforme a Equação 5.27:

$$dT_f = \frac{H_{rah}}{\rho C_p} \cong 0 \quad (5.27)$$

Com relação ao *pixel* quente, também se considerou a proposição de Bastiaanssen (1995), de que esse *pixel* deve ser escolhido em uma área com pouca ou quase nenhuma cobertura vegetal, onde não há umidade disponível para a ocorrência de evapotranspiração. No *pixel* quente assume-se que o fluxo de calor latente é nulo e o fluxo de calor sensível é máximo. Com essa situação, H no *pixel* quente foi obtido de acordo com a equação 5.28:

$$H = R_n - G \quad (5.28)$$

em que  $R_n$  e  $G$  foram obtidos no *pixel* quente da imagem.

Dessa forma, a  $dT$  para o *pixel* quente foi obtida da seguinte maneira:

$$dT_Q = \frac{H \text{ rah}}{\rho C_p} \quad (5.29)$$

De posse das diferenças de temperatura nos *pixels*-âncora foi possível determinar os coeficientes  $a$  e  $b$  a partir de um sistema simples com duas equações e duas incógnitas:

$$\begin{aligned} dT_Q &= b + aT_{s_Q} \\ dT_F &= b + aT_{s_F} \end{aligned} \quad (5.30)$$

Conhecendo-se a diferença de temperatura ( $dT$ ) e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $\text{rah}$ ) foram obtidos, a partir da Equação 5.18, os valores iniciais de fluxo calor sensível para cada *pixel*. É importante destacar que essa primeira estimativa de  $H$  é realizada sob a hipótese de atmosfera neutra.

#### 5.4.3.2. Correção da estabilidade atmosférica

Os valores de  $H$  obtidos inicialmente, para cada *pixel*, não são adequados e servem apenas como valores de entrada em um processo iterativo que resultará na condição de estabilidade da atmosfera de todos os *pixels*. Nesse sentido, o comprimento de Monin-Obukhov ( $C_{mo}$ ) foi utilizado para definir as condições de estabilidade da atmosfera, sendo computado pela seguinte expressão:

$$C_{mo} = -\frac{\rho C_p u^{*3} T_s}{kgH} \quad (5.31)$$

em que  $g$  é a aceleração da gravidade ( $9,81 \text{ m.s}^{-2}$ ).

Para os coeficientes de correção aplicados na velocidade de fricção do vento ( $u^*$ ) e na resistência aerodinâmica ( $rah$ ) assumem-se as seguintes condições:

– Atmosfera instável ( $C_{mo} < 0$ ):

$$\psi_{m_{200}} = 2 \ln \left( \frac{1+x_{200}}{2} \right) + \ln \left( \frac{1+x_{200}^2}{2} \right) - 2 \arctan(x_{200}) + 0,5\pi \quad (5.32)$$

$$\psi_{h_2} = 2 \ln \left( \frac{1+x_2^2}{2} \right) \quad (5.33)$$

$$\psi_{h_{0,1}} = 2 \ln \left( \frac{1+x_{0,1}^2}{2} \right) \quad (5.34)$$

em que,

$$x_{200} = \sqrt[4]{\left(1 - 16 \frac{200}{C_{mo}}\right)} \quad (5.35)$$

$$x_2 = \sqrt[4]{\left(1 - 16 \frac{2}{C_{mo}}\right)} \quad (5.36)$$

$$x_{0,1} = \sqrt[4]{\left(1 - 16 \frac{0,1}{C_{mo}}\right)} \quad (5.37)$$

– Atmosfera estável ( $C_{mo} > 0$ ):

$$\psi_{m_{200}} = -5 \frac{2}{C_{mo}} \quad (5.38)$$

$$\psi_{h_2} = -5 \frac{2}{C_{mo}} \quad (5.39)$$

$$\psi_{h_{0,1}} = -5 \frac{0,1}{C_{mo}} \quad (5.40)$$

Determinados os coeficientes de correção  $\psi_m$  e  $\psi_h$ , foram corrigidos os valores de  $u^*$  e  $rah$  para cada *pixel*, através das equações:

$$u_{cor}^* = \frac{u_{200} k}{\ln\left(\frac{200}{Z_{om}}\right) - \psi_{m_{200}}} \quad (5.41)$$

$$rah = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right) - \psi_{h_{z_2}} + \psi_{h_{z_1}}}{u_{cor}^* k} \quad (5.42)$$

Obtidos os valores dessas variáveis retornou-se ao cômputo da função da diferença de temperatura ( $dT$ ) (Equação 5.29). O novo valor de  $dT$  exigiu um novo cálculo do fluxo de calor sensível em cada *pixel*. Este processo iterativo foi repetido até que fosse observada convergência numérica nos valores da  $rah$  e  $dT$  no *pixel* quente.

#### 5.4.4. Fluxo de calor latente e evapotranspiração real diária

O fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ) foi estimado como um termo residual do balanço de energia (tanto nos dados ASTER quanto MODIS), expresso por:

$$\lambda E = R_n - G - H \quad (5.43)$$

A partir da estimativa do fluxo de calor latente foi possível determinar a evapotranspiração real horária ( $E_{tr_h}$ ) ( $mm.h^{-1}$ ) aplicando-se a seguinte relação:

$$ETr_h = 3600 \frac{\lambda E}{\lambda} \quad (5.44)$$

em que  $\lambda$  representa o calor latente de vaporização da água ( $2,45 \times 10^6 \text{ J.Kg}^{-1}$ ).

A evapotranspiração real diária foi calculada considerando constantes os valores de fração evaporativa e integrando os valores médios diários do balanço de radiação, conforme a Equação 5.45 (BASTIAANSEN, 2000).

$$Etr_{24h} = 86400 \frac{\Lambda Rn_{24h}}{\lambda} \quad (5.45)$$

em que  $Etr_{24h}$  corresponde à evapotranspiração real diária ( $\text{mm.d}^{-1}$ ),  $\Lambda$  é a fração evaporativa no instante da passagem do satélite para cada *pixel* e  $Rn_{24h}$  corresponde ao balanço de radiação médio diário ( $\text{W.m}^{-2}$ ).

O balanço de radiação médio diário foi obtido a partir de uma equação descrita em Bastiaanssen et al. (2005):

$$Rn_{24h} = (1 - \alpha_s) K \downarrow_{24h} - 110\tau \quad (5.46)$$

em que  $K \downarrow_{24h}$  é a média diária de radiação solar incidente. O albedo e a transmitância foram considerados idênticos àqueles determinados para o instante da passagem do satélite.



## 6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Este capítulo foi dividido basicamente em sete itens, nos quais são apresentados e discutidos os principais resultados obtidos nesta pesquisa. Os itens **6.1** e **6.2** tratam das estimativas do modelo SEBAL, a partir de dados ASTER/TERRA, para as regiões da FNSA e RBJ, respectivamente. No item **6.3** são analisados alguns casos de mudança de uso/cobertura da terra ocorrentes nas regiões estudadas; no item **6.4** são feitas as avaliações do fechamento do balanço de energia a partir dos dados das torres micrometeorológicas; e no item **6.5** são validadas as estimativas do modelo SEBAL com o uso de dados ASTER para as regiões da FNSA e RBJ. Os itens **6.6** e **6.7** versam sobre as estimativas do modelo SEBAL obtidas por meio de dados MODIS/TERRA para as regiões da FNSA e RBJ, respectivamente.

### **6.1. Estimativas dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração real diária na região da Fazenda Nossa Senhora Aparecida - ASTER/TERRA**

Neste item são discutidas as principais estimativas do modelo SEBAL, através de dados ASTER/TERRA, para a região da FNSA nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003. A avaliação dos resultados se deu a partir da análise das imagens, dos histogramas de frequência e dos mapas de uso e cobertura da terra. De forma a se avaliar mais detalhadamente as estimativas para diferentes tipos de uso/cobertura da terra foram selecionadas seis áreas homogêneas com tamanho de 24 *pixels* cada, representando: floresta ombrófila aberta, vegetação secundária, pastagem, campo sujo, solo exposto e corpo de água. Para cada área, em ambas as datas estudadas (29/07/2002 e 01/08/2003), foram extraídos os valores dos *pixels* para as diferentes estimativas do SEBAL e geradas estatísticas descritivas básicas (média, mínimo, máximo e desvio padrão). A Figura 6.1 ilustra a localização dessas áreas.

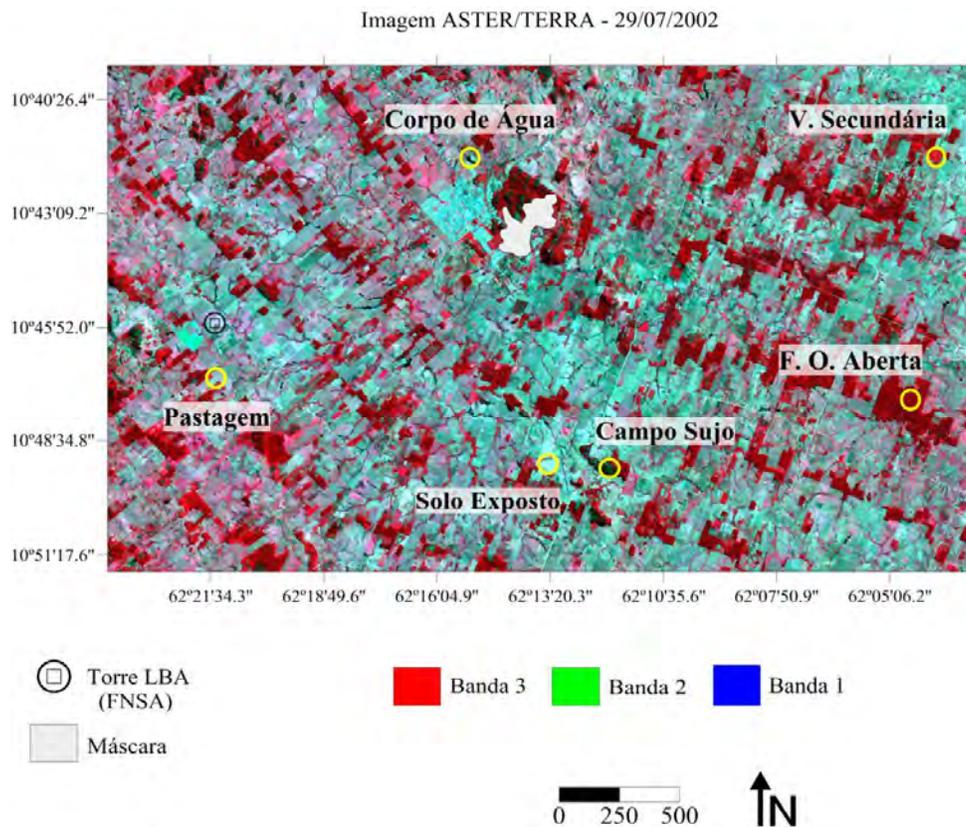


Figura 6.1 - Região da FNSA em imagem ASTER/TERRA (composição R3G2B1) de 29/07/2002, com a localização das áreas homogêneas selecionadas para análise.

### 6.1.1. Uso e cobertura da terra

A Figura 6.2 corresponde aos mapas de uso e cobertura da terra para a região da FNSA nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003 obtidos com os dados do sensor ASTER, e a Tabela 6.1 ilustra a área ocupada e percentual de ocupação de cada classe de uso e cobertura da terra na região de estudo para ambas as datas.

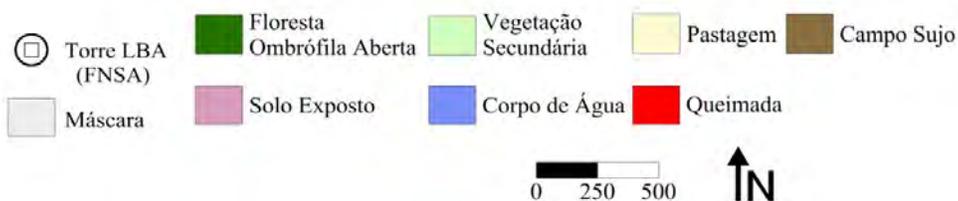
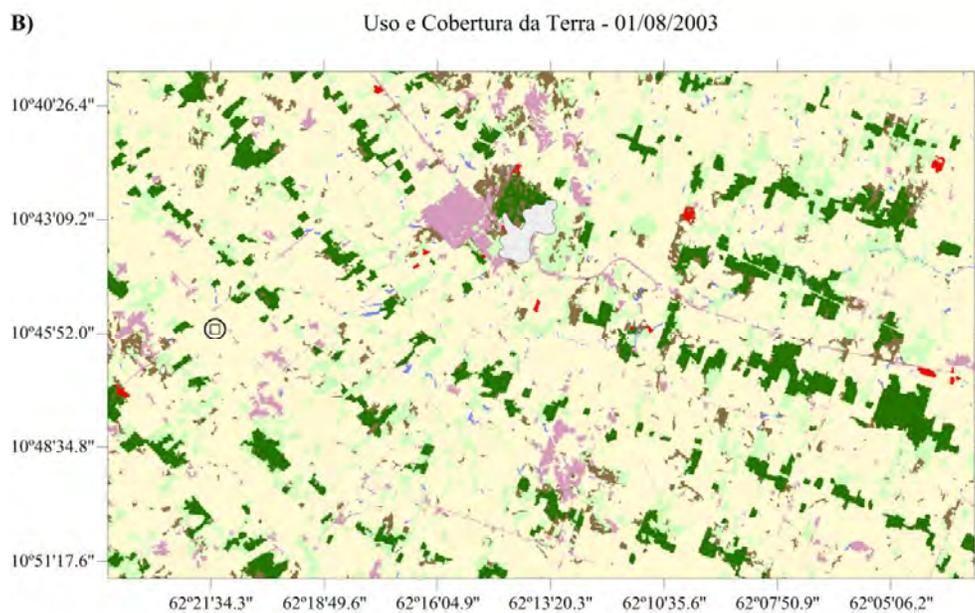
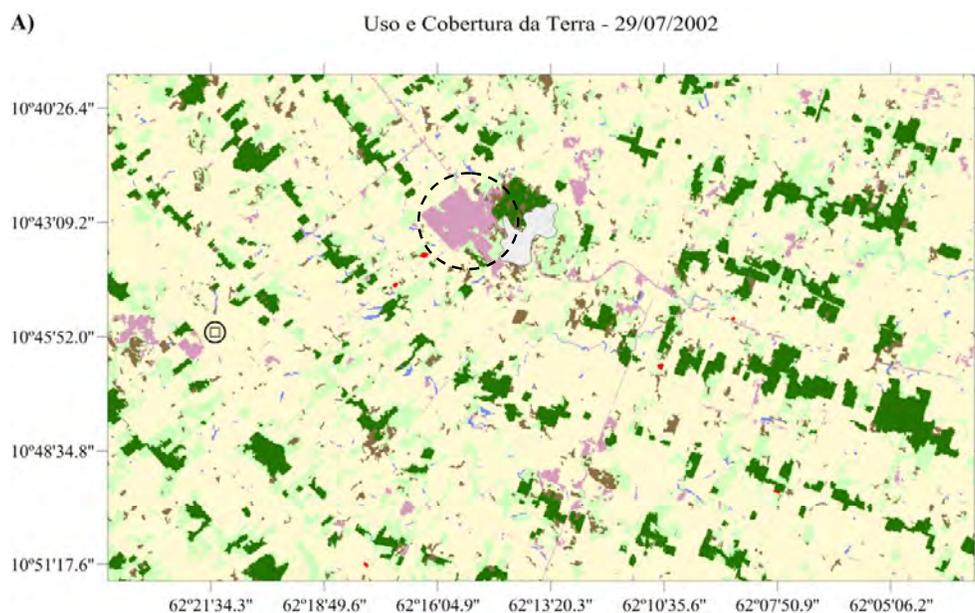


Figura 6.2 - Mapas de uso e cobertura da terra para a região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) 01/08/2003.

Tabela 6.1 - Área ocupada e percentual de ocupação de cada classe de uso e cobertura da terra na região da FNSA para os dias 29/07/2002 e 01/08/2003.

Classe de Uso/Cobertura	29/07/2002		01/08/2003		Diferença (ha)	Diferença (%)
	Área (ha)	%	Área (ha)	%		
<b>Floresta Ombrófila Aberta</b>	8131,43	9,56	7630,47	8,97	-500,96	-6,16
<b>Vegetação Secundária</b>	12595,19	14,80	10823,02	12,72	-1772,17	-14,07
<b>Pastagem</b>	58796,91	69,10	59474,54	69,90	677,63	1,15
<b>Campo Sujo</b>	2677,24	3,15	3381,60	3,97	704,36	26,31
<b>Solo Exposto</b>	2068,34	2,43	2901,08	3,41	832,74	40,26
<b>Corpo de Água</b>	420,64	0,49	360,65	0,42	-59,99	-14,26
<b>Queimada</b>	23,72	0,03	142,11	0,17	118,39	499,11
<b>Máscara</b>	373,66	0,44	373,66	0,44	0,00	0,00
<b>Total</b>	85087,13	100,00	85087,13	100,00		

Ao se visualizar os mapas verifica-se que a maior parte da região da FNSA é formada por áreas de pastagem, que correspondem em média a 59135,73 ha, ou 69,50% da região. Essas áreas estão situadas geralmente em regiões planas e servem essencialmente para o pastoreio do gado. A segunda classe de maior expressão se refere à vegetação secundária, que está associada às áreas de pastagem e talhões de floresta primária. As áreas de floresta ombrófila aberta representam a terceira maior expressão em termos de área ocupando em média 7880,95 ha, e estão localizadas de forma esparsa ao longo da região. Verifica-se que nestas áreas há uma relação com a classe campo sujo, pois em alguns talhões de floresta situados nas regiões mais elevadas é possível encontrar afloramentos rochosos.

A classe solo exposto é encontrada em praticamente toda a região, sendo representada por pequenas manchas, quase sempre associadas às áreas de pastagem. Também estão incluídas nesta classe a mancha urbana do município de Ouro Preto do Oeste, localizada na porção central da região (círculo tracejado na Figura 6.2a), pequenos povoados e estradas. Esta classe pode conter tanto áreas completamente desnudas, quanto áreas com vegetação muito rala, sendo por vezes, difícil a discriminação, por exemplo, com áreas de pastagem, que possuem distintos estádios fenológicos ao longo do ano, e podem em determinada época estar com vegetação baixa, ou muito desenvolvida.

As queimadas constituem um dos principais agentes de mudanças do uso e cobertura da terra na Amazônia. Na região de estudo, o total de áreas queimadas mapeadas nas duas datas foi de 165,83 ha, cuja distribuição se deu principalmente ao longo de estradas e

próximas a mancha urbana do município de Ouro Preto do Oeste. Os corpos de água representam em média 390,65 ha, e são constituídos quase que principalmente por pequenas barragens caracterizadas pela presença de grande quantidade de sedimentos.

Com relação às mudanças de uso e cobertura da terra ocorridas na região entre as duas datas, verifica-se que houve uma supressão de 500,96 ha de floresta ombrófila aberta, cuja conversão se deu principalmente para áreas de vegetação secundária e pastagem. As áreas de vegetação secundária diminuíram 14,07%, passando de 12595,19 para 10823,02 ha. Nestas áreas, as principais mudanças ocorreram para as classes de pastagem, solo exposto e campo sujo. No que diz respeito às áreas de pastagem, não houve grandes variações em termos absolutos e relativos de área. Em 29/07/2002 essas áreas representavam 58796,91 e passaram para 59474,54 ha em 01/08/2003, ou seja, um acréscimo de 677,63 ha, ou 1,15%.

As áreas de solo exposto e campo sujo tiveram maiores incrementos em valores absolutos e relativos do que as áreas de pastagem. A classe solo exposto variou de 2068,34 para 2901,08 ha, ou seja, teve um acréscimo de 832,74 ha, ou 40,26%; e as áreas de campo sujo tiveram um incremento de 704,36 ha, ou 26,31%, variando de 2677,24 para 3381,60 ha. Cabe salientar que ocorre um padrão de alternância principalmente entre as classes pastagem, solo exposto e campo sujo, devido às peculiaridades destas classes. Por exemplo, uma área de pastagem pode ter sido abandonada e com o tempo se configura em uma área de campo sujo, pois crescem pequenos arbustos e, conseqüentemente, a altura da vegetação aumenta.

As áreas de queimada tiveram um incremento de 118,39 ha, ou 499,11%. Este aumento pode estar relacionado às condições meteorológicas (temperatura, umidade relativa do ar, e velocidade e direção do vento) da região no ano de 2003, o que fez com que ficasse mais suscetível a eventos de queimada. A área ocupada por corpos de água diminuiu 14,26% no período, o que também pode estar relacionado às características meteorológicas da região, denotando um padrão mais seco que do ano de 2002.

Para fins de avaliação do desempenho das classificações digitais, a Tabela 6.2 apresenta os valores de Exatidão do Usuário para cada classe de uso e cobertura da terra na região da FNSA nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003.

Tabela 6.2 - Exatidão do Usuário por classe de uso e cobertura da terra nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003.

Classe de Uso/Cobertura	Exatidão do Usuário	
	29/07/2002	01/08/2003
<b>Floresta Ombrófila Aberta</b>	100,00%	100,00%
<b>Vegetação Secundária</b>	98,87%	77,07%
<b>Pastagem</b>	100,00%	98,29%
<b>Campo Sujo</b>	72,25%	100,00%
<b>Solo Exposto</b>	94,39%	100,00%
<b>Corpo de Água</b>	100,00%	100,00%
<b>Queimada</b>	100,00%	100,00%

Com relação à imagem do dia 29/07/2002, os valores de Exatidão do Usuário variaram entre 72,25% e 100,00%. O menor valor de Exatidão do Usuário foi encontrado para a classe campo sujo, o que na prática significa que o usuário do mapa teria uma chance de 72,25% de encontrar, *in situ*, uma área de campo sujo. O Desempenho Geral da classificação para o dia 29/07/2002 foi de 99,89%, apresentando uma Confusão Média de 0,11% e Abstenção Média de 0,00%.

Para a imagem do dia 01/08/2003, os menores valores de Exatidão do Usuário corresponderam às classes vegetação secundária (77,07%) e pastagem (98,29%). O Desempenho Geral da classificação para o dia 01/08/2003 foi de 98,27% e apresentou valores de Confusão Média e Abstenção Média de 1,73% e 0,00% respectivamente.

Note-se que os valores de Desempenho Geral das duas classificações foram superiores a 98%, bem acima dos 85% que Anderson et al. (1979) sugeriram como índice mínimo para mapeamentos de uso e cobertura da terra.

### 6.1.2. Índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI)

A Figura 6.3 mostra a distribuição espacial do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) na região da FNSA nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003.

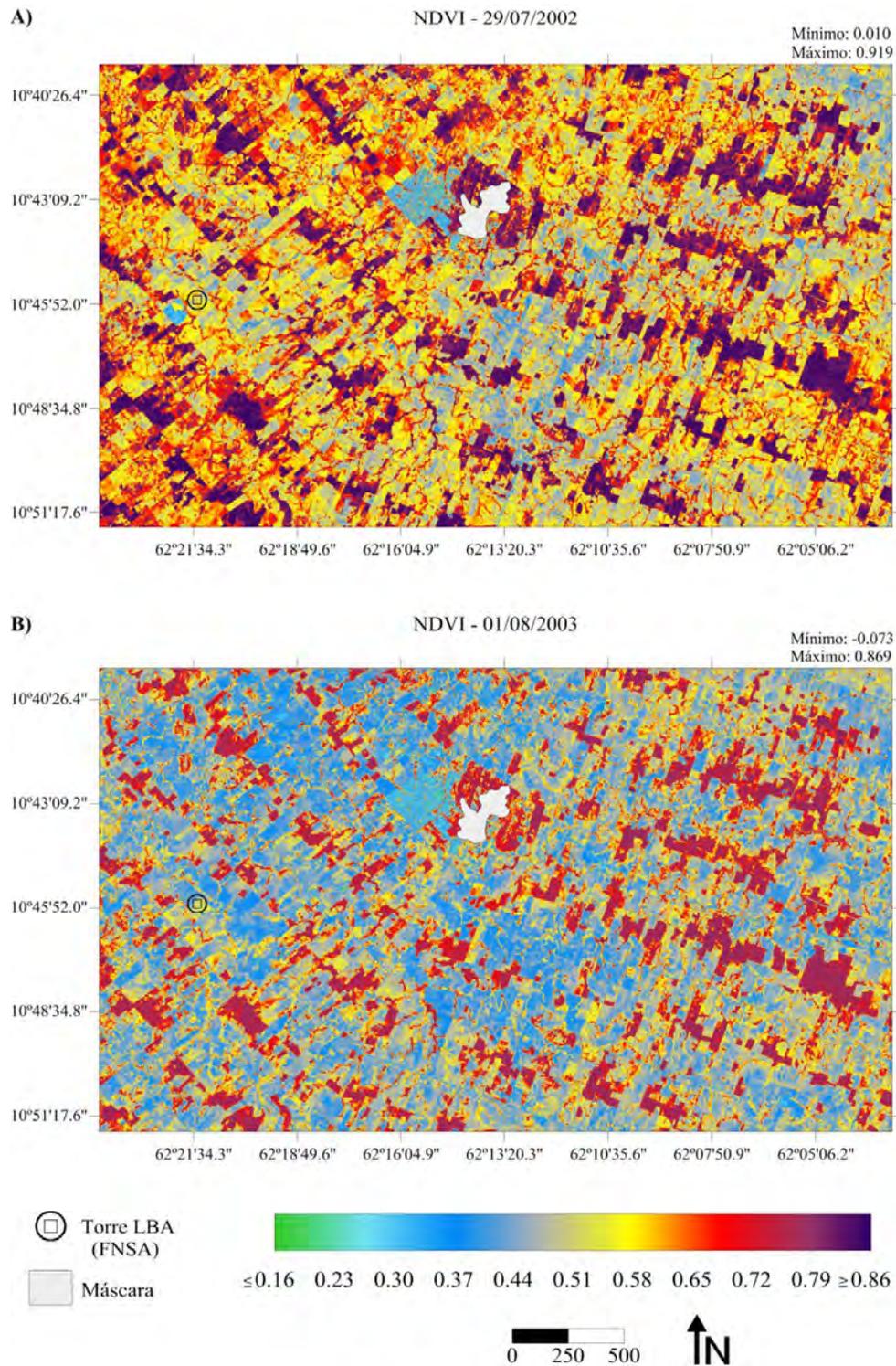


Figura 6.3 - Distribuição espacial do NDVI na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003.

Os valores mínimos de NDVI foram 0,010 (29/07/2002) e -0,073 (01/08/2003), e os valores máximos foram 0,919 (29/07/2002) e 0,869 (01/08/2003). Os valores médios de NDVI para as imagens dos dias 29/07/2002 e 01/08/2003 foram 0,620 e 0,528, respectivamente.

É possível verificar nas imagens de NDVI que existe boa heterogeneidade dos alvos e variações intra e entre imagens. Em ambas as imagens, os valores mais baixos de NDVI se referem aos corpos de água e áreas de solo exposto, enquanto os valores de maior magnitude estão relacionados às áreas de vegetação secundária e floresta ombrófila aberta. Observa-se que houve uma nítida variação do NDVI na região da FNSA nas duas datas, visto que a maior parte dos valores na imagem de 29/07/2002 são superiores aos da imagem de 01/08/2003. Para melhor entender essa diferença foi feita uma análise dos dados micrometeorológicos anuais do LBA para o sítio da FNSA e verificou-se a ocorrência de precipitação no mês de julho de 2002, ao contrário de julho de 2003. Assim, esta alteração deve-se ao fato da cobertura vegetal com estresse hídrico aumentar sua reflectância na faixa espectral do visível e diminuir na faixa espectral do infravermelho próximo, ocasionando, dessa forma, uma diminuição no NDVI (DORIGO et al., 2007).

Os histogramas das imagens (Figura 6.4), nos dois dias avaliados, apresentaram formas similares e com aspecto bimodal. As modas situadas mais a esquerda representam principalmente as áreas de pastagem, enquanto que as situadas mais a direita caracterizam áreas de floresta ombrófila aberta ou vegetação secundária. Verifica-se que as modas da imagem de 29/07/2002 apresentam valores mais altos que as modas da imagem de 01/08/2003, confirmando que a deficiência hídrica influencia negativamente os valores de NDVI.

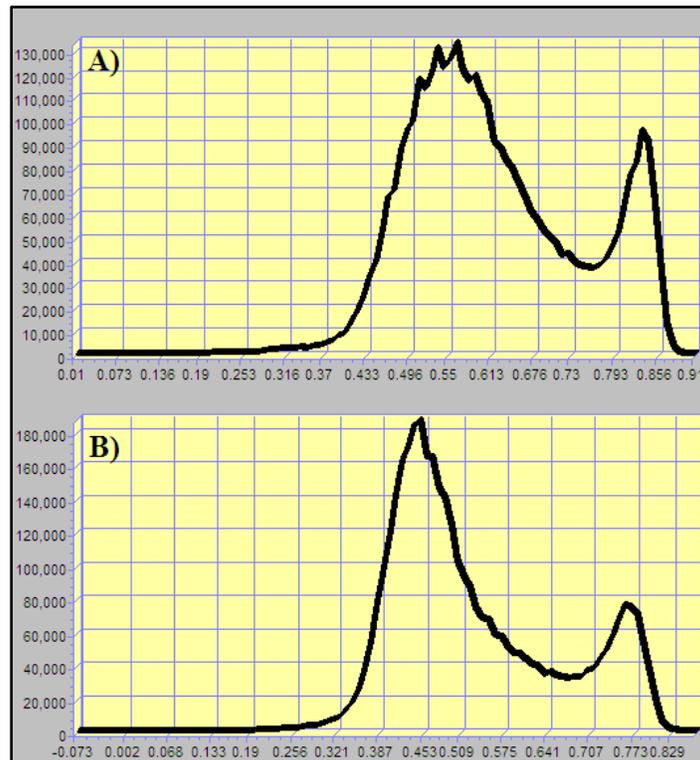


Figura 6.4 - Histogramas de frequência das imagens de NDVI na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003.

De forma a melhor avaliar os valores de NDVI em distintos tipos de uso/cobertura da terra foram selecionadas seis áreas homogêneas. Estas áreas, como já mencionadas, representam: floresta ombrófila aberta, vegetação secundária, pastagem, campo sujo, pastagem e corpo de água (Figura 6.1).

Dentre as áreas analisadas, a área de floresta ombrófila aberta foi a que apresentou os maiores valores de NDVI. Verificou-se valores médios de 0,843 em 29/07/2002 e 0,779 em 01/08/2003. O NDVI na área de floresta ombrófila aberta foi, em média, 4,65% superior ao verificado na área de vegetação secundária. Em áreas de floresta nativa nas cidades de Cacaulândia e Ariquemes, Rondônia (RO), Amaral et al. (1996) obtiveram valor médio de NDVI igual a 0,77. Santos et al. (2011) obtiveram, também em RO, NDVI médio para floresta nativa de 0,72 para o dia 22/07/2008.

Na área de pastagem o valor médio variou de 0,490 (29/07/2002) para 0,394 (01/08/2003). Esses valores são semelhantes aos obtidos por Giongo (2011), que

observou para áreas de pastagem valores de NDVI variando de 0,30 a 0,60 na bacia do rio Corumbataí (SP), e Santos et al. (2011) que encontraram para áreas de pastagem em RO um NDVI médio de 0,39 (22/07/2008).

Para a área de solo exposto os valores médios encontrados foram de 0,434 (29/07/2002) e 0,339 (01/08/2003). Segundo Huete e Tucker (1991), os valores do NDVI para solo exposto estão geralmente entre 0,05 e 0,30, porém devido à grande variabilidade das propriedades óticas do solo, os autores afirmam que não se pode definir uma faixa rigorosa de valores de NDVI para solos com pouca ou nenhuma cobertura vegetal.

Para as áreas de campo sujo e corpo de água os valores médios de NDVI foram de 0,531 e 0,471, respectivamente. Cabe salientar o comportamento do NDVI sobre os corpos de água na região. Alguns apresentaram valores negativos, de acordo com a teoria, porém em outros, como no recorte avaliado, os valores se apresentaram mais altos, geralmente acima de 0,20. A mesma situação foi encontrada por Santos (2009), que também utilizou imagens ASTER. De acordo com este autor, isso pode estar relacionado tanto pela grande quantidade de sedimentos nos corpos de água durante os dias avaliados, quanto pela mistura espectral dos *pixels* de água com áreas de vegetação do entorno.

### **6.1.3. Albedo**

A Figura 6.5 mostra a distribuição espacial do albedo na região da FNSA nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003. Os valores de albedo no dia 29/07/2002 variaram entre 0,023 e 0,492, e no dia 01/08/2003 variaram entre 0,045 e 0,432. Os valores médios de albedo para as imagens dos dias 29/07/2002 e 01/08/2003 foram 0,148 e 0,174, respectivamente. Mendonça (2007) encontrou valores médios em mapas de albedo entre 13% e 18%, bastante próximos aos obtidos nesta pesquisa.

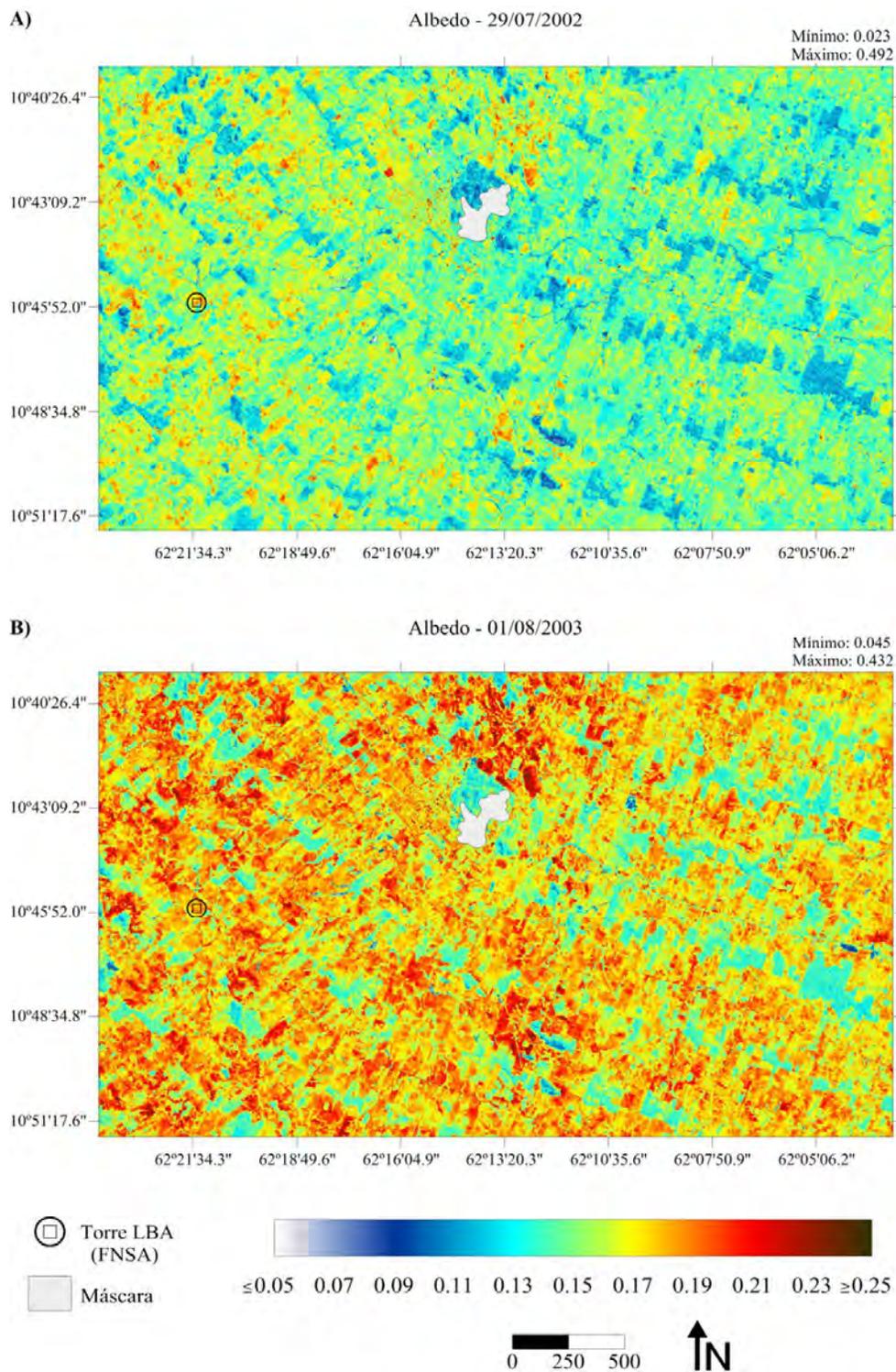


Figura 6.5 - Distribuição espacial do albedo na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003.

De modo geral, observa-se que os menores valores de albedo estão associados aos corpos de água e áreas de queimada, enquanto que os maiores estão relacionados às áreas de pastagem com vegetação rala e solo exposto. Na imagem de 2002 as áreas de pastagem estão representadas por tonalidades verde-claras e amarelas e na imagem de 2003 estão representadas por tons amarelos, alarajados e vermelhos. É perceptível a variação nos valores de albedo nas duas imagens, apesar delas serem de datas bastante próximas e apresentarem praticamente o mesmo ângulo zenital solar. Neste sentido, verificou-se o aumento dos valores de albedo em 01/08/2003, mais evidente nas áreas de pastagem e vegetação (floresta ombrófila aberta e vegetação secundária). Em um estudo realizado no nordeste da Amazônia, Souza Filho et al. (2006) mostraram que o albedo da superfície em períodos mais chuvosos é inferior ao observado durante períodos menos chuvosos. Assim, esta diferença pode estar relacionada a fatores meteorológicos, como precipitação.

Os histogramas das imagens (Figura 6.6) são muito semelhantes e apresentam um aspecto unimodal. Os valores de albedo correspondentes a essas modas ocorrem principalmente em áreas de pastagem, que ocupam a maior parte da região da FNSA.

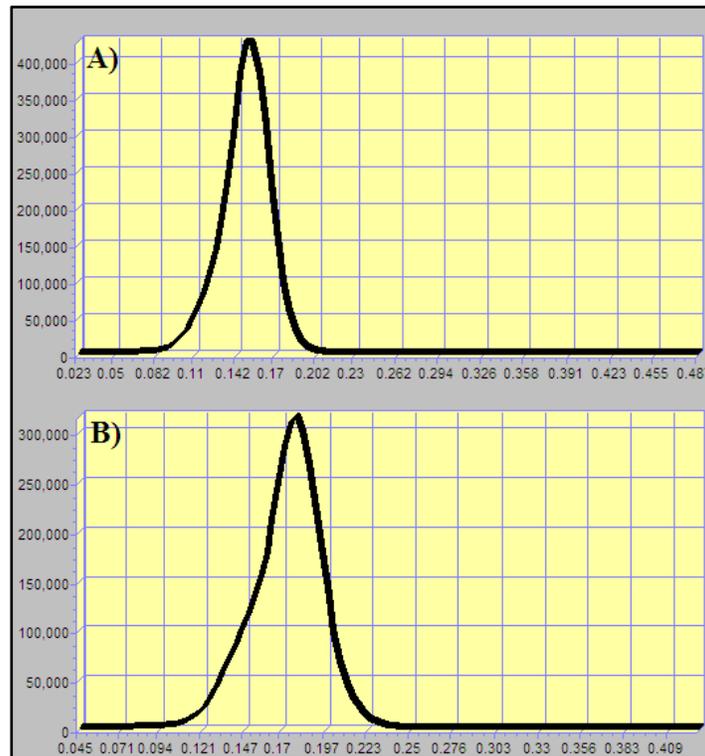


Figura 6.6 - Histogramas de frequência das imagens de albedo na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003.

A Tabela 6.3 apresenta os valores de albedo nas áreas homogêneas selecionadas para análise na região da FNSA nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003. Os valores médios de albedo para a área de floresta ombrófila aberta foram de 0,118 e 0,128 para 29/07/2002 e 01/08/2003, respectivamente. Liberato (2011), em um estudo na região central de Rondônia, utilizando imagens TM/Landsat 5, encontrou valores médios de albedo em áreas de floresta nativa variando entre 0,12 (13/07/2005) e 0,13 (16/07/2006). Santos et al. (2011), também utilizando imagens TM/Landsat 5, analisaram imagens de quatro datas e encontraram um valor médio de albedo para áreas de floresta na Amazônia de 0,11.

O albedo médio na área de vegetação secundária variou de 0,144 (29/07/2002) para 0,178 (01/08/2003). A vegetação secundária tende, com o passar do tempo, a apresentar menores valores de albedo (RODRIGUEZ, 2011); porém, no presente estudo foi verificada uma situação inversa, que pode estar relacionada a dois fatores: condições

ambientais distintas nas datas avaliadas (período mais seco em 01/08/2003); e a vegetação pode ter sofrido algum tipo de alteração, como corte de algumas árvores, o que ocasionou uma maior interferência do solo e, conseqüentemente, aumentou os valores de albedo. Em média, o albedo da área de vegetação secundária (0,161) foi 30,89% superior ao da área de floresta ombrófila aberta (0,123).

Tabela 6.3 - Valores estatísticos de albedo para as áreas homogêneas selecionadas na região da FNSA.

<b>Data</b>	<b>Área Selecionada</b>	<b>Média</b>	<b>Mínimo</b>	<b>Máximo</b>	<b>Desvio Padrão</b>
<b>29/07/2002</b>	<b>Floresta Ombrófila Aberta</b>	0,118	0,100	0,133	0,008
	<b>Vegetação Secundária</b>	0,144	0,133	0,152	0,004
	<b>Pastagem</b>	0,167	0,161	0,180	0,006
	<b>Campo Sujo</b>	0,090	0,081	0,102	0,006
	<b>Solo Exposto</b>	0,181	0,169	0,193	0,007
	<b>Corpo de Água</b>	0,041	0,032	0,064	0,008
<b>01/08/2003</b>	<b>Floresta Ombrófila Aberta</b>	0,128	0,105	0,154	0,014
	<b>Vegetação Secundária</b>	0,178	0,164	0,188	0,007
	<b>Pastagem</b>	0,181	0,177	0,191	0,004
	<b>Campo Sujo</b>	0,116	0,106	0,125	0,005
	<b>Solo Exposto</b>	0,216	0,208	0,222	0,003
	<b>Corpo de Água</b>	0,060	0,054	0,071	0,005

Na área de pastagem os valores médios de albedo foram 0,167 (29/07/2002) e 0,181 (01/08/2003), o que corresponde a um albedo médio 0,174. Esses valores estão de acordo com alguns estudos. Liberato (2011) encontrou para áreas de pastagem em RO valores médios de 0,15, 0,16 e 0,17, em 13/07/2005, 30/06/2006 e 17/06/2006, respectivamente. Santos et al. (2011) obtiveram na mesma região valores médios de albedo de 0,19 e 0,22, para os dias 22/07/2008 e 07/08/2008.

Mais especificamente, esses resultados também estão de acordo com estudos observacionais em áreas de pastagem na região amazônica. Sob o âmbito do projeto ABRACOS, Bastable et al. (1993), Fisch et al. (1994) e Culf et al. (1995) encontraram valores de albedo da ordem de 0,163, 0,19 e 0,18, respectivamente, o que corresponde, na média, a 0,178. Assim, o valor médio obtido na área de pastagem pelo presente estudo (0,174) é 2,25% inferior ao valor médio verificado nos estudos observacionais anteriormente citados. Ainda, Von Randow et al. (2004) e Querino et al. (2006), em

estudos no sítio da FNSA, encontraram para a estação seca valores médios de albedo de 0,20, e 0,19.

A área de campo sujo apresentou albedo médio de 0,103, valor que está de acordo com Pereira et al. (2007), que obtiveram valor médio de albedo de 0,11 para áreas de campo sujo na região de Passo do Lontra (MS). A área de solo exposto apresentou os maiores valores médios de albedo. Na média, o albedo dessa área variou 19,34%, passando de 0,181 (29/07/2002) para 0,216 (01/08/2003). Tais valores são inferiores aos obtidos por Chandrapala e Wimalasuriya (2003) e Silva et al. (2005), que obtiveram albedo em áreas de solo exposto superiores a 0,30. Porém estão de acordo com o estudo de Bezerra (2009), que sugeriu para estas áreas valores entre 0,20 e 0,25.

No corpo de água analisado, o albedo variou entre 0,032 e 0,071. Na média para as duas datas, o albedo correspondeu a 0,051, e está de acordo com os valores obtidos por Meirelles (2007) e Nicácio (2008), que sugeriram valores de albedo de corpos de água variando de 0,03 a 0,10 e 0,03 a 0,09, respectivamente.

#### **6.1.4. Balanço de radiação ( $R_n$ )**

A Figura 6.7 mostra a distribuição espacial do balanço de radiação ( $R_n$ ) na região da FNSA nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003. Os menores valores de  $R_n$  encontrados foram 275,20  $\text{W.m}^{-2}$  (29/07/2002) e 316,02  $\text{W.m}^{-2}$  (01/08/2003) e os maiores 651,22  $\text{W.m}^{-2}$  (29/07/2002) e 629,83  $\text{W.m}^{-2}$  (01/08/2003). A média dos valores de  $R_n$  na região da FNSA foi 534,99  $\text{W.m}^{-2}$  em 29/07/2002, e 516,32  $\text{W.m}^{-2}$  em 01/08/2003. Bastiaanssen (2000), em um estudo na bacia de Gediz na Turquia, uma região com diversos tipos de uso e cobertura, encontrou valores de  $R_n$  variando entre 300 e 600  $\text{W.m}^{-2}$ .

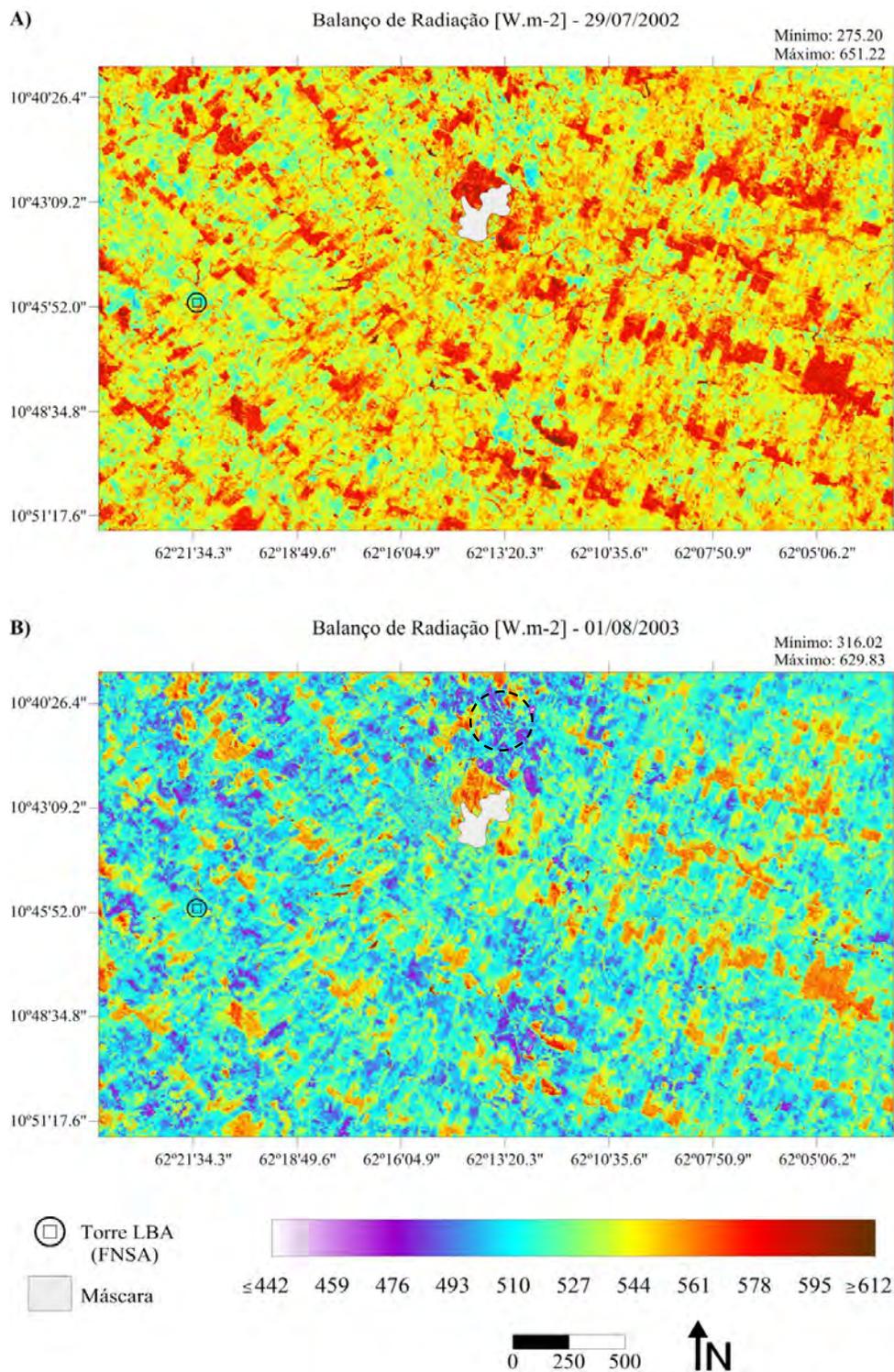


Figura 6.7 - Distribuição espacial do balanço de radiação na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003.

Nas imagens de  $Rn$  os maiores valores são encontrados sobre os corpos de água e áreas de floresta ombrófila aberta e os menores em áreas de pastagem e solo exposto. Visualmente verifica-se uma boa distinção das áreas de floresta ombrófila aberta das demais classes, sendo estas representadas em 29/07/2002 por cores vermelho forte, e em 01/08/2003 por cores que variam de laranja a vermelho. Também é possível identificar baixos valores de balanço de radiação na porção norte da imagem de 2003 (círculo tracejado na Figura 6.7b) associados ao aumento de áreas de solo exposto de acordo com os mapas temáticos (Figuras 6.1a e 6.1b), demonstrando a sensibilidade das estimativas do modelo SEBAL, a partir de dados ASTER, com relação a mudanças no uso e cobertura da terra.

De modo geral, verifica-se que áreas com maiores valores de  $Rn$  estão associadas a menores valores de albedo, enquanto áreas com menores valores de  $Rn$  estão associadas a valores mais elevados de albedo. Esse aspecto deixa clara a atuação das propriedades da superfície na reflexão da radiação solar, e sua relação com o total de energia disponibilizado à superfície para os processos de balanço de energia de uma região.

Os histogramas de frequência das imagens (Figura 6.8) são muito parecidos e apresentam forma unimodal, porém se observa um deslocamento para valores mais elevados de  $Rn$  no dia 29/07/2002. Os valores modais dos histogramas representam o  $Rn$  sobre áreas de pastagem.

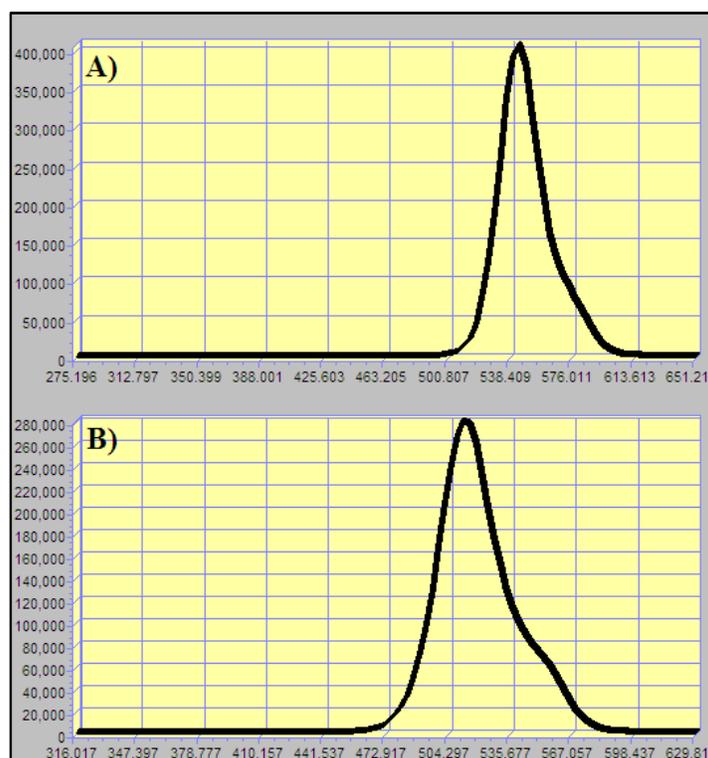


Figura 6.8 - Histogramas de frequência das imagens de balanço de radiação na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003.

Na Tabela 6.4 são apresentados os valores de balanço de radiação referentes às seis áreas homogêneas selecionadas para análise na região da FNSA. Os valores de  $R_n$  na área de floresta ombrófila aberta variaram entre 545,66 e 592,35  $W.m^{-2}$  e os valores médios foram 578,54  $W.m^{-2}$  para 29/07/2002 e 566,15  $W.m^{-2}$  para 01/08/2003. Santos et al. (2011), utilizando imagens TM/Landsat 5 na região de Ji-Paraná (RO), obtiveram para áreas de floresta nativa, no dia 22/07/2008 (mês e dia próximos aos analisados nessa pesquisa), um valor médio de 592  $W.m^{-2}$ , que é 3,43% mais elevado do que a média obtida para a área de floresta ombrófila aberta aqui analisada (572,35  $W.m^{-2}$ ).

A área de vegetação secundária apresentou valor médio de  $R_n$  de 537,95  $W.m^{-2}$ , 6,01% menor que na área de floresta ombrófila aberta. Ainda, apresentou valor mínimo de 513,20 e máximo de 562,81  $W.m^{-2}$ , uma variação absoluta de 49,61  $W.m^{-2}$ .

A área de pastagem apresentou valores médios de 529,86  $W.m^{-2}$  (29/07/2002) e 508,41  $W.m^{-2}$  (01/08/2003). Ao se levar em consideração as duas datas, a média do balanço de

radiação na área de pastagem foi 519,14 W.m<sup>-2</sup>, 9,30% menor que a média do balanço de radiação na área de floresta ombrófila aberta. Giongo (2011) encontrou valores de *Rn* em áreas de pastagem no interior de São Paulo variando entre 200 e 460 W.m<sup>-2</sup>, menores que os encontrados por este estudo. Porém, o valor médio de 519,14 W.m<sup>-2</sup> aqui encontrado, concorda com os resultados obtidos por Santos et al. (2011), que estimaram o balanço de radiação em áreas de pastagem no estado de RO em quatro datas referentes a estação seca. Os autores encontraram valores de 500, 492, 497 e 663 W.m<sup>-2</sup>, ou seja, um valor médio de 538 W.m<sup>-2</sup>.

Tabela 6.4 - Valores estatísticos de balanço de radiação (W.m<sup>-2</sup>) para as áreas homogêneas selecionadas na região da FNSA.

Data	Área Selecionada	Média	Mínimo	Máximo	Desvio Padrão
29/07/2002	Floresta Ombrófila Aberta	578,54	566,45	592,35	6,19
	Vegetação Secundária	554,48	547,63	562,81	3,34
	Pastagem	529,86	519,46	534,74	4,79
	Campo Sujo	599,08	589,55	605,30	4,52
	Solo Exposto	513,38	503,42	522,44	5,32
	Corpo de Água	640,47	621,73	647,31	6,39
01/08/2003	Floresta Ombrófila Aberta	566,15	545,66	584,50	10,76
	Vegetação Secundária	521,41	513,20	533,28	5,80
	Pastagem	508,41	499,60	511,47	3,23
	Campo Sujo	569,08	562,12	577,10	3,55
	Solo Exposto	475,57	470,69	489,92	3,97
	Corpo de Água	621,23	612,52	625,76	4,11

Com relação a estudos observacionais na região amazônica, Wright et al. (1992) obtiveram para a estação seca no sítio de pastagem da Fazenda Dimona (AM) valores de  $\approx 500$  W.m<sup>-2</sup>, para o horário das 11h00. Galvão e Fisch (2000b), em um estudo no sítio da FNSA, encontraram um valor aproximado de 500 W.m<sup>-2</sup>, às 11h00, em um período de transição da estação chuvosa para a estação seca. Ainda no sítio da FNSA, Von Randow et al. (2004) e Correia (2005) encontraram para a estação seca, valores de *Rn* para o horário das 11h00 também em torno de 500 W.m<sup>-2</sup>. Verifica-se que os valores observados por estas pesquisas são praticamente idênticos entre si, e são, na média, 3,69% menores que o encontrado na área de pastagem aqui analisada.

A área de campo sujo apresentou, na média, balanço de radiação de  $584,08 \text{ W.m}^{-2}$  e a área de solo exposto um valor médio de  $494,48 \text{ W.m}^{-2}$ . O corpo de água apresentou valor médio, considerando as duas datas, de  $630,85 \text{ W.m}^{-2}$ . Esse valor está em concordância com o estudo de Meirelles (2007), que encontrou para superfícies cobertas com água valores de  $Rn$  variando entre 410 e  $820 \text{ W.m}^{-2}$ .

#### **6.1.5. Fluxo de calor no solo (G)**

A Figura 6.9 mostra a distribuição espacial do fluxo de calor no solo (G) na região da FNSA nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003. No dia 29/07/2002 os valores de G variaram entre  $24,82$  e  $124,54 \text{ W.m}^{-2}$  e no dia 01/08/2003 os valores variaram entre  $44,29$  e  $179,90 \text{ W.m}^{-2}$ . Os valores médios de G para as imagens de 29/07/2002 e 01/08/2003 foram  $77,32$  e  $97,69 \text{ W.m}^{-2}$ , respectivamente, ou seja, verificou-se um aumento no valor médio na imagem de G, de 26,35%.

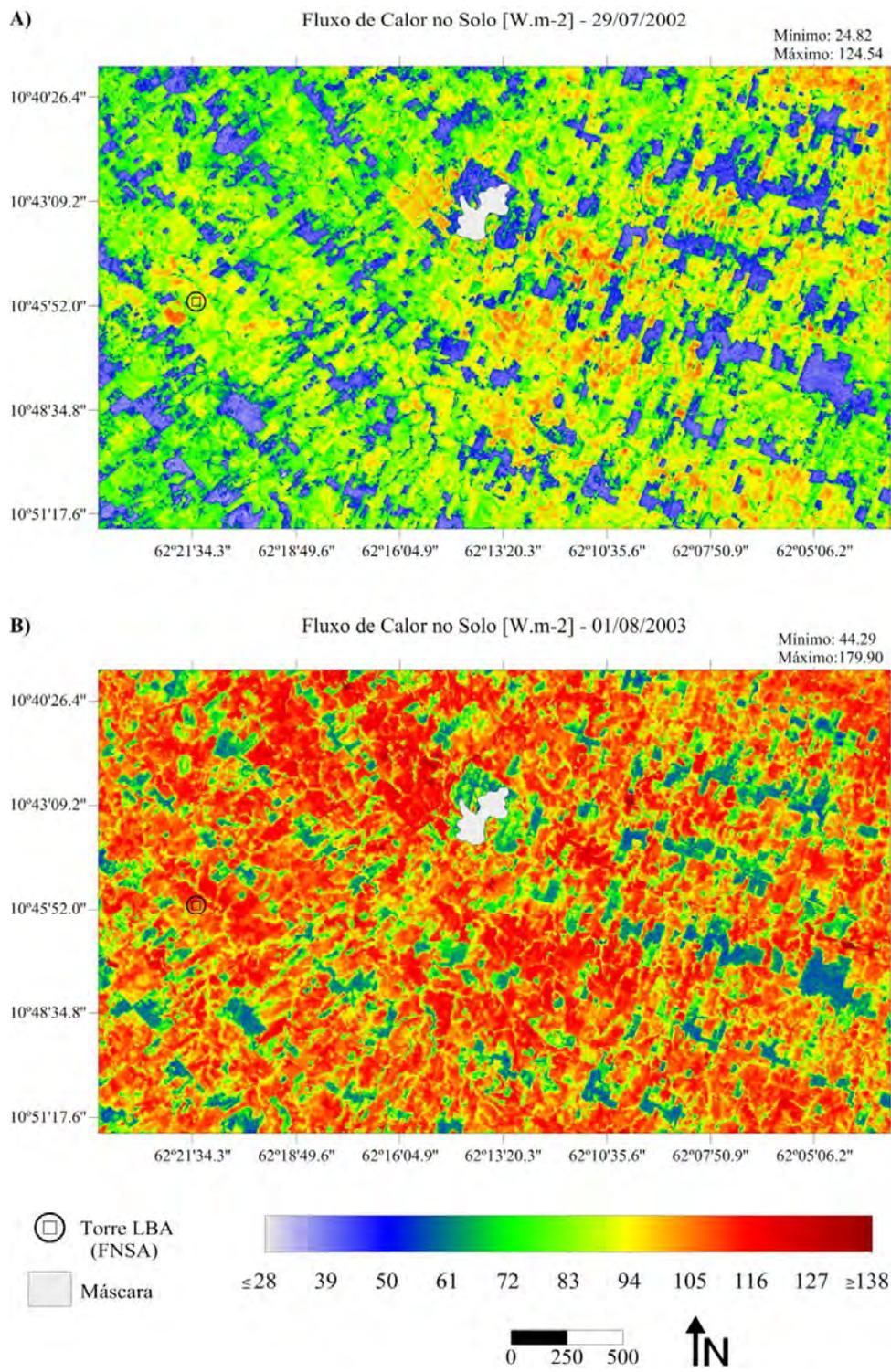


Figura 6.9 - Distribuição espacial do fluxo de calor no solo na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003.

O fluxo de calor no solo tem grande dependência da radiação solar incidente e do uso e cobertura da terra, tendo, assim, a temperatura da superfície ( $T_s$ ) como parâmetro físico mais próximo dessa variável. Ao se analisar as imagens AST08, referentes à  $T_s$  nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003, observou-se, como esperado, um aumento nos valores médios de temperatura (Figura 6.10).

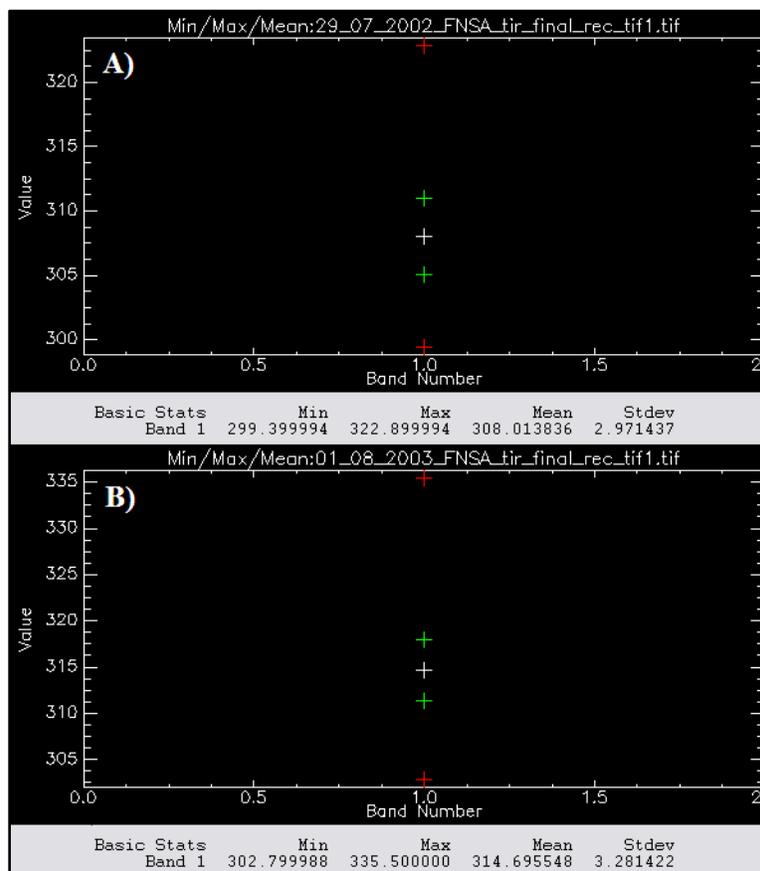


Figura 6.10 - Valores mínimo e máximo (vermelho), média (branco) e desvio padrão (verde) das imagens de temperatura AST08 (K). A) Dia 29/07/2002 e B) 01/08/2003.

Na imagem de 29/07/2002 os valores de  $T_s$  variaram entre 299,40 e 322,90 K e a média de  $T_s$  foi de 308,01 K, e na imagem de 01/08/2003 os valores estiveram entre 302,80 e 335,50 K, com média de 314,70 K. É válido salientar que os valores mais elevados encontrados (322,90 e 335,50 K) estão associados às áreas onde houveram queimadas.

Com relação às imagens de G (Figura 6.9), percebe-se que nas áreas de vegetação (floresta ombrófila aberta e vegetação secundária) os valores são mais baixos, pois nestas áreas o percentual de  $Rn$  destinado ao G é menor. Já os maiores valores estão associados às áreas de queimada e de solo exposto. Não é possível saber quantos dias antes da passagem do satélite estas áreas sofreram a queima, mas o fato é que os valores de temperatura, como se percebeu nas imagens AST08, ainda estavam muito elevados, e por isso os valores de G foram bastante superiores nestas áreas. Em 29/07/2002 as áreas de vegetação, de modo geral, são representadas por tons que variam de branco a azul, e em 01/08/2003 estas áreas são representadas por cores que variam do azul ao verde. As áreas de pastagem na imagem de 2002 são representadas por tonalidades que variam do verde ao laranja, e em 2003 estas áreas se apresentam em tonalidades variando do amarelo ao vermelho.

Nos histogramas de frequência (Figura 6.11), observam-se duas modas em ambos os dias de implementação do SEBAL. As modas situadas mais à direita dos histogramas representam o fluxo de calor no solo observado sobre áreas de pastagem. Em 29/07/2002 o valor modal referente às áreas de pastagem foi de  $\approx 85 \text{ W.m}^{-2}$  e no dia 01/08/2003 este valor foi de  $\approx 110 \text{ W.m}^{-2}$ . As modas mais à esquerda, localizadas em valores mais baixos de G, representam, predominantemente, áreas de vegetação (floresta ombrófila aberta e vegetação secundária), com valor de  $\approx 43 \text{ W.m}^{-2}$  para o dia 29/07/2002 e de  $\approx 60 \text{ W.m}^{-2}$  em 01/08/2003.

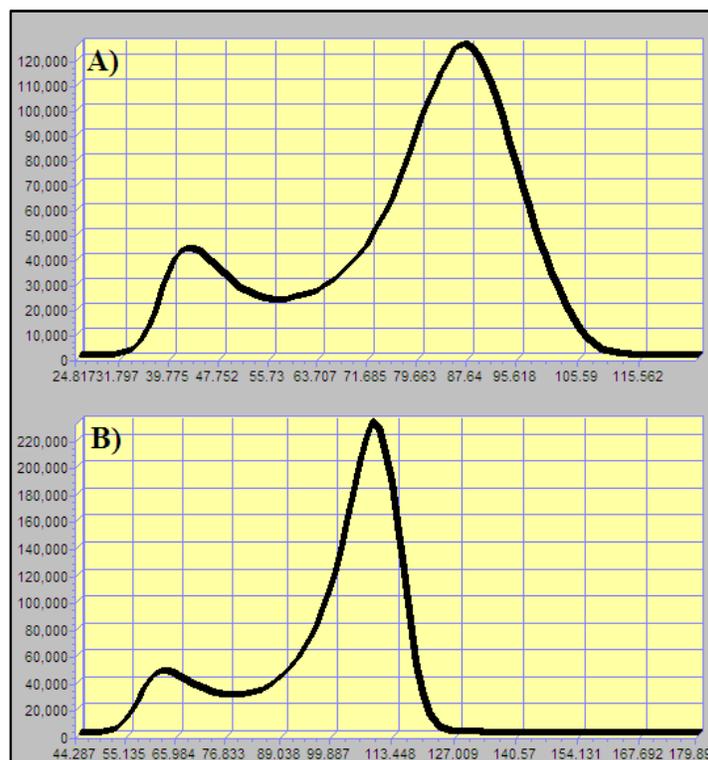


Figura 6.11 - Histogramas de frequência das imagens de fluxo de calor no solo na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003.

Das áreas selecionadas para análise, a área de solo exposto foi a que apresentou os maiores valores médios de  $G$  em ambas as datas avaliadas. Essa área apresentou valores médios de  $104,26 \text{ W.m}^{-2}$  (29/07/2002) e  $122,22 \text{ W.m}^{-2}$  (01/08/2003), o que sugere um aumento de 17,23% em 01/08/2003. Esses resultados concordam com os obtidos por Santos (2009), que encontrou para áreas de solo exposto valores de  $G$  de  $\approx 100 \text{ W.m}^{-2}$ .

Na área de pastagem, o valor médio de  $G$ , ao considerar as duas datas, foi de  $104,47 \text{ W.m}^{-2}$ , representando aproximadamente 20,12% de  $R_n$ . Furlan et al. (2011), utilizando imagens TM/Landsat 5, encontraram na bacia do rio Ji-Paraná (RO) valores de  $G$  em áreas de pastagem variando de 89 a  $120 \text{ W.m}^{-2}$ , bastante próximos aos obtidos por esta pesquisa.

Em um estudo micrometeorológico no sítio da FNSA, Alvalá et al. (1996) encontraram para a estação seca valores de  $G$  de  $\approx 20 \text{ W.m}^{-2}$  para o horário das 11h00. Em outro estudo, também no sítio da FNSA, Von Randow et al. (2004) encontraram valores de  $G$

na estação seca, para o horário das 11h00, de  $\approx 10 \text{ W.m}^{-2}$ ; e para as 12h00 (maior pico atingido) valores de  $\approx 30 \text{ W.m}^{-2}$ . Também a título de comparação, porém em uma escala diária, Alvalá et al. (2002) observaram que o acumulado do fluxo de calor no solo em áreas de pastagem na Amazônia corresponde a cerca de 18,2% de  $Rn$ . De modo geral, os valores de  $G$  obtidos pelo modelo SEBAL em áreas de pastagem se mostram discrepantes se comparados a estudos micrometeorológicos desenvolvidos na região amazônica. É claro que deve-se levar em consideração uma série de questões, como as condições ambientais dos dias analisados nesses estudos, a data de aquisição dos dados micrometeorológicos, entre outros. Mas desde já se atenta para o fato do fluxo de calor no solo ser o componente do balanço de energia estimado pelo modelo SEBAL cujos valores são mais imprecisos se comparados com dados observados em campo (BASTIAANSEN et al., 1998b).

A área de vegetação secundária apresentou um valor médio de  $60,27 \text{ W.m}^{-2}$ , o que corresponde em média a 11,2% de  $Rn$ , e a área de floresta ombrófila aberta apresentou um valor médio de  $49,66 \text{ W.m}^{-2}$ , representando em média 8,68% de  $Rn$ . Nicácio (2008), encontrou em áreas de vegetação nativa (savana estépica densa e aberta) valores de  $G$  correspondendo a  $\approx 18\%$  e  $\approx 16\%$ , respectivamente, de  $Rn$ .

A distribuição do percentual de  $G/Rn$  foi, em média, de 14,77% e 12,53% para as áreas de campo sujo e corpo de água, respectivamente. Com relação aos corpos de água, alguns autores colocam que as relações  $G/Rn$  variam de 30% a 50% (ALLEN et al., 2002; SILVA; BEZERRA, 2006), no entanto atentam para a necessidade da realização de pesquisas de campo para correta verificação dessa porcentagem e, conseqüentemente, melhoria na parametrização de  $G$  para essas áreas, dependendo da região de interesse.

#### **6.1.6. Fluxo de calor sensível (H)**

A estimativa de  $H$  foi realizada através de um processo iterativo até que se observasse uma convergência numérica nos valores da diferença de temperatura ( $dT$ ) e resistência aerodinâmica ( $rah$ ) no *pixel* quente. A Figura 6.12 ilustra o número de iterações

necessárias para que os valores de rah e dT se tornassem estáveis nas imagens ASTER/TERRA dos dias 29/07/2002 e 01/08/2003.

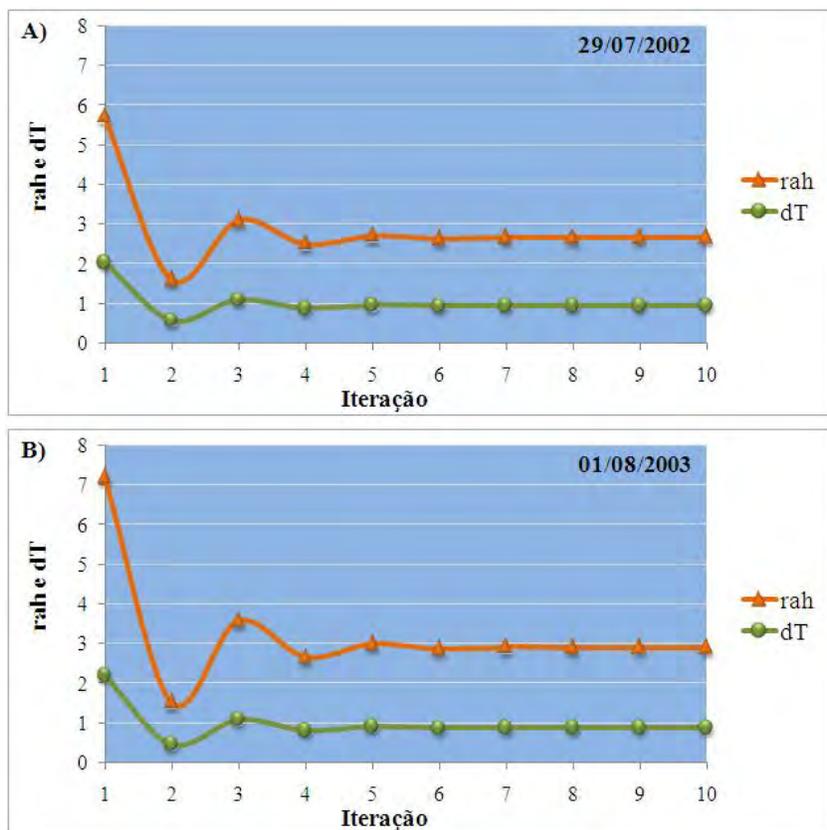


Figura 6.12 - Iterações necessárias para estabilização da resistência aerodinâmica e da diferença de temperatura nas imagens ASTER/TERRA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003.

A partir da análise da Figura 6.12 verifica-se que não houve variações significativas de rah e dT a partir da 6ª iteração em ambas imagens. De acordo com Bastiaanssen (1995), a estabilidade numérica destes valores é alcançada entre 5 e 10 iterações, e embora tenha se percebido a estabilidade já na 6ª iteração, optou-se por continuar o processo iterativo até a 10ª rodada, de modo a se chegar a valores de H ainda mais precisos.

A Figura 6.13 mostra a distribuição espacial do fluxo de calor sensível na região da FNSA nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003.

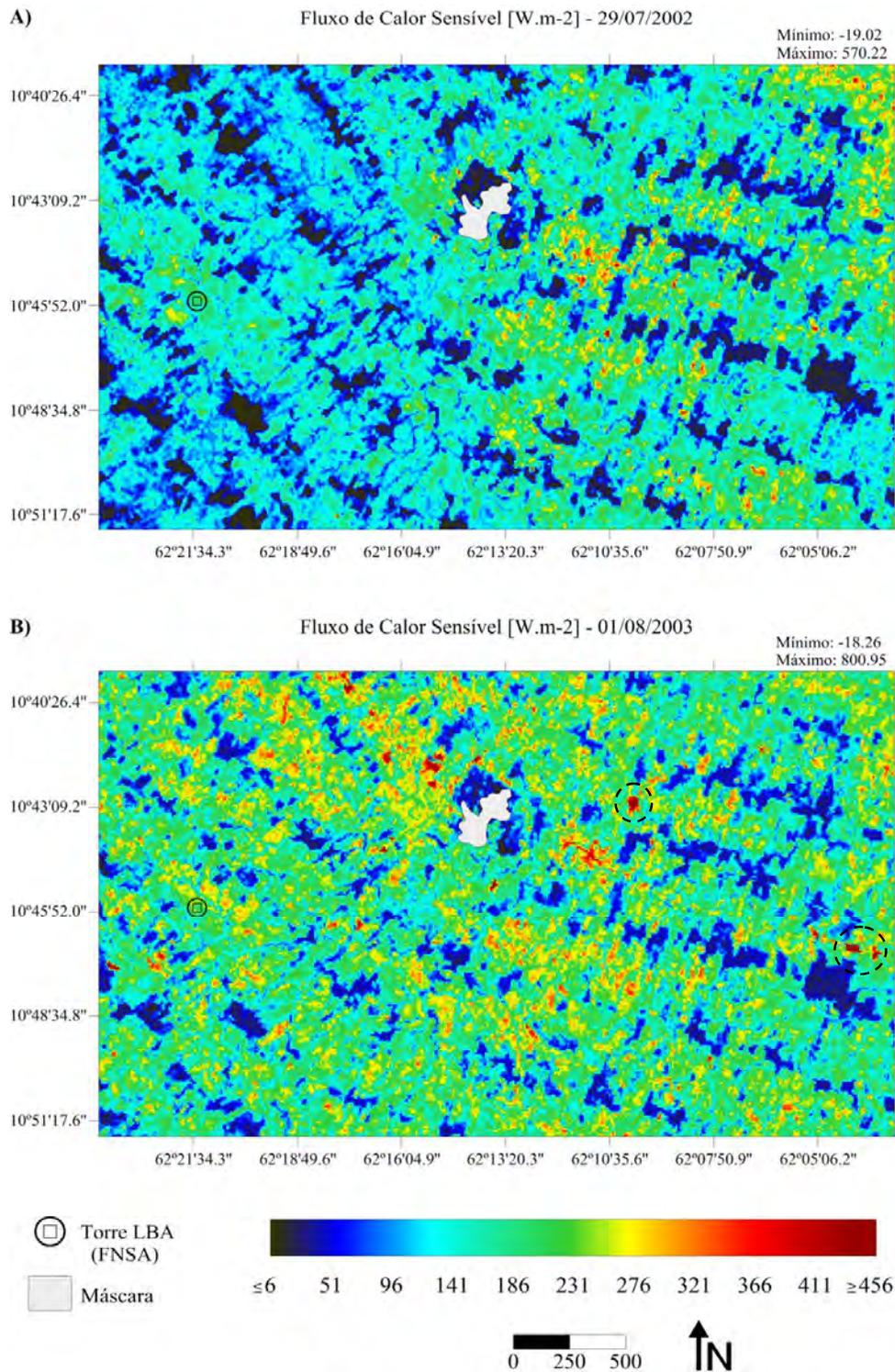


Figura 6.13 - Distribuição espacial do fluxo de calor sensível na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003.

Nas imagens de H da região da FNSA os valores mínimos encontrados foram  $-19,02 \text{ W.m}^{-2}$  (29/07/2002) e  $-18,26 \text{ W.m}^{-2}$  (01/08/2003), e os valores máximos foram  $570,22 \text{ W.m}^{-2}$  (29/07/2002) e  $800,95 \text{ W.m}^{-2}$  (01/08/2003). Os valores negativos de H estão relacionados aos *pixels* com temperatura da superfície inferior à temperatura do *pixel* frio (SILVA; BEZERRA, 2006). Os valores médios foram  $133,76$  e  $180,41 \text{ W.m}^{-2}$  para as imagens de 29/07/2002 e 01/08/2003, respectivamente. A maior amplitude de valores de H, ou seja, a maior diferença entre mínimo e máximo foi verificada na imagem de 01/08/2003 e correspondeu a  $819,21 \text{ W.m}^{-2}$ .

Os registros de H têm grande influência da temperatura da superfície, ou seja, áreas de altas temperaturas também registram os maiores valores de H, pois geralmente são áreas sem ou com pouca cobertura vegetal. Isso justifica o motivo dos altos valores encontrados na imagem de 01/08/2003, pois nela foram encontradas algumas áreas que haviam sido queimadas recentemente. De modo geral, nas imagens, verifica-se que os menores valores de H correspondem aos corpos de água e as áreas de vegetação (floresta ombrófila aberta e vegetação secundária), e os maiores às áreas de solo exposto e queimadas (círculos tracejados na Figura 6.13b).

Embora nas duas imagens os valores de H para as áreas de floresta ombrófila aberta estejam próximos (cores que variam do preto ao azul escuro), observa-se que houve um aumento significativo dos valores de H nas áreas pastagem e solo exposto. Com relação às áreas de pastagem, em 29/07/2002 elas apresentaram valores que variaram de  $\approx 96$  a  $\approx 366 \text{ W.m}^{-2}$  e em 01/08/2003 estas áreas compreenderam valores entre  $\approx 141$  e  $\approx 411 \text{ W.m}^{-2}$ . Verifica-se, assim, um aumento nos valores mínimos e máximos de H para as áreas de pastagem. Para melhor compreender o aumento nos valores de H para as áreas de solo exposto analisou-se a mancha urbana do município de Ouro Preto do Oeste. Na imagem de 2002 os valores de H estão próximos a  $231 \text{ W.m}^{-2}$  e na imagem de 2003 os valores estão próximos a  $276 \text{ W.m}^{-2}$ . É possível dizer que o acréscimo no fluxo de calor sensível observado em algumas áreas no dia 01/08/2003 é reflexo da menor umidade no sistema solo-vegetação-atmosfera em relação à 29/07/2002.

A Figura 6.14 apresenta os histogramas de frequência das imagens de H, através dos quais observa-se duas modas nas duas datas analisadas. As modas situadas à esquerda apresentaram valores de  $\approx 25$  e  $\approx 45$   $\text{W.m}^{-2}$  para os dias 29/07/2002 e 01/08/2003, respectivamente. Esses valores modais representam o fluxo de calor sensível sobre áreas de vegetação (primária e secundária). Já as modas localizadas à direita, com valores próximos a 134  $\text{W.m}^{-2}$  (29/07/2002) e a 208  $\text{W.m}^{-2}$  (01/08/2003), representam áreas de pastagem.

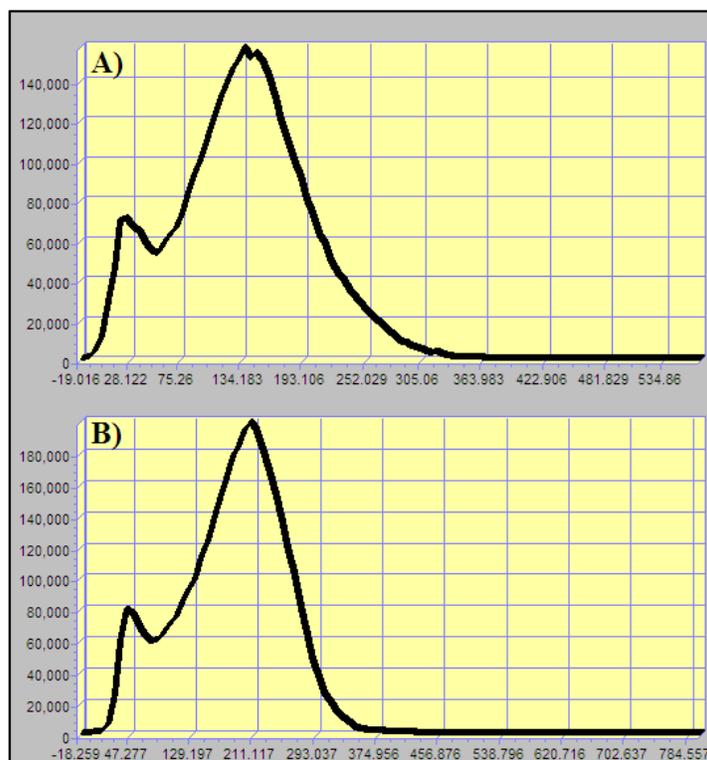


Figura 6.14 - Histogramas de frequência das imagens de fluxo de calor sensível na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003.

A Tabela 6.5 apresenta os valores de fluxo de calor sensível nas áreas homogêneas selecionadas na região da FNSA. Dentre as áreas analisadas observa-se que o corpo de água apresentou o menor valor médio de H (para as duas datas). O valor médio foi de 27,60  $\text{W.m}^{-2}$ , o que representou 4,38% do  $Rn$ , e está de acordo com Bezerra (2009), que encontrou para corpos de água em Bom Jesus da Lapa (BA) valores de H menores que 30  $\text{W.m}^{-2}$ , correspondendo a aproximadamente 5% do  $Rn$ .

Com relação à área de floresta ombrófila aberta, verifica-se que não houve grande variação nos valores médios para as duas datas analisadas. Em 29/07/2002, o valor médio de H foi de 35,59 W.m<sup>-2</sup> e em 01/08/2003, de 34,45 W.m<sup>-2</sup>. Nessa área, na média, o fluxo de calor sensível correspondeu a 6,12% do *Rn*. Moreira (2009) encontrou no Perímetro Irrigado Baixo Acaraú (CE) valores de H para áreas de vegetação nativa variando entre 100 e 150 W.m<sup>-2</sup>, enquanto que Bezerra (2009) em um estudo na Chapada do Araripe (CE) obteve valores entre 30 e 100 W.m<sup>-2</sup>. Denota-se uma maior discrepância dos resultados se comparados ao estudo de Moreira (2009), porém devem-se considerar as características intrínsecas à floresta amazônica, uma floresta tropical fechada, heterogênea e formada por árvores de grande porte.

Tabela 6.5 - Valores estatísticos de fluxo de calor sensível (W.m<sup>-2</sup>) para as áreas homogêneas selecionadas na região da FNSA.

<b>Data</b>	<b>Área Selecionada</b>	<b>Média</b>	<b>Mínimo</b>	<b>Máximo</b>	<b>Desvio Padrão</b>
<b>29/07/2002</b>	<b>Floresta Ombrófila Aberta</b>	35,59	31,85	37,52	1,58
	<b>Vegetação Secundária</b>	80,13	70,12	89,23	5,78
	<b>Pastagem</b>	186,44	184,70	189,30	1,15
	<b>Campo Sujo</b>	59,12	55,15	73,11	6,21
	<b>Solo Exposto</b>	272,17	270,79	273,63	0,74
	<b>Corpo de Água</b>	26,73	26,51	27,72	0,33
<b>01/08/2003</b>	<b>Floresta Ombrófila Aberta</b>	34,45	30,21	37,90	2,92
	<b>Vegetação Secundária</b>	97,42	85,10	102,64	6,94
	<b>Pastagem</b>	254,31	244,56	263,95	9,11
	<b>Campo Sujo</b>	117,52	112,83	127,28	5,40
	<b>Solo Exposto</b>	340,20	339,46	341,30	0,49
	<b>Corpo de Água</b>	28,47	24,78	46,60	8,31

Na área de vegetação secundária observou-se um aumento de 21,58% no valor médio de H, que passou de 80,13 W.m<sup>-2</sup> em 29/07/2002 para 97,42 W.m<sup>-2</sup> em 01/08/2003. Percebe-se que houve uma variação muito mais significativa no valor médio de H da área de vegetação secundária do que da área de floresta ombrófila aberta, e isto pode estar relacionado ao fato de a vegetação secundária ter sofrido algum tipo de alteração antrópica, ao contrário da floresta ombrófila aberta, que provavelmente permaneceu inalterada. Na média, a relação H/*Rn* na área de vegetação secundária foi de 16,50% enquanto que na área de floresta ombrófila aberta foi de 6,12%.

A área de pastagem apresentou um valor médio de  $H$  de  $220,38 \text{ W.m}^{-2}$ , e os valores variaram entre  $184,70$  e  $263,95 \text{ W.m}^{-2}$ . O valor médio em 29/07/2002 foi de  $186,44 \text{ W.m}^{-2}$ , e em 01/08/2003 de  $254,31 \text{ W.m}^{-2}$ . Salienta-se que essa diferença entre os valores pode estar relacionada, entre outros fatores, à disponibilidade hídrica em 01/08/2003, e à quantidade de massa vegetal na área de pastagem, que pode variar sazonalmente (menor valor de NDVI no dia 01/08/2003). Nesse caso, pode-se dizer que o menor valor de  $H$ , encontrado em 29/07/2002, está associado a uma pastagem mais densa, com bom desenvolvimento, enquanto que o maior valor, referente à 01/08/2003, está relacionado a uma pastagem mais rala e até mesmo com exposição do solo. Na média  $H$  representou 42,45% do  $Rn$  na área de pastagem, relação aproximadamente seis vezes maior que a verificada na área de floresta ombrófila aberta e duas vezes maior que a verificada na área de vegetação secundária.

Timmermans et al. (2007) encontraram valor médio de  $H$  para áreas de pastagem em Oklahoma (EUA) de  $122 \text{ W.m}^{-2}$ , aproximadamente 34% inferior ao menor valor encontrado na área analisada no presente estudo ( $184,70 \text{ W.m}^{-2}$ ). No entanto, o valor médio aqui obtido é bastante próximo ao valor médio de  $220 \text{ W.m}^{-2}$  encontrado por Andrade et al. (2009b) em áreas de pastagem na Fazenda Experimental da Embrapa Gado de Corte em Campo Grande (MS).

O valor médio obtido pela modelagem SEBAL também se apresenta coerente em relação a dados medidos de fluxo de calor sensível em áreas de pastagem na Amazônia. Wright et al. (1992) encontraram para o sítio de pastagem da Fazenda Dimona (AM), no horário das 11h00, um valor aproximado de  $200 \text{ W.m}^{-2}$ . Em estudos no sítio da FNSA, Von Randow et al. (2004) utilizando dados coletados entre 1999 e 2002 encontraram valores próximos de  $190 \text{ W.m}^{-2}$  para o horário das 11h00, e Fisch et al. (2004) utilizando dados referentes a estação seca de 1994 encontraram para o mesmo horário, um valor de  $H$  de aproximadamente  $200 \text{ W.m}^{-2}$ . Na média, o valor obtido para a área de pastagem analisada, via modelo SEBAL, é  $\approx 12\%$  maior que o valor médio obtido nos estudos de Wright et al. (1992), Von Randow et al. (2004) e Fisch et al. (2004).

A área de solo exposto apresentou um incremento no valor médio de H de  $\approx 25\%$ , passando de  $272,17 \text{ W.m}^{-2}$  (29/07/2002) para  $340,20 \text{ W.m}^{-2}$  (01/08/2003). A relação média  $H/Rn$  nessa área foi de  $61,92\%$ . A título de comparação, Nicácio (2008) encontrou para áreas de solo exposto em Pernambuco (PE), no ano de 2004, relações  $H/Rn$  de 73 e 74%. A área de campo sujo apresentou, na média, H de  $88,32 \text{ W.m}^{-2}$ , variando de  $59,12 \text{ W.m}^{-2}$  (29/07/2002) para  $117,52 \text{ W.m}^{-2}$  (01/08/2003).

Diante dos valores de H obtidos para as áreas homogêneas percebe-se que a partição de  $Rn$  em H foi condicionada pelo tipo de cobertura, ou seja, áreas com maior cobertura vegetal apresentaram uma menor relação  $H/Rn$ , enquanto que áreas desnudas ou com pouca massa vegetal, apresentaram uma maior relação  $H/Rn$ .

#### **6.1.7. Fluxo de calor latente ( $\lambda E$ )**

A Figura 6.15 mostra a distribuição espacial do fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ) na região da FNSA nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003. Os valores de  $\lambda E$  no dia 29/07/2002 variaram entre  $-143,79$  e  $602,54 \text{ W.m}^{-2}$ , e no dia 01/08/2003 variaram entre  $-428,96$  e  $536,09 \text{ W.m}^{-2}$ . Destaca-se que os valores elevados de H em áreas de queimadas e de solos completamente desnudos, associado ao método de estimativa do fluxo de calor latente no modelo SEBAL (resíduo do balanço de energia), propiciaram a existência de valores negativos de  $\lambda E$ . Os valores médios de  $\lambda E$  para os dias 29/07/2002 e 01/08/2003 foram  $337,43$  e  $240,80 \text{ W.m}^{-2}$ , respectivamente. A maior amplitude de valores foi observada na imagem de 01/08/2003, e correspondeu a  $965,05 \text{ W.m}^{-2}$ .

De modo geral, a distribuição espacial de  $\lambda E$  nas duas datas avaliadas ocorre como o esperado, sendo os maiores valores de  $\lambda E$  relacionados às áreas cobertas por corpos de água e floresta ombrófila aberta e os menores relacionados às áreas de solo exposto e queimadas. Percebe-se que em grande parte da imagem de 2002 os valores de  $\lambda E$  são superiores aos da imagem de 2003. Isso pode ser verificado ao se analisar, por exemplo, as áreas de floresta ombrófila aberta, que em 29/07/2002 são representadas por tons vermelhos mais escuros (representando valores mais altos) que em 01/08/2003.

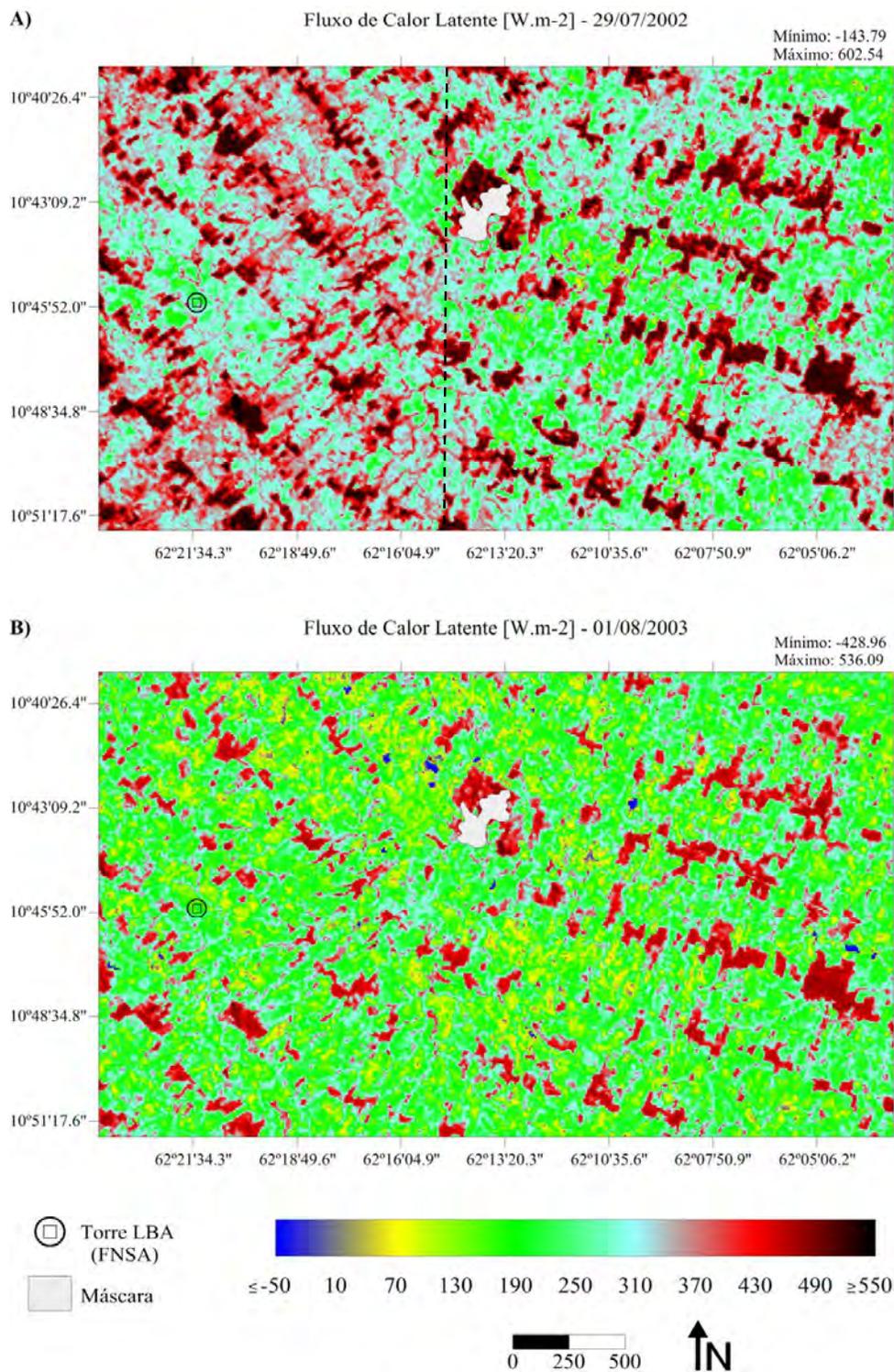


Figura 6.15 - Distribuição espacial do fluxo de calor latente na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003.

Outro aspecto que merece destaque diz respeito à imagem de 29/07/2002, onde visualmente observa-se que a porção oeste da região possui valores de  $\lambda E$  superiores aos da porção leste (linha tracejada no centro da Figura 6.15a), principalmente no que diz respeito às áreas de pastagem. Verifica-se que na porção oeste as áreas de pastagem estão representadas em sua maioria por tonalidades azuis celestes ( $\approx 310 \text{ W.m}^{-2}$ ), enquanto na porção leste estas estão representadas em grande parte por tonalidades verdes ( $\approx 190 \text{ W.m}^{-2}$ ). Este fato pode estar relacionado à possível ocorrência de um evento de precipitação concentrado na porção ocidental, o que permitiu um aumento do teor de água no solo, e propiciou a elevação do fluxo de calor latente destinado ao processo de evaporação da água.

Os histogramas das imagens (Figura 6.16) são muito parecidos e apresentam características bimodais. No caso do dia 29/07/2002, a moda mais a esquerda equivale a  $\approx 305 \text{ W.m}^{-2}$  e representa áreas de pastagem. Ainda para o dia 29/07/2002, observa-se um segundo valor modal de  $\approx 500 \text{ W.m}^{-2}$ , que representa o fluxo de calor latente sobre áreas de vegetação. No histograma do dia 01/08/2003, a moda mais a esquerda apresenta valor de  $\approx 225 \text{ W.m}^{-2}$ , e a moda mais a direita apresenta um valor de  $\approx 430 \text{ W.m}^{-2}$ .

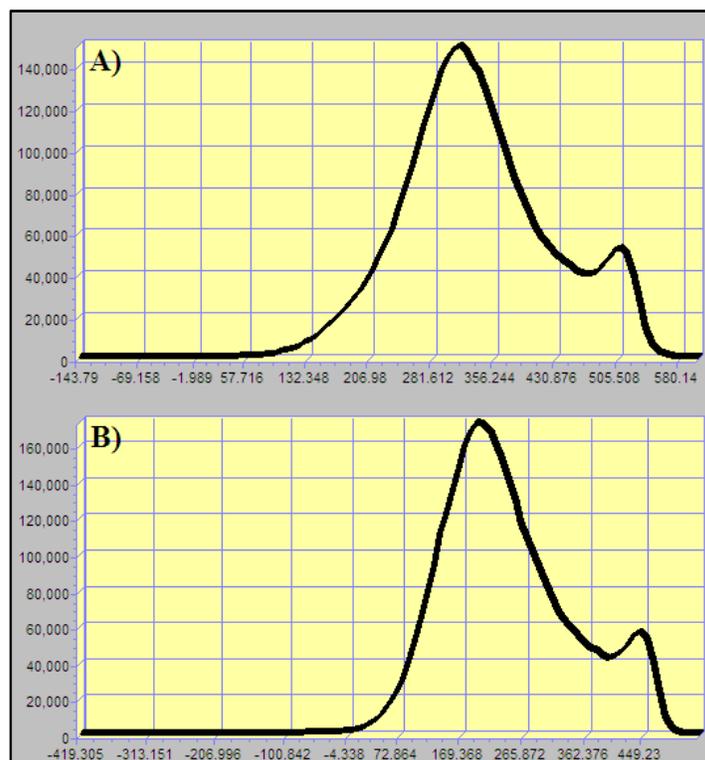


Figura 6.16 - Histogramas de frequência das imagens de fluxo de calor latente na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003.

A Figura 6.17 apresenta os valores de fluxo de calor latente alusivos às áreas selecionadas para análise na região da FNSA nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003. O corpo de água apresentou os maiores valores médios de  $\lambda E$  nos dois dias avaliados. Em 29/07/2002 apresentou  $\lambda E$  de  $543,91 \text{ W.m}^{-2}$ , e em 01/08/2003 de  $504,51 \text{ W.m}^{-2}$ . Na média, a fração evaporativa ( $\lambda E/Rn$ ) nessa área correspondeu a 83,10%. Silva e Bezerra (2006) encontraram valores de  $\lambda E$  da ordem de  $540 \text{ W.m}^{-2}$  para o lago de Sobradinho (BA) e trechos do rio São Francisco.

Os valores de  $\lambda E$  na área de floresta ombrófila aberta variaram entre 458,45 e 519,81  $\text{W.m}^{-2}$ . Essa área apresentou, na média,  $\lambda E$  de  $502,20 \text{ W.m}^{-2}$  em 28/07/2002, e de  $473,17 \text{ W.m}^{-2}$  em 01/08/2003. A média para as duas datas foi de  $487,59 \text{ W.m}^{-2}$ , o que representou 82,93% do  $Rn$  médio disponível. A razão de Bowen ( $\beta=H/\lambda E$ ) mostra o quanto de energia está sendo utilizada para o aquecimento do ar e para os processos de evapotranspiração. De acordo com Silva (2003) quanto mais próximo de zero for o

valor dessa razão, maior quantidade de energia está sendo direcionada ao processo evapotranspirativo, e quanto mais elevado for o valor da razão, maior quantidade de energia está sendo utilizada para o aquecimento do ar. Na área de floresta ombrófila aberta analisada o valor médio da razão de Bowen foi de 7,18%. Os resultados referentes à área de floresta ombrófila aberta concordam com o estudo de Arraes et al. (2012) que obtiveram para vegetação nativa, em imagens TM/Landsat 5, valores de  $\lambda E$  variando entre 400 e 600  $W.m^{-2}$ . No que diz respeito à relação  $\lambda E/R_n$ , estes autores encontraram valores compreendidos entre 70 e 85%.

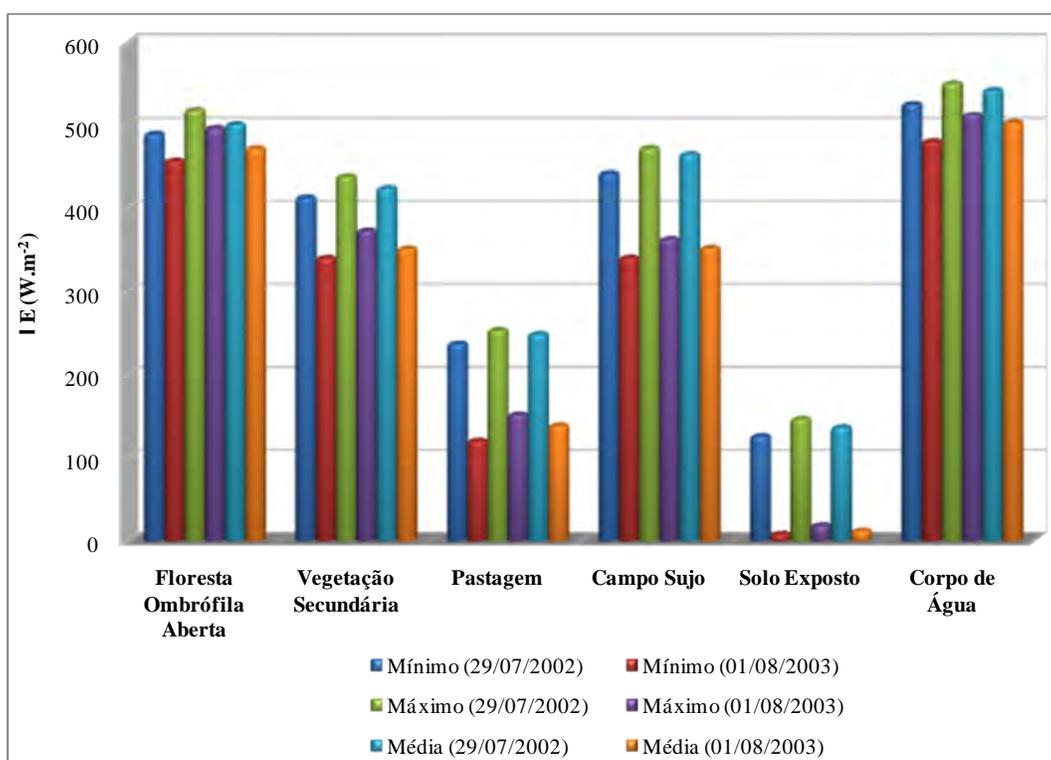


Figura 6.17 - Valores mínimos, máximos e médios de fluxo de calor latente ( $W.m^{-2}$ ) para as áreas homogêneas selecionadas na região da FNSA.

A área de vegetação secundária apresentou, em média, fluxo de calor latente de 388,90  $W.m^{-2}$ . O valor médio passou de 425,29  $W.m^{-2}$  (29/07/2002) para 352,31  $W.m^{-2}$  (01/08/2003), o que representou uma diminuição de 17,16%. Em 29/07/2002, na média, a quantidade de  $R_n$  destinada ao fluxo de calor latente foi de 76,74%, e em 01/08/2003 de 67,57%. Se levarmos em consideração a média das duas datas avaliadas, o valor da

fração evaporativa na vegetação secundária foi de 72,29%. Isso sugere um valor aproximadamente 11% inferior à fração evaporativa média obtida para a floresta ombrófila aberta.

Os valores de  $\lambda E$  na área de pastagem variaram entre 120,73 e 254,08  $W.m^{-2}$ . Essa área apresentou valores médios de  $\lambda E$  de 249,20  $W.m^{-2}$  e 138,98  $W.m^{-2}$  em 29/07/2002 e 01/08/2003, respectivamente. Na média, ao se considerar as duas datas, o valor foi de 194,09  $W.m^{-2}$ , o que significa que o  $\lambda E$  representou, em média, 37,39% do balanço de radiação. Na média, a razão de Bowen foi de 113,55% e o  $\lambda E$  na área de pastagem foi  $\approx 60\%$  inferior daquele observado na área de floresta ombrófila aberta, evidenciando o fato de que a quantidade de  $Rn$  consumida em áreas de pastagem, para os processos de evapotranspiração, é inferior a verificada em áreas de floresta.

Ao se avaliar o valor médio obtido para a área de pastagem (194,09  $W.m^{-2}$ ) com o estudo de Andrade et al. (2009b), utilizando o modelo SEBAL, verifica-se alta concordância. Esses autores obtiveram em áreas de pastagem no Mato Grosso do Sul o valor médio de  $\lambda E$  de 195  $W.m^{-2}$  para o dia 28/06/2009.

Na comparação com medidas de fluxos obtidas *in situ* na Amazônia os resultados também são próximos. Wright et al. (1992) obtiveram para pastagem em Manaus (AM) valores próximos a 220  $W.m^{-2}$  (11h00). Galvão e Fisch (2000a) obtiveram para o período seco de 1993 no sítio da FNSA, às 11h00, valores de  $\lambda E$  próximos a 210  $W.m^{-2}$  e razão de Bowen de aproximadamente 100%. Webler (2011), em um estudo que analisou as componentes do balanço de energia referentes ao período seco entre os anos de 1999 a 2010 no sítio da FNSA, encontrou para o mesmo horário valores de  $\lambda E$  próximos a 180  $W.m^{-2}$ .

A área de solo exposto apresentou valores de  $\lambda E$  entre 8,49 e 146,77  $W.m^{-2}$ . Essa área apresentou valores médios de 136,87  $W.m^{-2}$  (29/07/2002) e 12,37  $W.m^{-2}$  (01/08/2003), representando, em média, 15,09% de  $Rn$ . Esses resultados estão de acordo com Bezerra (2006), que encontrou valores de  $\lambda E$  inferiores a 125  $W.m^{-2}$  sobre regiões com pouca ou nenhuma cobertura vegetal, e Nicácio (2008), que verificou em áreas de solo exposto um percentual de  $\lambda E$  correspondente a aproximadamente 10% de  $Rn$ . Cabe salientar que

a diminuição de 90,96% verificada no valor médio de  $\lambda E$  na área de solo exposto pode estar associada a dois fatores: menores valores de umidade do ar e umidade do solo em 01/08/2003; e maior quantidade de massa vegetal nessa área em 29/07/2002 (maior valor de NDVI nessa data), pois não necessariamente as áreas de solo exposto mapeadas se apresentam completamente desnudas.

A área de campo sujo apresentou, na média para as duas datas, um valor de 409,70  $W.m^{-2}$ , valor médio somente inferior aos observados no corpo de água e na floresta ombrófila aberta.

#### **6.1.8. Evapotranspiração real diária ( $E_{tr_{24h}}$ )**

A Figura 6.18 mostra a distribuição espacial da evapotranspiração real diária ( $E_{tr_{24h}}$ ) na região da FNSA nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003. Os valores de  $E_{tr_{24h}}$  variaram entre -1,45 e 5,04  $mm.dia^{-1}$  em 29/07/2002, e entre -5,41 e 5,04  $mm.dia^{-1}$  em 01/08/2003. Os valores médios foram 2,99 e 2,34  $mm.dia^{-1}$  para as imagens de 29/07/2002 e 01/08/2003, respectivamente. Ambas as imagens apresentaram valores máximos idênticos, enquanto que os valores mínimos foram mais discrepantes.

Os valores mínimos encontrados nas imagens estão relacionados às áreas queimadas. Estas áreas apresentaram baixos valores de  $\lambda E$ , o que ocasionou, consequentemente, baixos valores de  $E_{tr_{24h}}$ . Com relação a isto, pode-se dizer que áreas queimadas mais recentemente apresentam maiores valores de fluxo de calor sensível e menores valores de fluxo de calor latente. Assim, a discrepância entre os valores mínimos das imagens de  $E_{tr_{24h}}$  pode estar relacionada ao fato de que houveram queimadas mais próximas ao dia de aquisição da imagem de 01/08/2003, o que fez com que o valor mínimo desta imagem fosse aproximadamente três vezes menor que o valor mínimo da imagem de 29/07/2002.

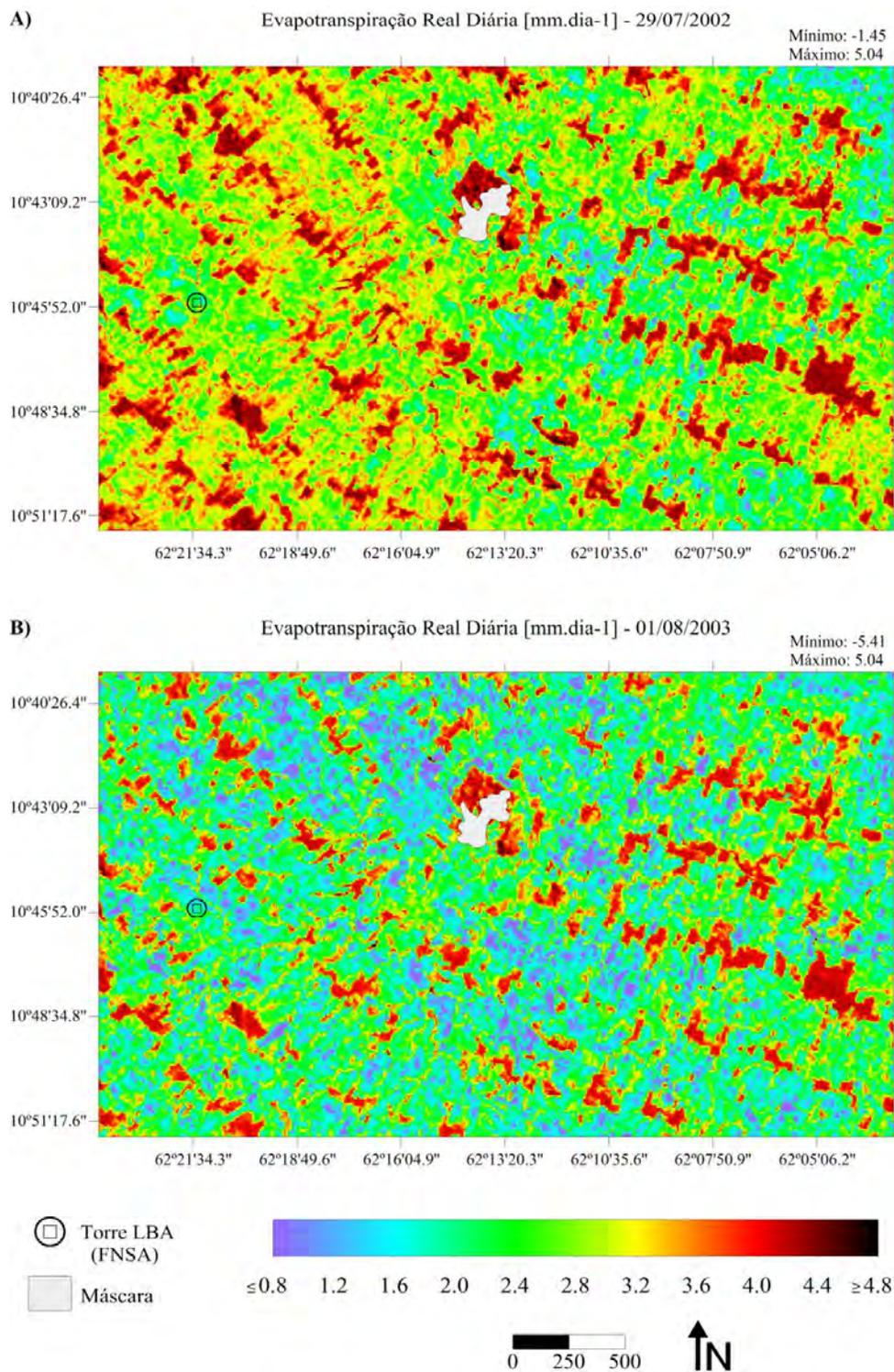


Figura 6.18 - Distribuição espacial da evapotranspiração real diária na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003.

Ao analisar as imagens de  $E_{tr_{24h}}$  observa-se que esta variável apresenta o mesmo comportamento do fluxo de calor latente, ou seja, os maiores valores estão associados aos corpos de água e as áreas de floresta ombrófila aberta, e os menores associados às áreas de solo exposto e queimadas. Verifica-se que a imagem de 01/08/2003 apresenta, em sua maior parte, valores mais baixos que a imagem de 29/07/2002. Isso pode ser visto, por exemplo, pela maior área ocupada por valores  $\leq 0,8$  (tons de roxo claro) na imagem de 01/08/2003. Para quantificar essa diferença foi realizado um fatiamento das imagens de  $E_{tr_{24h}}$  em duas classes, definindo-se que na classe I estariam os valores iguais ou inferiores a  $2,8 \text{ mm.dia}^{-1}$  e na classe II estariam os valores acima de  $2,8 \text{ mm.dia}^{-1}$ . A partir disso, observou-se que em 29/07/2002 60,24% da região de estudo possuía valores acima de  $2,8 \text{ mm.dia}^{-1}$ , enquanto que em 01/08/2003 apenas 27,78% da região de estudo possuía valores acima de  $2,8 \text{ mm.dia}^{-1}$ .

É importante destacar que houveram variações nos valores de  $E_{tr_{24h}}$  tanto em áreas que sofreram algum tipo de mudança de uso e cobertura da terra, quanto em áreas que não passaram por mudança. A evapotranspiração depende tanto de parâmetros da superfície quanto da atmosfera; desta forma, modificações dos parâmetros locais (mudanças de uso/cobertura da terra, disponibilidade hídrica, entre outros) podem ocasionar alterações nos valores de  $E_{tr_{24h}}$ .

A Figura 6.19 apresenta os histogramas de frequência das imagens de  $E_{tr_{24h}}$ . Com relação à imagem de 29/07/2002, são evidenciadas duas modas: a moda mais a esquerda equivale a  $\approx 2,95 \text{ mm.dia}^{-1}$  e representa áreas de pastagem, enquanto que a moda mais a direita equivale a  $\approx 4,40 \text{ mm.dia}^{-1}$  e representa a  $E_{tr_{24h}}$  sobre áreas de vegetação. O histograma da imagem de 01/08/2003 apresenta duas modas similares: a situada mais a esquerda possui valor de  $\approx 2,10 \text{ mm.dia}^{-1}$  e a moda mais a direita possui valor de  $\approx 4,15 \text{ mm.dia}^{-1}$ .

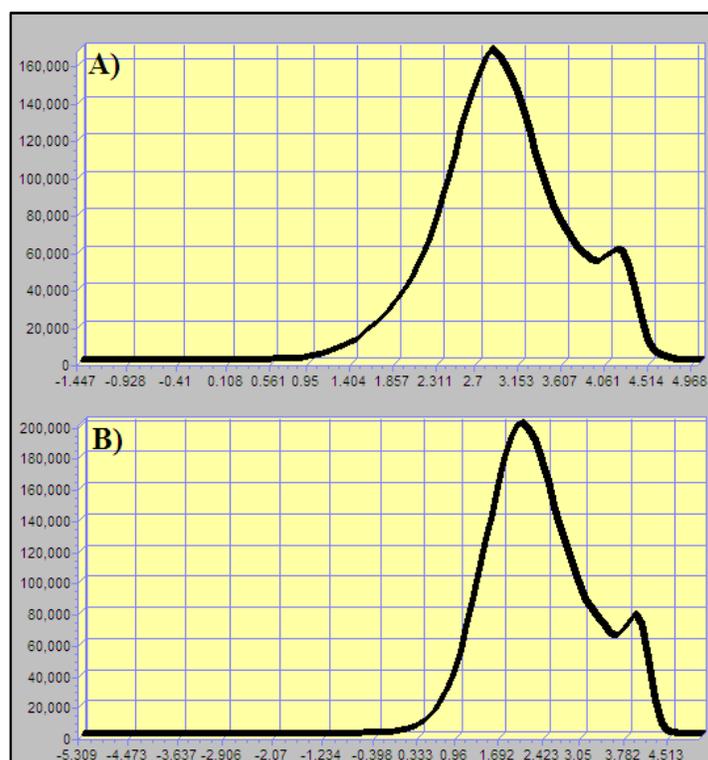


Figura 6.19 - Histogramas de frequência das imagens de evapotranspiração real diária na região da FNSA. A) Dia 29/07/2002 e B) Dia 01/08/2003.

A Tabela 6.6 mostra os valores de evapotranspiração real diária para as áreas homogêneas. Como esperado, o corpo de água apresentou os maiores valores de  $E_{tr_{24h}}$  (4,65 a 4,93  $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ ) com médias de 4,85 e 4,82  $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$  nas imagens dos dias 29/07/2002 e 01/08/2003, respectivamente. Ainda, dentre as áreas analisadas (considerando as duas datas) o corpo de água foi o que apresentou a menor amplitude de valores (0,28  $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ ). Os valores estimados concordam com os estudos de Tasumi (2003), que obteve para corpos de água na região de Idaho (EUA) valores variando entre 4,0 e 5,0  $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ , e Andrade et al. (2010), que encontraram em superfícies de água na região do Pantanal (MS) um valor médio de 5,0  $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ .

A área de floresta ombrófila aberta apresentou  $E_{tr_{24h}}$  média de 4,18  $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ , variando de 4,15  $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$  (29/07/2002) para 4,20  $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$  (01/08/2003). Observa-se nessa área, assim como no corpo de água, uma variação sutil nos valores médios de  $E_{tr_{24h}}$ . Os valores de  $E_{tr_{24h}}$  estimados para floresta nativa estão de acordo com alguns estudos.

Bezerra (2006) obteve para áreas de vegetação nativa densa no estado do CE valores próximos a  $4,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ , e Santos (2009) encontrou para vegetação nativa no RS valores entre  $2,61$  e  $3,90 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Valores um pouco mais elevados foram obtidos por Nicácio (2008) e Gomes (2009), que encontraram para áreas de vegetação nativa na região nordeste do Brasil valores entre  $4,0$  e  $5,5$  e  $5,0$  e  $7,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ , respectivamente.

A área de vegetação secundária apresentou, na média,  $E_{tr24h}$  de  $3,39 \text{ mm.dia}^{-1}$ , o que corresponde a um valor  $\approx 19\%$  inferior ao observado para a área de floresta ombrófila aberta.

Tabela 6.6 - Valores estatísticos de evapotranspiração real diária ( $\text{mm.dia}^{-1}$ ) para as áreas homogêneas selecionadas na região da FNSA.

Data	Área Selecionada	Média	Mínimo	Máximo	Desvio Padrão
29/07/2002	Floresta Ombrófila Aberta	4,15	4,04	4,30	0,06
	Vegetação Secundária	3,56	3,48	3,68	0,05
	Pastagem	2,32	2,20	2,38	0,06
	Campo Sujo	4,16	3,99	4,24	0,06
	Solo Exposto	1,32	1,22	1,43	0,05
	Corpo de Água	4,85	4,65	4,93	0,07
01/08/2003	Floresta Ombrófila Aberta	4,20	4,00	4,43	0,11
	Vegetação Secundária	3,21	3,08	3,43	0,11
	Pastagem	1,45	1,26	1,58	0,13
	Campo Sujo	3,48	3,38	3,59	0,06
	Solo Exposto	0,13	0,09	0,20	0,03
	Corpo de Água	4,82	4,66	4,90	0,08

A área de pastagem apresentou valores médios de  $2,32 \text{ mm.dia}^{-1}$  (29/07/2002) e  $1,45 \text{ mm.dia}^{-1}$  (01/08/2003), o que representa, na média para as duas datas,  $E_{tr24h}$  de  $1,89 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Esse valor médio observado para a área de pastagem é  $54,78\%$  menor que o valor médio verificado na área de floresta ombrófila aberta. Consta-se também que houve uma diminuição de  $0,87 \text{ mm.dia}^{-1}$  no valor médio de  $E_{tr24h}$  da área de pastagem entre as duas datas, o que equivale a uma diferença de  $37,5\%$ . Essa diminuição dos valores de  $E_{tr24h}$ , verificada em 01/08/2003, pode estar relacionada tanto a uma menor densidade de massa vegetal na área de pastagem nessa data, quanto à existência de um período de seca e/ou baixa precipitação, que acarretou em uma baixa disponibilidade hídrica na zona radicular das gramíneas, afetando, assim, suas taxas

evapotranspirométricas. O valor em porcentagem referente à diminuição da  $E_{tr_{24h}}$  em 01/08/2003 (37,5%) é próximo ao observado devido ao aumento do valor médio de H na área de pastagem entre as duas datas avaliadas, que foi de 42,91%. Isso ilustra a relação inversamente proporcional entre fluxo de calor sensível e evapotranspiração.

Na literatura constam algumas pesquisas envolvendo a estimativa da  $E_{tr_{24h}}$  em áreas de pastagem por modelagem via SEBAL. Bastiaanssen et al. (2005) realizaram um estudo em que são sumarizados resultados de pesquisas utilizando o SEBAL em diversas regiões do mundo, sendo encontrado para áreas de pastagem o valor médio de  $E_{tr_{24h}}$  de  $4,6 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Se compararmos, por exemplo, com o valor médio aqui obtido ( $1,89 \text{ mm.dia}^{-1}$ ) verifica-se uma subestimativa de  $\approx 59\%$ . Porém, deve-se levar em consideração que os resultados sumarizados por Bastiaanssen et al. (2005) representam condições específicas de áreas de pastagens situadas essencialmente na Europa. Por outro lado, os valores aqui obtidos são mais coerentes se compararmos com o estudo de Andrade et al. (2009b), desenvolvido no MS, em que os autores utilizaram imagens de três datas (11/05/2009, 28/06/2009 e 02/10/2009) e encontraram para áreas de pastagem valores de  $E_{tr_{24h}}$  entre 1,0 e  $2,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ .

Borba et al. (2004) em um estudo micrometeorológico utilizando dados do projeto ABRACOS, referentes às estações secas dos anos de 1990 a 1996, obtiveram para os sítios Fazenda Dimona e Fazenda Nossa Senhora Aparecida o valor médio de  $2,53 \text{ mm.dia}^{-1}$ . A título de comparação, este valor é 33,86% superior ao valor médio encontrado na área de pastagem aqui analisada.

A área de solo exposto apresentou valores entre 0,09 e  $1,43 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Em 29/07/2002 essa área apresentou valor médio de  $1,32 \text{ mm.dia}^{-1}$ , e em 01/08/2003 apresentou valor médio de  $0,13 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Bezerra (2009) encontrou para áreas de solo exposto no oeste da Bahia valores entre 1,0 e  $3,0 \text{ mm.dia}^{-1}$  em março de 2007, e valores inferiores a  $1,0 \text{ mm.dia}^{-1}$  nos meses de junho e julho do mesmo ano. Na área de campo sujo os valores médios observados foram de  $4,16 \text{ mm.dia}^{-1}$  (29/07/2002) e  $3,48 \text{ mm.dia}^{-1}$  (01/08/2003), correspondendo, na média para as duas datas, ao terceiro maior valor de  $E_{tr_{24h}}$  dentre as áreas analisadas.

## **6.2. Estimativas dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração real diária na região da Reserva Biológica do Jaru - ASTER/TERRA**

Neste tópico são discutidas as principais estimativas do modelo SEBAL, a partir de dados ASTER/TERRA, para a região da RBJ nos dias 16/06/2004 e 05/07/2005. Devido à semelhança com os resultados obtidos na região da FNSA, optou-se aqui por dar ênfase nas estimativas de NDVI, albedo, balanço de radiação e evapotranspiração real diária. Dessa forma, o item relacionado ao balanço de radiação também contém informações referentes aos demais fluxos de energia, ou seja, os fluxos de calor no solo, calor sensível e calor latente. De modo similar ao realizado para a região da FNSA (item **6.1**), os resultados foram avaliados a partir da análise das imagens, dos histogramas de frequência e dos mapas de uso e cobertura da terra. Também foram selecionadas áreas homogêneas (Figura 6.20), com tamanho de 24 *pixels* cada, representando: floresta ombrófila aberta, vegetação secundária, pastagem e corpo de água, das quais foram extraídos os valores dos *pixels* para as diferentes estimativas do SEBAL.

Imagem ASTER/TERRA - 16/06/2004

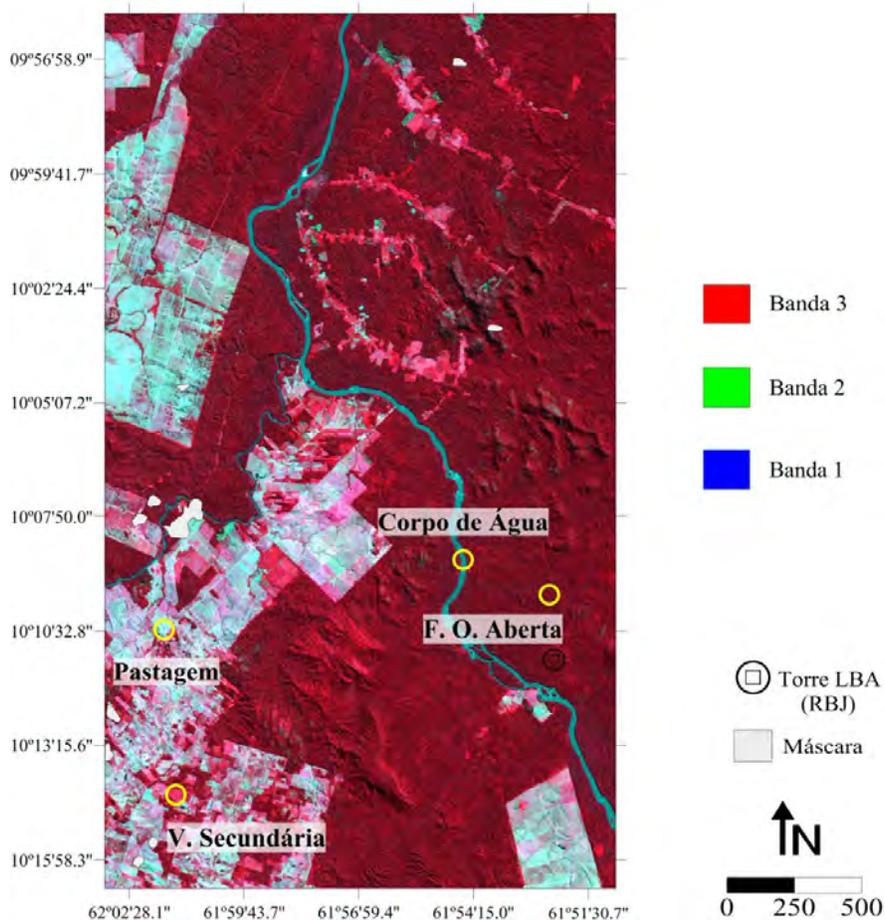


Figura 6.20 - Região da RBJ em imagem ASTER/TERRA (composição R3G2B1) de 16/06/2004, com a localização das áreas homogêneas selecionadas para análise.

### 6.2.1. Uso e cobertura da terra

A Figura 6.21 corresponde aos mapas de uso e cobertura da terra gerados com os dados do sensor ASTER para a região da RBJ nos dias 16/06/2004 e 05/07/2005, e a Tabela 6.7 ilustra a área ocupada e percentual de ocupação de cada classe de uso e cobertura da terra na região de estudo para ambas as datas.

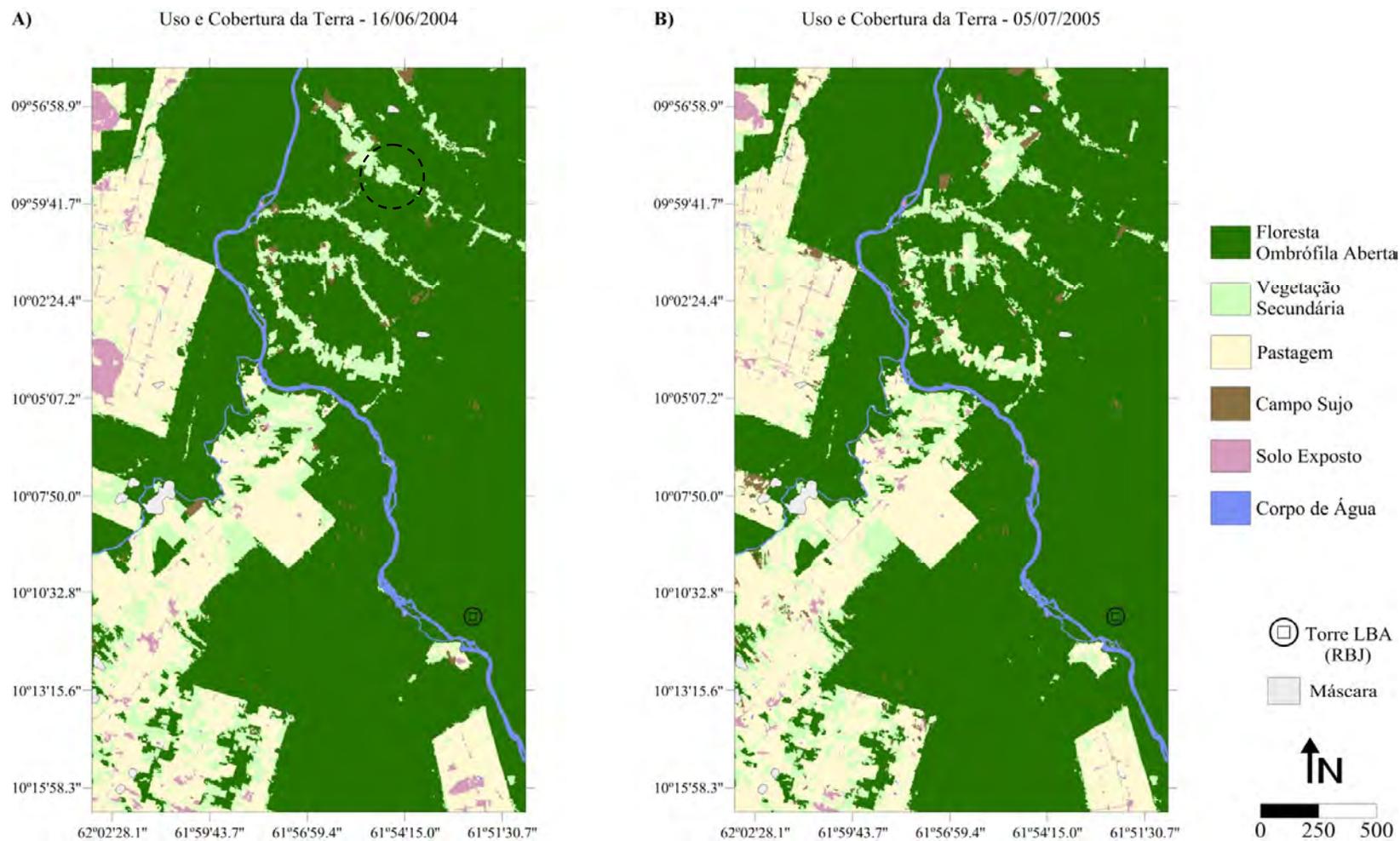


Figura 6.21 - Mapas de uso e cobertura da terra para a região da RBJ. A) Dia 16/06/2004 e B) Dia 05/07/2005.

Tabela 6.7 - Área ocupada e percentual de ocupação de cada classe de uso e cobertura da terra na região da RBJ para os dias 16/06/2004 e 05/07/2005.

Classe de Uso/Cobertura	16/06/2004		05/07/2005		Diferença (ha)	Diferença (%)
	Área (ha)	%	Área (ha)	%		
<b>Floresta Ombrófila Aberta</b>	58201,34	68,40	57288,24	67,33	-913,10	-1,57
<b>Vegetação Secundária</b>	7747,34	9,11	7459,52	8,77	-287,82	-3,72
<b>Pastagem</b>	15655,19	18,40	17102,27	20,10	1447,08	9,24
<b>Campo Sujo</b>	478,88	0,56	768,31	0,90	289,43	60,44
<b>Solo Exposto</b>	1309,88	1,54	799,09	0,94	-510,79	-39,00
<b>Corpo de Água</b>	1381,57	1,62	1356,77	1,59	-24,80	-1,80
<b>Máscara</b>	312,93	0,37	312,93	0,37	0,00	0,00
<b>Total</b>	85087,13	100,00	85087,13	100,00		

A visualização dos mapas de uso e cobertura da terra permite verificar que a maior parte da região da RBJ é composta por floresta ombrófila aberta, sendo possível encontrar desde pequenas áreas até extensas áreas homogêneas de floresta. Essa classe ocupa em média 57744,79 ha, o que representa 67,87% da região, com uma grande parcela desse total inserida dentro da Reserva Biológica do Jaru, situada a leste do rio Machado (corpo de água de maior expressão nos mapas). As áreas de pastagem representam, em média, 16378,73 ha, sendo a segunda classe de maior expressão. Essas áreas são encontradas em maior quantidade na porção oeste do rio Machado, no entanto também foram identificadas áreas de pastagem no interior da Reserva Biológica do Jaru, principalmente a nordeste do rio Machado.

A vegetação secundária é encontrada sob forma de manchas espalhadas pela região, e representa a terceira classe com maior expressão em termos de área. Destaca-se a presença de muitas manchas a nordeste do rio Machado (círculo tracejado na Figura 6.21a), situadas no interior da Reserva Biológica do Jaru. A presença de áreas de pastagem e vegetação secundária dentro dos limites da Reserva denota a presença de uma forte pressão antrópica, impulsionada principalmente pelo extrativismo vegetal.

As classes de floresta ombrófila aberta, pastagem e vegetação secundária, ocupam juntas, em média, 96,05% da região da RBJ, sendo o restante (3,95%) ocupado pelas classes corpo de água, solo exposto e campo sujo.

A classe corpo de água ocupa 1,61% da região, sendo representada majoritariamente pelo rio Machado. As áreas de solo exposto são observadas de maneira heterogênea ao

longo da região, e estão quase sempre associadas às áreas de pastagem. As áreas de campo sujo, que representam a classe de menor expressão, são verificadas em pontos isolados da região e estão, geralmente, relacionadas às áreas de floresta ombrófila aberta. Essa relação se dá principalmente pela existência de afloramentos rochosos no interior das áreas de floresta ombrófila aberta.

Com relação às mudanças de uso e cobertura da terra, destaca-se que no período de um ano ocorreu a supressão de 913,10 ha de áreas de floresta ombrófila aberta. A mudança da floresta ombrófila aberta se deu, de modo geral, para áreas de vegetação secundária e pastagem, e ocorreu de forma mais expressiva no interior da Reserva Biológica do Jarú, especificamente a nordeste do rio Machado. As áreas de pastagem tiveram um aumento de 9,24%, que pode estar relacionado tanto pelo desflorestamento, transformando áreas de floresta nativa em pastagens, quanto pela diminuição das áreas de solo exposto.

Assim como verificado na classe floresta ombrófila aberta, na vegetação secundária também se observou um decréscimo em termos de área (287,82 ha), demonstrando que as áreas de vegetação, de modo geral, sofreram uma supressão de 1220,92 ha. As áreas de solo exposto diminuíram 39,0%. Analisando os mapas percebe-se, como esperado, que a maior parte dessa diminuição está relacionada ao aumento das áreas de pastagem. As áreas de campo sujo aumentaram 60,44% (289,43 ha), e a área coberta por corpos de água praticamente manteve-se a mesma nas duas datas avaliadas.

Para fins de avaliação do desempenho das classificações digitais, a Tabela 6.8 apresenta os valores de Exatidão do Usuário para cada classe de uso e cobertura da terra na região da RBJ nos dias 16/06/2004 e 05/07/2005. Verifica-se que o menor valor de Exatidão do Usuário para a imagem de 16/06/2004 foi de 66,30% e correspondeu a classe pastagem. As demais classes tiveram valores de Exatidão do Usuário variando entre 97,20 e 100,00%. O Desempenho Geral da classificação foi de 99,83%, e os índices de Confusão Média e Abstenção Média corresponderam a 0,17% e 0,00%, respectivamente.

Tabela 6.8 - Exatidão do Usuário por classe de uso e cobertura da terra nos dias 16/06/2004 e 05/07/2005.

Classe de Uso/Cobertura	Exatidão do Usuário	
	16/06/2004	05/07/2005
<b>Floresta Ombrófila Aberta</b>	100,00%	100,00%
<b>Vegetação Secundária</b>	100,00%	99,49%
<b>Pastagem</b>	66,30%	100,00%
<b>Campo Sujo</b>	99,92%	100,00%
<b>Solo Exposto</b>	97,20%	82,82%
<b>Corpo de Água</b>	100,00%	66,36%

A classificação digital sobre a imagem do dia 05/07/2005 apresentou valores de Exatidão do Usuário variando entre 66,36% e 100,00%, sendo o menor valor encontrado correspondente a classe corpo de água. O Desempenho Geral da classificação foi de 99,70%, com Confusão Média de 0,30% e Abstenção Média de 0,00%.

#### **6.2.2. Índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI)**

A Figura 6.22 mostra a distribuição espacial do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) na região da RBJ nos dias 16/06/2004 e 05/07/2005. Os valores de NDVI na região da RBJ variaram entre -0,174 e 0,957 em 16/06/2004, e entre -0,162 e 0,942 em 05/07/2005. O valor médio encontrado na imagem de 16/06/2004 foi de 0,820, enquanto na imagem de 05/07/2005 foi de 0,771. Isso demonstra que a imagem de 05/07/2005 apresentou um valor médio  $\approx 6\%$  inferior ao da imagem de 16/06/2004.

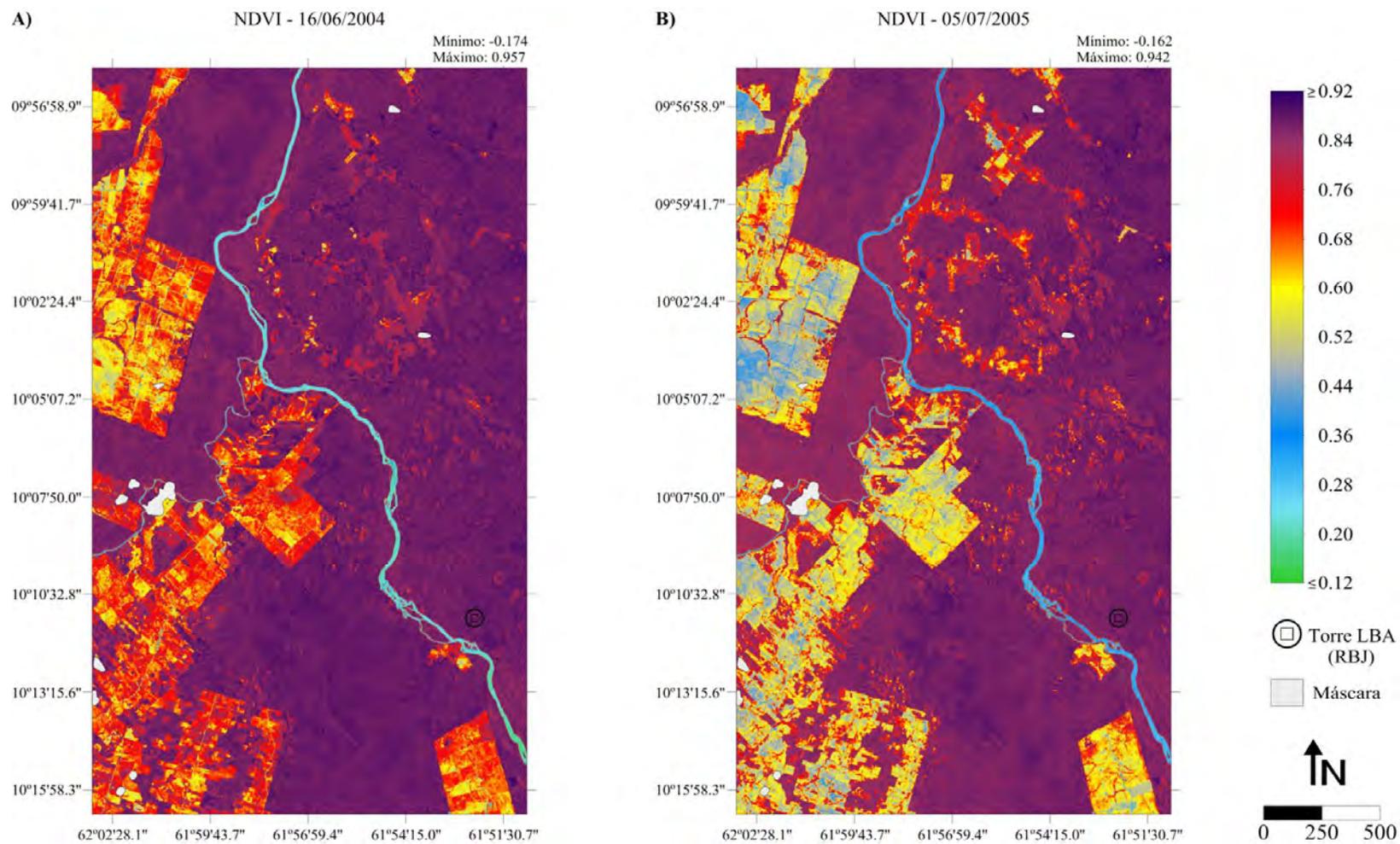


Figura 6.22 - Distribuição espacial do NDVI na região da RBJ. A) Dia 16/06/2004 e B) Dia 05/07/2005.

Ao visualizar as duas imagens percebe-se que, de maneira similar ao observado na região da FNSA (item **6.1.2**), os maiores valores de NDVI ocorreram em áreas de floresta ombrófila aberta, e os menores em corpos de água e áreas de solo exposto. Observa-se também, que os valores de NDVI nas duas imagens são próximos, mas há uma tendência dos valores da imagem de 16/06/2004 serem mais elevados que os da imagem de 05/07/2005 (como pode ser visto pelos valores médios das imagens e pelas áreas onde não houve mudanças de uso e cobertura da terra). De modo a entender essa diferença foram analisados os dados anuais de precipitação para o sítio da RBJ nos anos de 2004 e 2005. No ano de 2004 houve a ocorrência de precipitação seis dias antes da aquisição do dado orbital, enquanto que em 2005, o evento de precipitação mais próximo que antecedeu a aquisição do dado orbital ocorreu dezoito dias antes desta data.

Os histogramas de frequência (Figura 6.23) evidenciam a presença de duas modas para cada imagem, onde se denota que os valores modais da imagem de 05/07/2005 são mais baixos que os da imagem de 16/06/2004. As modas mais a esquerda representam as áreas de pastagem, e as modas mais a direita as áreas de vegetação (floresta ombrófila aberta e vegetação secundária).

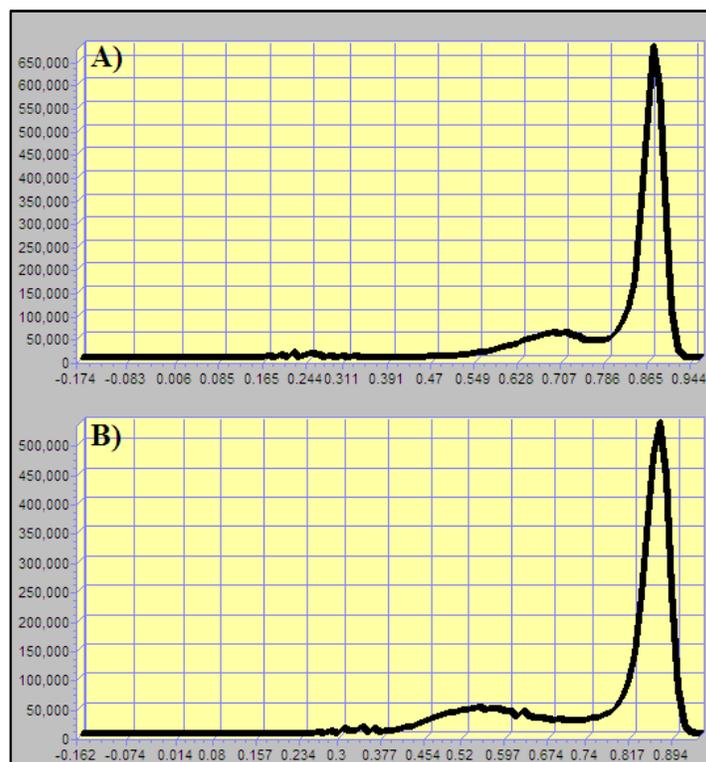


Figura 6.23 - Histogramas de frequência das imagens de NDVI na região da RBJ. A) Dia 16/06/2004 e B) Dia 05/07/2005.

Com relação às áreas homogêneas selecionadas para análise na região da RBJ (Figura 6.20), destaca-se que os valores de NDVI obtidos são coerentes com os encontrados em tipos de uso/cobertura da terra similares para as áreas homogêneas da região da FNSA (item 6.1.2).

A área de floresta ombrófila apresentou em ambas as imagens valores médios praticamente idênticos, próximos a 0,876, e a área de pastagem apresentou valor médio de 0,503, variando de 0,542 (16/06/2004) para 0,464 (05/07/2005). A área de vegetação secundária apresentou valores médios de 0,873 e 0,885 para os dias 16/06/2004 e 05/07/2005, respectivamente, o que corresponde a um aumento de 1,37% no valor médio de NDVI para essa área em 05/07/2005.

Os valores de NDVI para o corpo de água analisado na região da RBJ foram em geral mais baixos que os observados na região da FNSA, mas ainda assim, o valor médio obtido, de 0,27, não está de acordo com a teoria do índice. No item 6.1.2 são colocados

alguns fatores que podem contribuir para a existência de valores positivos desse índice em corpos de água.

### **6.2.3. Albedo**

A Figura 6.24 mostra a distribuição espacial do albedo na região da RBJ nos dias 16/06/2004 e 05/07/2005. Os valores mínimos encontrados nas imagens de albedo foram 0,035 (16/06/2004) e 0,037 (05/07/2005), e os valores máximos foram 0,538 (16/06/2004) e 0,328 (05/07/2005). Na imagem de 2004 foram encontrados os menores e maiores registros de albedo, o que atribuiu a essa imagem uma maior amplitude de valores (0,503) em relação à imagem de 2005 (0,291). Os valores médios encontrados para ambas as imagens foram muito próximos e corresponderam a 0,144 e 0,147 para os dias 16/06/2004 e 05/07/2005, respectivamente. É interessante destacar que o valor médio das imagens de albedo da região da RBJ (0,145) foi  $\approx 10\%$  inferior ao das imagens de albedo da região da FNSA (0,161) (item **6.1.3**), devido principalmente ao fato da região da RBJ possuir uma maior quantidade de áreas de floresta.

Ao analisar as imagens, observa-se que os maiores valores de albedo correspondem às áreas de solo exposto e pastagem rala, enquanto os menores estão associados aos corpos de água. Percebe-se que a imagem de 2004 tende a apresentar valores de albedo mais baixos que a imagem de 2005, como pode ser visto na área de floresta ombrófila aberta destacada nos círculos tracejados em preto nas Figuras 6.24a e 6.24b. A existência de valores mais baixos de albedo em 16/06/2004 pode estar relacionada à precipitação ocorrida mais próxima desse dia, que em relação ao dia 05/07/2005. Comportamento semelhante a esse foi encontrado para as estimativas de albedo nas imagens ASTER para a região da FNSA, detalhado em **6.1.3**.

É importante ressaltar a sensibilidade das estimativas do modelo SEBAL, com o uso de imagens ASTER, no que diz respeito a alterações no uso e cobertura da terra. Como pode ser notado nos círculos tracejados em azul nas Figuras 6.24a e 6.24b, a conversão de floresta nativa para pastagem e vegetação secundária (de acordo com os mapas de uso e cobertura da terra, Figuras 6.21a e 6.21b) resultou em um aumento no albedo, que pôde ser percebido claramente na imagem de 05 de julho de 2005.

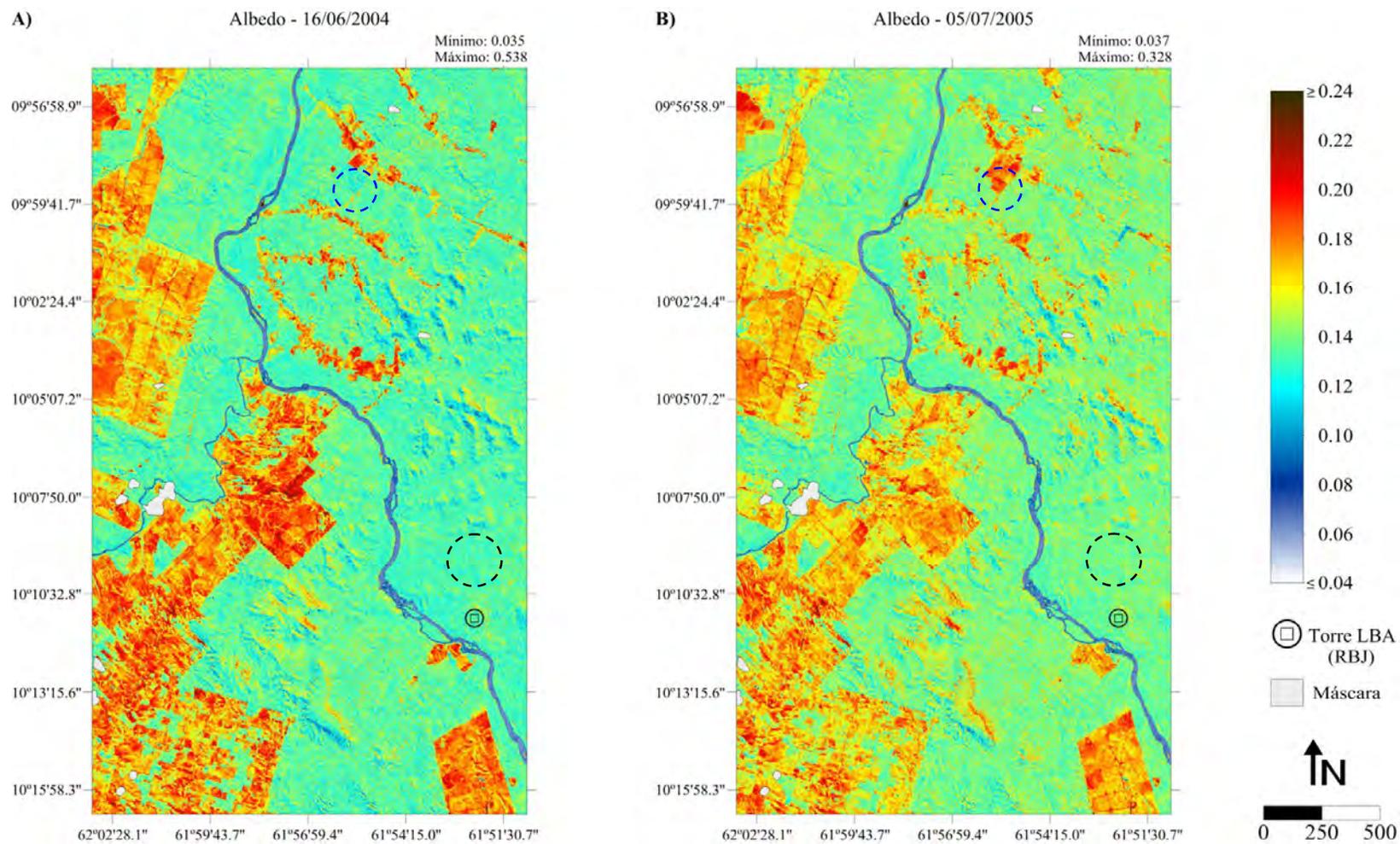


Figura 6.24 - Distribuição espacial do albedo na região da RBJ. A) Dia 16/06/2004 e B) Dia 05/07/2005.

Os histogramas de frequência (Figura 6.25) são relativamente semelhantes na forma, porém o referente à imagem de 16/06/2004 apresentou três modas, ao contrário do alusivo à imagem de 05/07/2005, que apresentou somente duas. No histograma da imagem de 2004 a moda mais à esquerda representa os corpos de água, a mais à direita as áreas de pastagem, e a intermediária as áreas de vegetação. Na imagem de 2005 as modas à esquerda e à direita correspondem aos corpos de água e as áreas de vegetação, respectivamente.

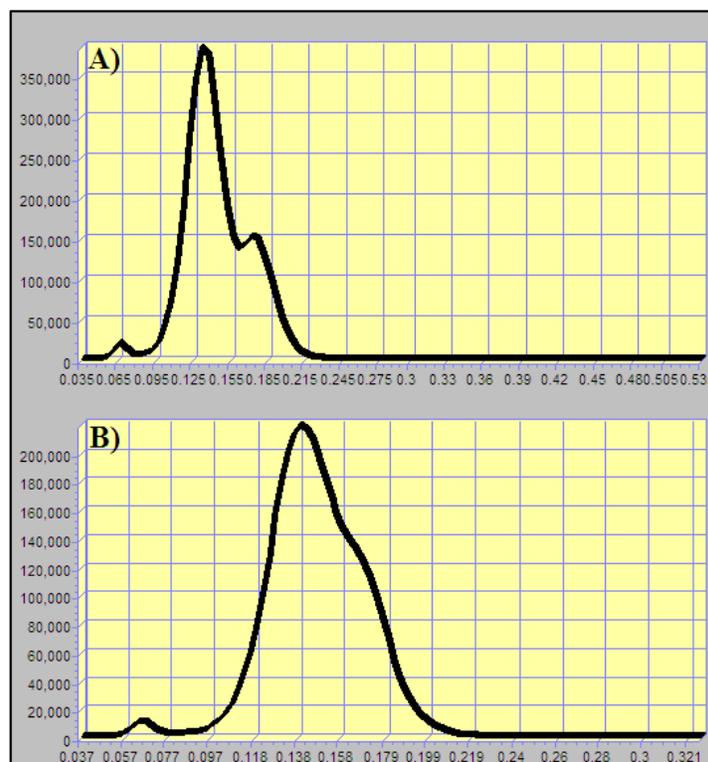


Figura 6.25 - Histogramas de frequência das imagens de albedo na região da RBJ. A) Dia 16/06/2004 e B) Dia 05/07/2005.

A Figura 6.26 apresenta os valores de albedo nas áreas homogêneas selecionadas para análise na região da RBJ nos dias 16/06/2004 e 05/07/2005. Na área de floresta ombrófila aberta os valores de albedo variaram de 0,116 a 0,148 em 16/06/2004, e entre 0,114 e 0,152 no dia 05/07/2005. Os valores médios encontrados para estas datas foram 0,132 e 0,138, respectivamente, o que corresponde, na média para as duas datas, a um

valor de 0,135. Esse valor é 9,76% superior ao encontrado para a área homogênea de floresta nativa analisada na região da FNSA (0,123).

Ao comparar os resultados aqui obtidos com estudos micrometeorológicos na região amazônica, verifica-se que as estimativas de albedo foram muito consistentes. Estudos realizados por Shuttleworth (1989), Bastable et al. (1993) e Culf et al. (1995) em áreas de floresta na região Amazônica apresentaram valores de 0,134, 0,122 e 0,131. Ribeiro (1994) encontrou para floresta nativa em Marabá (PA) um valor médio de albedo, para a estação seca, de 0,14. Von Randow et al. (2004) encontraram, para a RBJ, valor médio de albedo de 0,13, e Querino et al. (2006), sob o âmbito do projeto ABRACOS, obtiveram para a estação seca na RBJ, no horário das 11h00, um valor médio de 0,13.

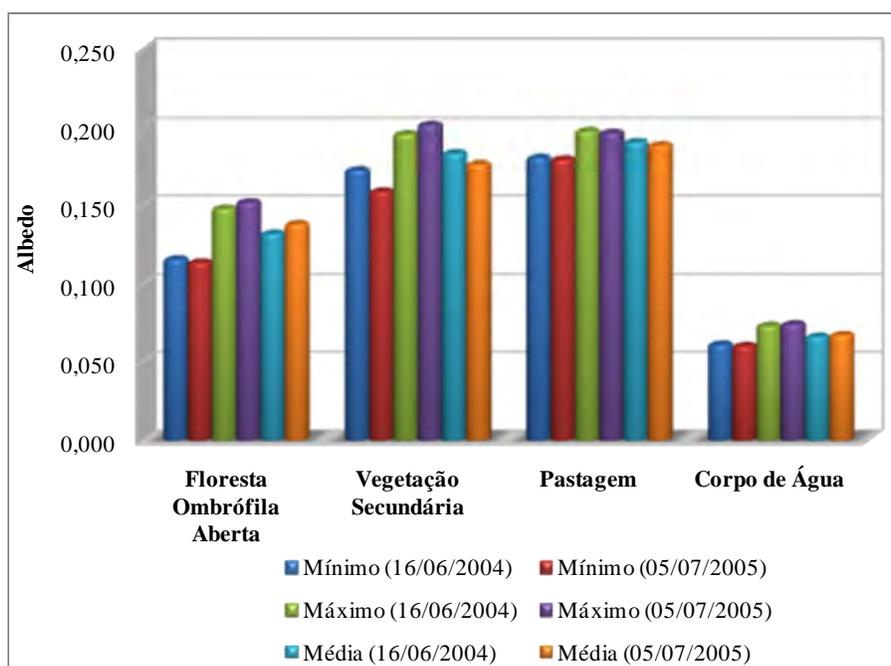


Figura 6.26 - Valores mínimos, máximos e médios de albedo para as áreas homogêneas selecionadas na região da RBJ.

A área de vegetação secundária apresentou, na média para as duas datas, albedo de 0,181, valor  $\approx 34\%$  superior ao encontrado para a floresta ombrófila aberta. Para a área de pastagem os valores estiveram entre 0,180 e 0,198, com média, para as duas datas, de

0,19. Ao comparar com o albedo médio obtido para a área homogênea de pastagem na região da FNSA (0,174), verifica-se que o valor aqui obtido foi 9,20% superior.

O corpo de água apresentou, em 16/06/2004, um valor médio de 0,066, praticamente igual ao obtido para 05/07/2005, que foi de 0,067. É oportuno salientar que os valores de albedo obtidos para as áreas homogêneas na região da RBJ foram bastante similares aos obtidos para as áreas homogêneas da região da FNSA, o que demonstra uma boa concordância entre as estimativas para as duas regiões.

#### **6.2.4. Balanço de radiação ( $R_n$ )**

A Figura 6.27 mostra a distribuição espacial do balanço de radiação ( $R_n$ ) na região da RBJ nos dias 16/06/2004 e 05/07/2005. Nas imagens de  $R_n$  referentes aos dias 16/06/2004 e 05/07/2005, os valores mínimos e máximos encontrados foram de 237,02 e 615,65  $W.m^{-2}$ , e 377,45 e 608,83  $W.m^{-2}$ , respectivamente. Os valores médios destas imagens foram de 524,65 e 518,39  $W.m^{-2}$  para 2004 e 2005, respectivamente, evidenciando um decréscimo no valor médio de  $R_n$  na imagem de 2005 de 1,19%.

Ao visualizar as imagens de  $R_n$  denota-se que existem variações tanto entre as imagens (pois os valores de  $R_n$  tendem a ser mais altos em 16/06/2004), quanto dentro das imagens (ocasionados por mudanças de uso e cobertura da terra). De modo geral, os valores mais elevados são encontrados nos corpos de água, enquanto que os mais baixos são encontrados em áreas de solo exposto e pastagem com pequena porcentagem de vegetação. Assim como verificado na região da FNSA (item 6.1.4), encontrou-se uma relação inversamente proporcional entre albedo e balanço de radiação, onde áreas com altos valores de albedo apresentam baixos valores de balanço de radiação e vice-versa.

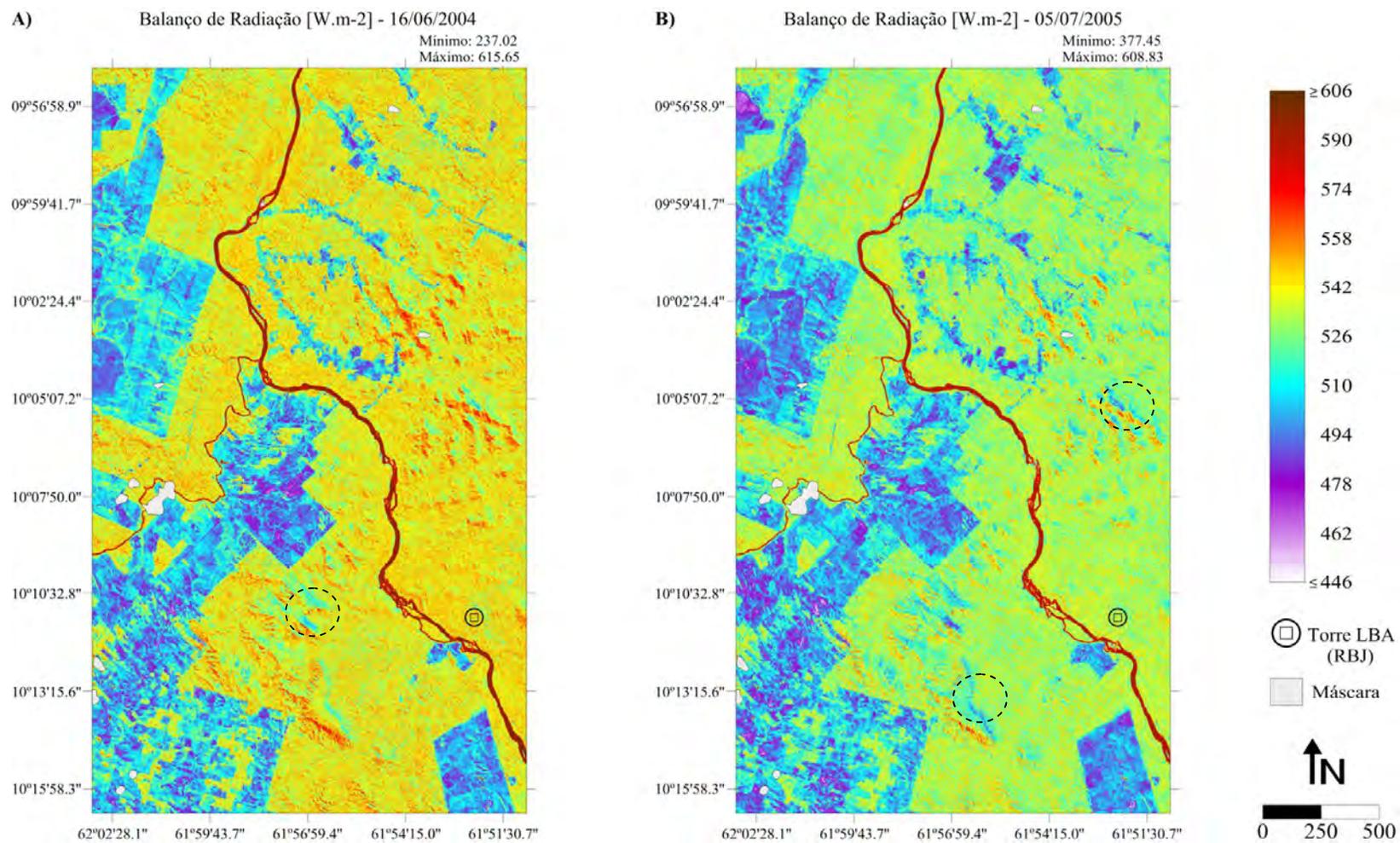


Figura 6.27 - Distribuição espacial do balanço de radiação na região da RBJ. A) Dia 16/06/2004 e B) Dia 05/07/2005.

Ainda, é possível observar que algumas áreas de floresta ombrófila aberta apresentaram valores de balanço de radiação destacadamente mais baixos que outras, como pode ser visto nos círculos tracejados nas Figuras 6.27a e 6.27b. Segundo Silva et al. (2011), a inclinação da superfície influencia na incidência de radiação solar e, conseqüentemente, no balanço de radiação. Dessa forma, como alguns pontos da região da RBJ possuem um relevo mais acidentado, a incidência de radiação é menor nessas áreas, em alguma parte do dia, ocasionando assim uma diminuição no  $R_n$ . Atenta-se que esse fato não foi observado para a região da FNSA, por essa apresentar um relevo mais suave em sua totalidade. Nos últimos anos, alguns estudos (ALLEN et al., 2007; DI PACE et al., 2008) têm levado em consideração os efeitos topográficos na estimativa do balanço de radiação; assim, poderiam ser realizados estudos em regiões de relevo mais acidentado na Amazônia, empregando modelos que utilizassem informações numéricas do terreno, como por exemplo, o algoritmo METRIC (derivado do SEBAL) (ALLEN et al., 2005).

Os histogramas de frequência (Figura 6.28) apresentam formas similares e com aspecto multimodal. No histograma referente à imagem de 16/06/2004 a moda mais a esquerda ( $\approx 503 \text{ W.m}^{-2}$ ) representa as áreas de pastagem, a moda intermediária ( $\approx 551 \text{ W.m}^{-2}$ ) as áreas de floresta ombrófila aberta, e a moda à direita ( $\approx 598 \text{ W.m}^{-2}$ ) os corpos de água. As modas referentes à imagem de 05/07/2005 possuem a mesma representatividade observada para 16/06/2004, no entanto, apresentam valores mais baixos ( $\approx 500, 529$  e  $584 \text{ W.m}^{-2}$ ).

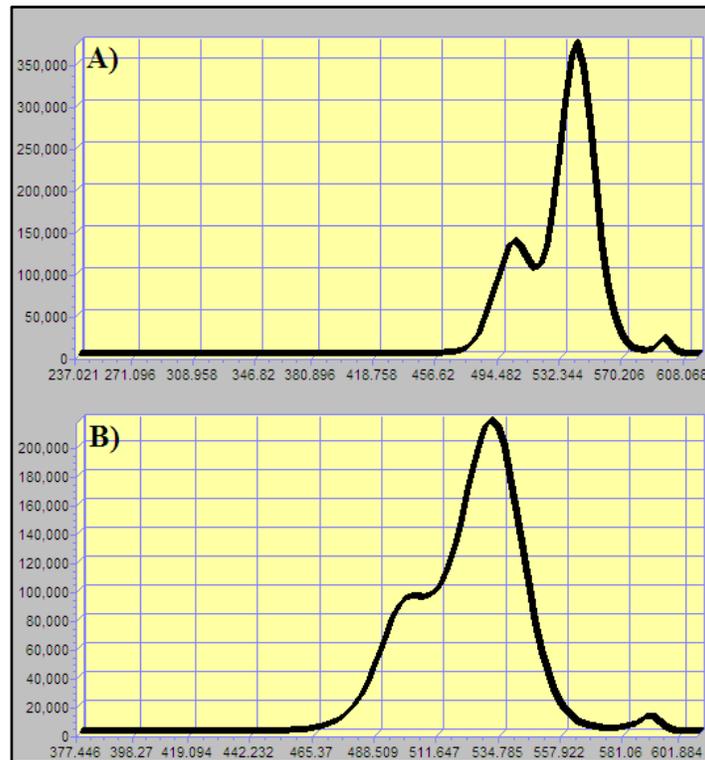


Figura 6.28 - Histogramas de frequência das imagens de balanço de radiação na região da RBJ. A) Dia 16/06/2004 e B) Dia 05/07/2005.

Sabe-se que o balanço de radiação é repartido em energia para o aquecimento do solo, aquecimento do ar e para processos evaporativos. No modelo SEBAL, após a estimativa do balanço de radiação, são estimados em sequência, o fluxo de calor no solo ( $G$ ), o fluxo de calor sensível ( $H$ ) e o fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ).

A Tabela 6.9 apresenta os valores médios das imagens de  $G$ ,  $H$  e  $\lambda E$  para a região da RBJ nos dias 16/06/2004 e 05/07/2005. Ao se visualizar os valores médios dessas imagens percebe-se que as variações ocorridas acompanharam o esperado no que diz respeito à menor disponibilidade hídrica no sistema solo-vegetação-atmosfera no dia 05/07/2005, o que ocasionou maiores valores médios de  $G$  e  $H$ , e menor valor médio de  $\lambda E$ . A maior diferença entre os valores médios foi observada nas imagens de  $G$  e correspondeu a 21,56%.

Tabela 6.9 - Valores médios das imagens de fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H), e fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ), em  $W.m^{-2}$ , para a região da RBJ nos dias 16/06/2004 e 05/07/2005.

Imagem	Valor Médio ( $W.m^{-2}$ )	
	16/06/2004	05/07/2005
<b>Fluxo de Calor no Solo (G)</b>	41,61	50,58
<b>Fluxo de Calor Sensível (H)</b>	70,05	77,77
<b>Fluxo de Calor Latente (<math>\lambda E</math>)</b>	415,18	398,57

De modo a sumarizar os resultados referentes aos componentes do balanço de energia nas quatro áreas homogêneas selecionadas para análise na região da RBJ (ilustradas na Figura 6.20), a Figura 6.29 apresenta os valores médios de  $Rn$ , G, H e  $\lambda E$ , para as referidas áreas, nos dias 16/06/2004 e 05/07/2005. A área de floresta ombrófila aberta apresentou um  $Rn$  médio, para as duas datas avaliadas, de  $538,23 W.m^{-2}$ , sendo que o valor médio em 2005 foi 1,88% inferior ao valor médio estimado para 2004. O valor médio obtido para a área homogênea de floresta ombrófila aberta na região da FNSA foi de  $572,35 W.m^{-2}$ , dessa maneira, o valor aqui obtido foi 6,94% inferior. Aguiar (2007), em um estudo micrometeorológico no sítio da RBJ, encontrou para os meses de junho e julho de 2005, no horário das 11h00, valores em torno de  $550 W.m^{-2}$ . Von Randow et al. (2004) obtiveram na média para os meses de julho a setembro (1999 a 2002), para o horário das 11h00, valores de  $Rn$  próximos a  $530 W.m^{-2}$ . Michiles (2009) obteve para a estação seca na Reserva Biológica do Cuieiras (AM) valores próximos a  $520 W.m^{-2}$  (para o horário das 11h00). Como pode se observar, as estimativas de  $Rn$  nas áreas de floresta ombrófila aberta na região da RBJ concordam bastante bem com estudos micrometeorológicos na região amazônica.

O fluxo de calor no solo na área de floresta foi, na média, de  $32,38 W.m^{-2}$  e correspondeu a 6,02% de  $Rn$ . Pinto (2003), em um estudo na Floresta Nacional do Tapajós (PA), encontrou para a estação seca valores de G variando entre  $-15$  e  $20 W.m^{-2}$ , com os picos registrados por volta das 12h00. Para o horário das 11h00, na média, o G correspondeu a aproximadamente  $5 W.m^{-2}$ . Com relação à variação intradiurna e sazonal do fluxo de calor no solo, Alvalá et al. (2002) observaram que o acumulado diário do fluxo de calor no solo na floresta corresponde a aproximadamente 2,6% do

balanço de radiação, não sendo um componente significativo do balanço de energia diário. É possível perceber pelos resultados dos estudos micrometeorológicos descritos, que os valores de  $G$  modelados via SEBAL para a área de floresta foram superestimados; assim, de forma a se obter resultados mais coesos seria interessante a realização de estudos visando ajustar a equação de fluxo de calor no solo para a região amazônica.

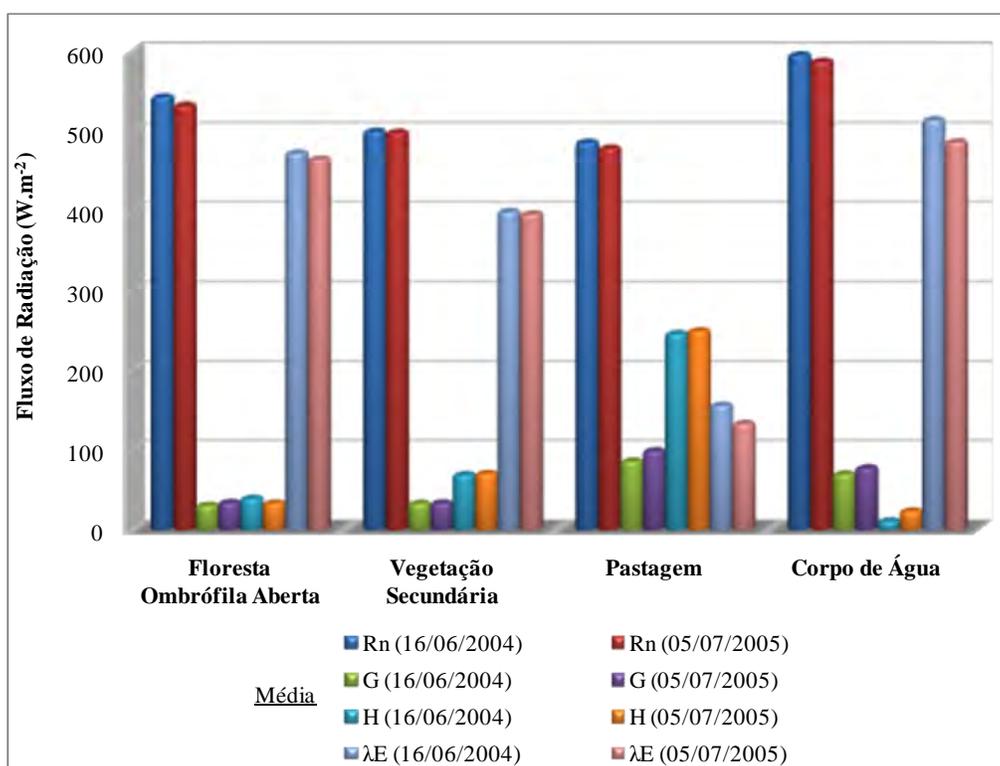


Figura 6.29 - Valores médios de balanço de radiação ( $Rn$ ), fluxo de calor no solo ( $G$ ), fluxo de calor sensível ( $H$ ) e fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ), em  $W.m^{-2}$ , para as áreas homogêneas selecionadas na região da RBJ.

Os valores médios de fluxo de calor sensível encontrados na área de floresta ombrófila aberta foram de  $39,26 W.m^{-2}$  (16/06/2004) e  $33,35 W.m^{-2}$  (05/07/2005), o que configura uma média, para os dois anos, de  $36,31 W.m^{-2}$ . A relação  $H/Rn$  nessa área foi, na média, de 6,75%, bastante próxima a obtida para a área homogênea de floresta nativa na região da FNSA, que foi de 6,12%. Ao comparar os valores de  $H$  estimados para a área homogênea de floresta na região da RBJ, com estudos observacionais na Amazônia,

verifica-se certa discrepância. Na Reserva Biológica do Cuieiras, Pereira (2001) obteve valores médios para o horário das 11h00, nos meses de junho e julho de 1996, de 60 e 100  $\text{W.m}^{-2}$ , respectivamente. Com relação a estudos na RBJ, Andrade et al. (2009a) obtiveram para a estação seca valores próximos a 50  $\text{W.m}^{-2}$  (11h00), Fisch et al. (2004) obtiveram valores em torno de 80  $\text{W.m}^{-2}$ , e Von Randow et al. (2004) encontraram também na estação seca, valores próximos a 150  $\text{W.m}^{-2}$  (11h00).

Como se verifica, existem variações consideráveis entre os próprios valores de H medidos *in situ*, que podem estar relacionados a diversos fatores ambientais ocorrentes nos períodos de aquisição dos dados. Dessa forma, apenas para uma análise geral, ao considerar a média dos valores obtidos em estudos micrometeorológicos na RBJ (93,33  $\text{W.m}^{-2}$ ), verifica-se que o valor médio de H estimado pelo modelo SEBAL na área de floresta ombrófila aberta (36,31  $\text{W.m}^{-2}$ ) foi 61,10% inferior. Salienta-se que essa elevada diferença pode estar relacionada a problemas inerentes ao não fechamento do balanço de energia que se observa com o método das correlações turbulentas (MALHI et al., 2002; GOMES, 2009).

O fluxo de calor latente médio verificado na área de floresta nativa foi de 469,56  $\text{W.m}^{-2}$ , sendo o valor médio encontrado na imagem de 2004, 1,63% superior ao encontrado na imagem de 2005. Na média, o  $\lambda E$  na área de floresta ombrófila aberta consumiu 84,27% do  $R_n$ , e a razão de Bowen correspondeu a 7,73%. Esses valores são muito próximos aos observados na área homogênea de floresta nativa avaliada na região da FNSA ( $\lambda E/R_n=82,93\%$  e  $H/\lambda E=7,18\%$ ), como visto no item 6.1.7. Os valores aqui encontrados estão em concordância com alguns estudos utilizando medições *in situ* na Amazônia. Pinto (2003) observou para a estação seca na floresta do Tapajós valores de  $\lambda E$  próximos a 400  $\text{W.m}^{-2}$ , para o horário das 11h00. Dias e Regnier (1996) encontraram, em julho de 1993, na RBJ valores também em torno de 400  $\text{W.m}^{-2}$  (11h00). Von Randow et al. (2004) verificaram que para a estação seca na RBJ os valores de  $\lambda E$  ficaram por volta de 440  $\text{W.m}^{-2}$  (11h00) e a fração evaporativa diária foi de aproximadamente 75%.

A área de vegetação secundária apresentou valores médios de  $Rn$  muito próximos, que corresponderam a  $500,96 \text{ W.m}^{-2}$  em 2004, e  $499,66 \text{ W.m}^{-2}$  em 2005. Ao considerar o valor médio para as duas datas, verifica-se que o  $Rn$  sobre a área de vegetação secundária foi de  $500,31 \text{ W.m}^{-2}$ , o que corresponde a um valor 7,05% inferior ao observado na área de floresta ombrófila aberta.

O fluxo de calor no solo na área de vegetação secundária correspondeu em 2004 a  $33,07 \text{ W.m}^{-2}$ , e em 2005 a  $33,57 \text{ W.m}^{-2}$ , representando na média  $\approx 7\%$  de  $Rn$ . No que diz respeito aos fluxos de calor sensível e calor latente, os valores médios para as duas datas foram de  $69,43 \text{ W.m}^{-2}$  e  $397,47 \text{ W.m}^{-2}$ , respectivamente. Com relação ao valor médio de  $H$  ( $69,43 \text{ W.m}^{-2}$ ) verifica-se que ele foi 91,21% superior ao da floresta ombrófila aberta ( $36,31 \text{ W.m}^{-2}$ ), o que está relacionado ao fato de as áreas de vegetação secundária, de modo geral, contarem com uma maior influência do solo em relação às áreas de floresta nativa, pois possuem dosséis mais abertos. Já no que diz respeito ao  $\lambda E$ , a área de vegetação secundária apresentou, na média, um valor 15,35% inferior ao da área de floresta ombrófila aberta. Na partição dos fluxos na área de vegetação secundária, em média,  $H$  e  $\lambda E$  representaram, respectivamente, 13,88% e 79,44% de  $Rn$ .

Na área de pastagem, verificou-se que em 2005 houve uma diminuição de 1,51% do valor médio de  $Rn$  com relação ao verificado em 2004. Os valores médios variaram entre 487,13 (16/06/2004) e  $479,76 \text{ W.m}^{-2}$  (05/07/2005) e percebe-se, como esperado, que esses valores são inferiores aos encontrados nas áreas de floresta ombrófila aberta e vegetação secundária, devido principalmente ao fato da área de pastagem possuir maiores valores de albedo.

Os valores de fluxo de calor no solo para a área de pastagem foram na média  $85,67 \text{ W.m}^{-2}$  (16/06/2004) e  $98,45 \text{ W.m}^{-2}$  (05/07/2005). Na comparação entre os valores de  $H$  e  $\lambda E$ , verifica-se que na média o fluxo de calor sensível foi 71,59% mais elevado que o fluxo de calor latente. Também se observa que a área de pastagem utilizou, na média, 51,14% e 29,80% de  $Rn$  para os processos de aquecimento do ar e de evapotranspiração, respectivamente.

O corpo de água foi a área com os maiores valores médios de  $Rn$ , que corresponderam a  $596,05 \text{ W.m}^{-2}$  e  $588,24 \text{ W.m}^{-2}$  nos dias tratados em 2004 e 2005, respectivamente. Os valores médios de  $G$ ,  $H$  e  $\lambda E$ , e as frações médias de  $G/Rn$ ,  $H/Rn$  e  $\lambda E/Rn$ , considerando as duas datas, foram de  $73,37 \text{ W.m}^{-2}$ ,  $17,41 \text{ W.m}^{-2}$  e  $501,37 \text{ W.m}^{-2}$ , e 12,39%, 2,94% e 84,67%, respectivamente.

### **6.2.5. Evapotranspiração real diária ( $E_{tr_{24h}}$ )**

A Figura 6.30 mostra a distribuição espacial da evapotranspiração real diária ( $E_{tr_{24h}}$ ) na região da RBJ nos dias 16/06/2004 e 05/07/2005. Os valores de  $E_{tr_{24h}}$  na região da RBJ variaram de  $-0,15$  a  $4,85 \text{ mm.dia}^{-1}$  (16/06/2004), e  $-0,32$  a  $5,16 \text{ mm.dia}^{-1}$  (05/07/2005). Os valores médios das imagens foram relativamente próximos e corresponderam, para os dias 16/06/2004 e 05/07/2005, a  $3,47$  e  $3,59 \text{ mm.dia}^{-1}$ , respectivamente. Verifica-se que o valor médio da imagem de 2004 foi 3,34% inferior ao da imagem de 2005, fato que é destacado ao observarmos, por exemplo, as áreas de floresta ombrófila aberta em 2004 (representadas em tons de vermelho fraco) e as mesmas áreas em 2005 (representadas em tons de vermelho escuro), onde se denota a presença de valores mais elevados.

O fato de a imagem de 2004 apresentar, na média, um valor mais baixo de  $E_{tr_{24h}}$  que a imagem de 2005 chama a atenção, pois como visto anteriormente, a região da RBJ no período de junho de 2004 apresentava uma maior disponibilidade hídrica que no ano seguinte em junho/julho de 2005, e como observado nas áreas homogêneas, os valores de  $\lambda E$  em 16/06/2004 eram superiores daqueles estimados em 05/07/2005. Analisando os dados de entrada para o cômputo da equação de  $E_{tr_{24h}}$ , verificou-se que em 05/07/2005 a  $K_{\downarrow_{24h}}$  foi superior a do dia 16/06/2004, pois nesse dia houveram horários em que a radiação solar incidente medida na torre micrometeorológica apresentou alguns decréscimos bastante acentuados, ocasionados possivelmente pela ocorrência de nuvens. Assim, como a  $K_{\downarrow_{24h}}$  é diretamente proporcional ao  $Rn_{24h}$  (Equação 5.46), que, conseqüentemente, é diretamente proporcional a  $E_{tr_{24h}}$  (Equação 5.45), acredita-se que alguns erros possam ter ocorrido no cômputo dessa variável e influenciado negativamente nos valores de evapotranspiração em 16/06/2004.

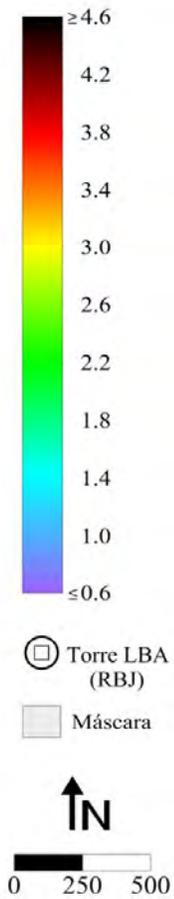
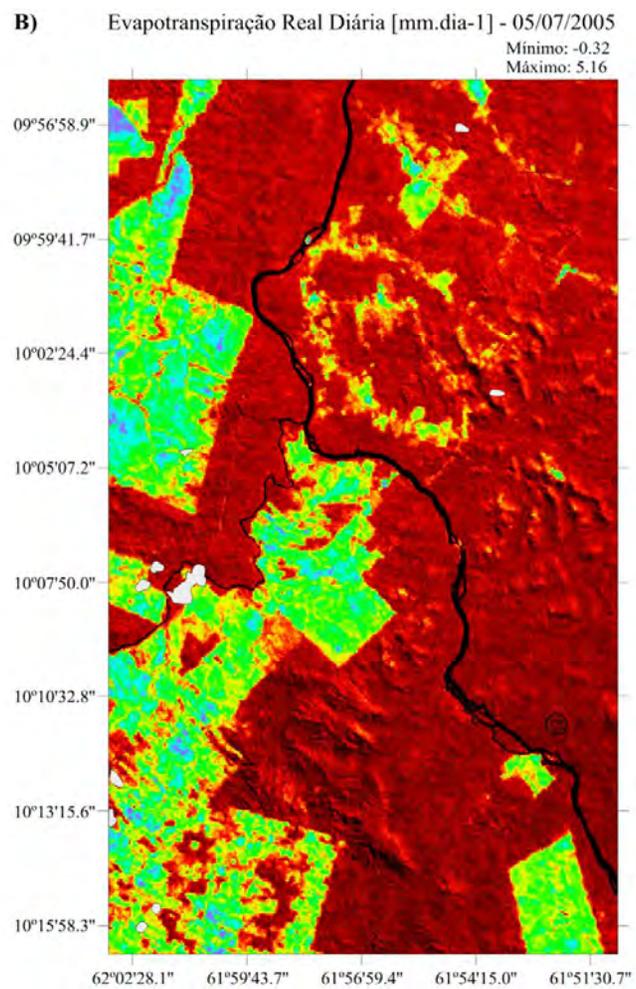
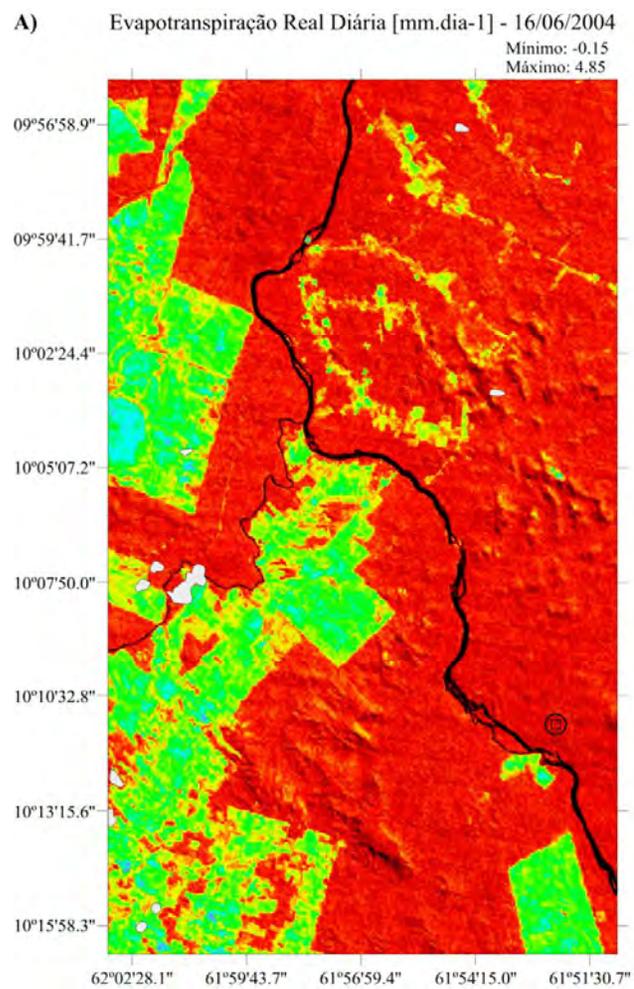


Figura 6.30 - Distribuição espacial da evapotranspiração real diária na região da RBJ. A) Dia 16/06/2004 e B) Dia 05/07/2005.

Outro fato que merece destaque diz respeito aos valores médios de  $E_{tr_{24h}}$  para as imagens da região da RBJ e para as imagens da região da FNSA (item **6.1.8**). Os valores médios obtidos para as datas estudadas na região da RBJ (3,47 e 3,59  $\text{mm.dia}^{-1}$ ) são aproximadamente 33% superiores aos valores médios encontrados para as datas avaliadas na região da FNSA (2,99 e 2,34  $\text{mm.dia}^{-1}$ ), destacando a idéia de que os processos antrópicos (p.e. desflorestamento, identificado pela menor quantidade de florestas na região da FNSA) ocasionam alterações na intensidade de radiação disponível à superfície, acarretando mudanças no balanço de energia e, conseqüentemente, na evapotranspiração de uma região.

De modo geral, ao analisar visualmente as imagens de  $E_{tr_{24h}}$ , percebe-se que os menores valores estão associados às áreas de solo exposto e pastagem rala, e os maiores relacionados às áreas de floresta ombrófila aberta e corpos de água.

Conforme mostra a Figura 6.31, os histogramas de frequência são muito similares e ressaltam a presença de três modas em cada imagem. As modas à esquerda e à direita representam a  $E_{tr_{24h}}$  em áreas de pastagem e corpos de água, respectivamente, enquanto que as modas intermediárias representam principalmente as áreas de floresta tropical primária.

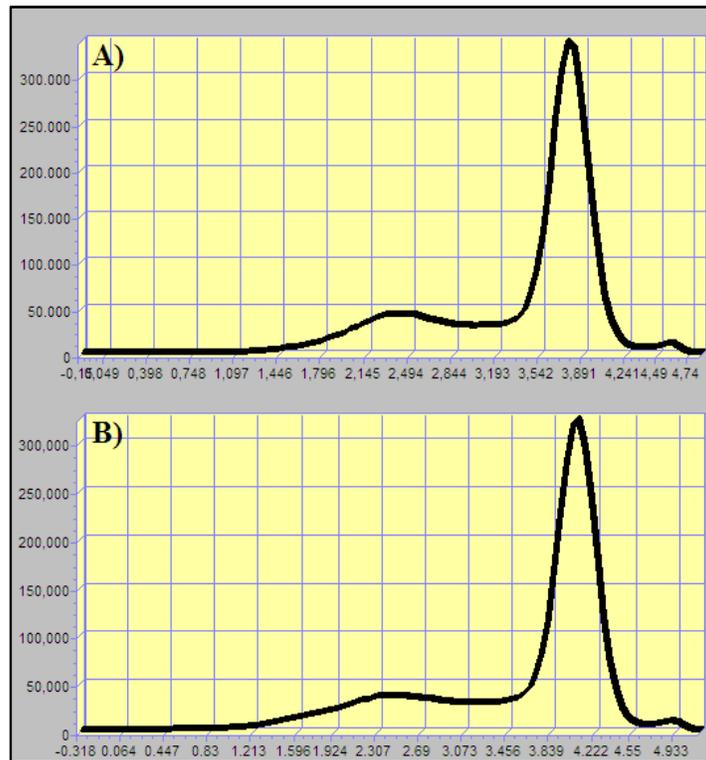


Figura 6.31 - Histogramas de frequência das imagens de evapotranspiração real diária na região da RBJ. A) Dia 16/06/2004 e B) Dia 05/07/2005.

Na Figura 6.32 são apresentados os valores de evapotranspiração real diária referentes às áreas homogêneas selecionadas na região da RBJ. Dentre as áreas analisadas, o corpo de água foi o que apresentou os maiores valores de  $E_{tr24h}$ , com valores médios de  $4,63 \text{ mm.dia}^{-1}$  (16/06/2004) e  $4,81 \text{ mm.dia}^{-1}$  (05/07/2005).

Na área de floresta ombrófila aberta foi observada para os dias analisados uma amplitude de  $0,61 \text{ mm.dia}^{-1}$ , e valores médios de  $3,88 \text{ mm.dia}^{-1}$  (em 2004) e  $4,15 \text{ mm.dia}^{-1}$  (em 2005). Conforme mencionado anteriormente, a taxa de evapotranspiração real diária para florestas tropicais situa-se em torno de  $4,0 \text{ mm.dia}^{-1}$  (FISCH et al., 1998), podendo variar de acordo com a existência ou não de chuvas. Nesse sentido, alguns estudos micrometeorológicos realizados para áreas de florestas em regiões distintas da Amazônia apresentaram valores médios diários, considerando tanto a estação seca quanto a chuvosa, de  $3,4 \text{ mm.dia}^{-1}$  (VON RANDOW et al., 2004),  $3,5 \text{ mm.dia}^{-1}$  (ROCHA et al., 2004) e  $3,9 \text{ mm.dia}^{-1}$  (SHUTTLEWORTH, 1989).

Especificamente com relação à estação seca, Marques Filho et al. (1986) encontraram para a Reserva Ducke (AM) valores de evapotranspiração real de  $4,25 \text{ mm.dia}^{-1}$  (29/06/1984) e  $3,69 \text{ mm.dia}^{-1}$  (30/06/1984). André et al. (1996), em um estudo também na Reserva Ducke, obtiveram para duas datas no mês de julho de 1984 (07/07/1984 e 08/07/1984) valores de 4,4 e  $4,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Borba et al. (2004) encontraram para a estação seca do ano de 1992 na RBJ valores próximos a  $3,9 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Como se pode perceber, os resultados aqui obtidos para a área de floresta ombrófila aberta se encontram em boa consonância com os resultados advindos de observações de campo na região amazônica.

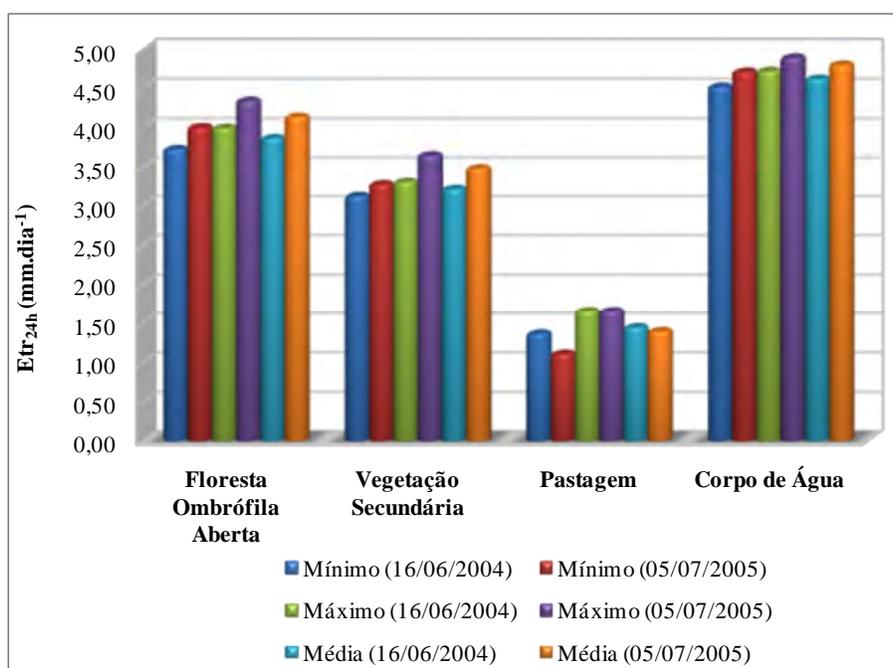


Figura 6.32 - Valores mínimos, máximos e médios de evapotranspiração real diária ( $\text{mm.dia}^{-1}$ ) para as áreas homogêneas selecionadas na região da RBJ.

A área de vegetação secundária apresentou valores médios de  $3,22 \text{ mm.dia}^{-1}$  (16/06/2004) e  $3,49 \text{ mm.dia}^{-1}$  (05/07/2005), enquanto que a área de pastagem apresentou valores médios variando entre 1,45 e  $1,40 \text{ mm.dia}^{-1}$ , para as respectivas datas. Destaca-se que, na média, a evapotranspiração real diária na área de pastagem foi  $\approx 65\%$  inferior a da área de floresta ombrófila aberta. Essa diminuição também foi

verificada na região da FNSA nas áreas homogêneas de floresta ombrófila aberta e pastagem e correspondeu a  $\approx 55\%$ .

### **6.3. Análise de casos de mudança de uso/cobertura da terra e sua relação com os fluxos de energia na superfície**

De forma a avaliar mais precisamente a sensibilidade das estimativas do modelo SEBAL, com o uso de dados ASTER, quanto às alterações antrópicas na superfície, e obter, em escala local, valores dos fluxos de energia e evapotranspiração real diária em diferentes situações de conversão do uso da terra, foram selecionados casos de mudança que ocorreram nas regiões da FNSA e RBJ, entre os dias 29/07/2002, 01/08/2003, 16/06/2004 e 05/07/2005. Para tanto, foram efetuados dois mapas-diferença a partir dos mapeamentos de uso/cobertura da terra realizados para as regiões da FNSA (item **6.1.1**) e RBJ (item **6.2.1**), e escolhidos dois casos de mudança para cada região, que representassem processos típicos de alterações ocorrentes entre os períodos estudados.

Dessa maneira, os casos de mudança selecionados foram:

- Caso I - floresta ombrófila aberta (FOA) (16/06/2004) para pastagem (P) (05/07/2005) ( $09^{\circ} 58' 59''$  S e  $61^{\circ} 55' 30''$  W);
- Caso II - floresta ombrófila aberta (FOA) (16/06/2004) para vegetação secundária (VS) (05/07/2005) ( $09^{\circ} 57' 34''$  S e  $61^{\circ} 54' 43''$  W);
- Caso III - vegetação secundária (VS) (29/07/2002) para pastagem (P) (01/08/2003) ( $10^{\circ} 44' 59''$  S e  $62^{\circ} 23' 32''$  W);
- Caso IV - pastagem (P) (29/07/2002) para queimada (Q) (01/08/2003) ( $10^{\circ} 46' 55''$  S e  $62^{\circ} 03' 37''$  W).

Para análise dos casos, foram feitos recortes de seis *pixels* (que equivalem a uma área aproximada de  $1350,00 \text{ m}^2$ ) para cada tipo de uso/cobertura da terra avaliado, e calculados os valores médios de albedo, balanço de radiação ( $R_n$ ), fluxo de calor no solo

(G), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ) e evapotranspiração real diária ( $E_{tr_{24h}}$ ), e as respectivas variações absoluta (VA) e relativa (VR).

A Figura 6.33 ilustra, a partir de amostras obtidas nas imagens ASTER (composição R3G2B1), os casos de mudança de uso/cobertura da terra selecionados nas regiões da FNSA e RBJ, e a Tabela 6.10 sumariza os resultados obtidos para os diferentes tipos de uso/cobertura da terra.

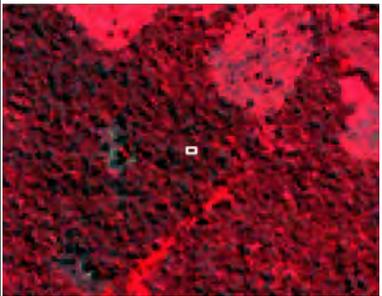
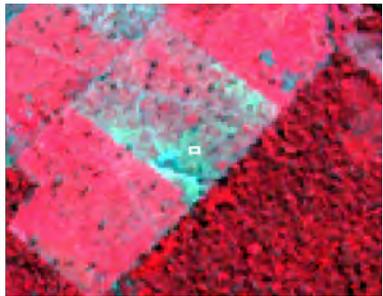
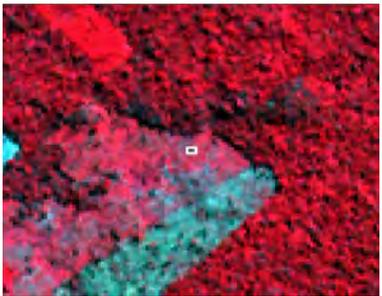
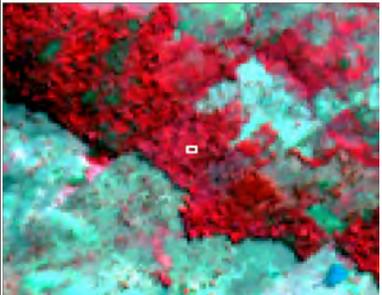
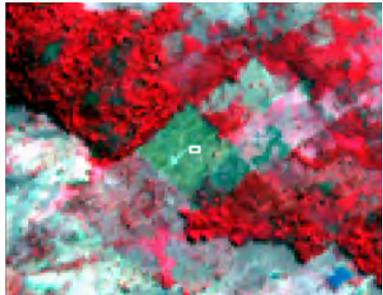
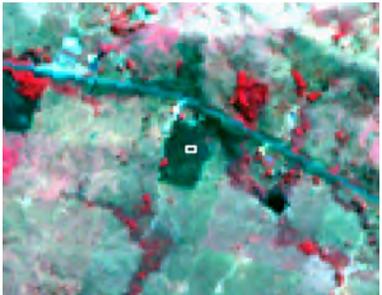
Mudança de Uso/Cobertura da Terra			
Caso I		Caso II	
Floresta Ombrófila Aberta	Pastagem	Floresta Ombrófila Aberta	Vegetação Secundária
			
Caso III		Caso IV	
Vegetação Secundária	Pastagem	Pastagem	Queimada
			

Figura 6.33 - Casos de mudança de uso/cobertura da terra selecionados para avaliação dos fluxos de energia na superfície.

Tabela 6.10 - Variações absoluta (VA) ( $W.m^{-2}$ ,  $mm.dia^{-1}$ ) e relativa (VR) (%) dos valores médios de albedo, fluxos de energia e evapotranspiração real diária nos casos de mudança de uso/cobertura da terra selecionados.

	Albedo		$Rn$ ( $W.m^{-2}$ )		$G$ ( $W.m^{-2}$ )		$H$ ( $W.m^{-2}$ )		$\lambda E$ ( $W.m^{-2}$ )		$E_{tr_{24h}}$ ( $mm.dia^{-1}$ )	
	FOA	P	FOA	P	FOA	P	FOA	P	FOA	P	FOA	P
<b>Caso I</b>	0,136	0,163	539,46	504,08	37,12	90,10	53,34	177,81	448,99	236,17	3,73	2,43
<b>VA</b>	0,027		-35,38		52,98		124,47		-212,82		-1,30	
<b>VR</b>	19,85		-6,56		142,73		233,35		-47,40		-34,85	
<b>Caso II</b>	FOA	VS	FOA	VS	FOA	VS	FOA	VS	FOA	VS	FOA	VS
	0,119	0,152	552,37	518,17	29,24	64,03	46,88	95,10	476,25	359,04	3,92	3,43
<b>VA</b>	0,033		-34,20		34,79		48,22		-117,21		-0,49	
<b>VR</b>	27,73		-6,19		118,98		102,86		-24,61		-12,50	
<b>Caso III</b>	VS	P	VS	P	VS	P	VS	P	VS	P	VS	P
	0,138	0,169	561,54	520,11	43,67	110,66	45,37	216,39	472,50	193,05	3,90	1,98
<b>VA</b>	0,031		-41,43		66,99		171,02		-279,45		-1,92	
<b>VR</b>	22,46		-7,38		153,40		376,95		-59,14		-49,23	
<b>Caso IV</b>	P	Q	P	Q	P	Q	P	Q	P	Q	P	Q
	0,155	0,098	535,94	556,68	97,99	135,69	230,79	527,69	207,16	-106,70	1,97	-1,23
<b>VA</b>	-0,057		20,74		37,70		296,90		-313,86		-3,20	
<b>VR</b>	-36,77		3,87		38,47		128,65		-151,51		-162,44	

O Caso I ilustra uma situação bastante estudada em diversos experimentos micrometeorológicos e numéricos de modelagem (Modelos de Circulação Geral da Atmosfera - MCGA e Modelos Regionais - MR) desde a década de 80 na região amazônica, que é a conversão da floresta tropical por pastagem. De modo geral, essas pesquisas apontam que a mudança da floresta tropical para pastagens acarreta: aumento do albedo, diminuição do balanço de radiação, diminuição da evapotranspiração, aumento da temperatura da superfície e diminuição da precipitação (NOBRE et al., 1991; MANZI; PLATON, 1996; GALVÃO; FISCH, 2000a; MORAES, 2002; VON RANDOW et al., 2004; OLIVEIRA, 2008).

Ao visualizar os resultados obtidos para o Caso I percebe-se uma relação coerente com os estudos micrometeorológicos e de modelagem, pois é possível verificar um aumento no albedo, devido principalmente ao fato das folhas das gramíneas apresentarem uma

maior reflectância que o dossel das árvores; uma redução do balanço de radiação, pois o aumento do albedo superficial gera diminuição do balanço de radiação solar e, conseqüentemente, do balanço de radiação; um aumento nos fluxos de calor no solo e sensível, por causa da maior temperatura da superfície verificada em áreas com menor cobertura vegetal; uma redução do fluxo de calor latente e, conseqüentemente, da evapotranspiração, ocasionada principalmente pela diminuição do índice de área foliar, diminuição da profundidade de raízes e redução da rugosidade da superfície.

Com relação aos valores obtidos, a maior VR ocorreu no fluxo de calor sensível, que aumentou cerca de 233%, enquanto que a menor foi verificada no balanço de radiação, que diminuiu 6,56%. Estudos de Galvão e Fisch (2000a) e Oliveira (2008) demonstraram que a substituição de floresta tropical por pastagem pode ocasionar em um aumento de H de  $\approx 50\%$ , ou seja, o valor encontrado nesta pesquisa ( $\approx 233\%$ ) foi muito superior ao proposto por esses estudos. Na FOA, H consumiu 9,89% de  $R_n$ , enquanto que na pastagem esse consumo foi de 35,27%, demonstrando, como esperado, que a quantidade de  $R_n$  consumida na área de pastagem, para o aquecimento do ar, foi superior a verificada na floresta nativa. No que se refere à redução observada de  $R_n$  (6,56%), o valor é bastante próximo ao obtido por Lean et al. (1996), que observaram uma diminuição de 9% no  $R_n$  em um cenário de conversão da floresta tropical por pastagem.

A mudança de floresta para pastagem acarretou um aumento de  $\approx 20\%$  no albedo, passando de 0,136 (FOA) para 0,163 (P), o que está de acordo com os estudos de Manzi e Platon (1996), Lean e Rowntree (1997), e Costa e Foley (2000), que encontraram valores de albedo relacionados a conversão de floresta por pastagem, de 0,12/0,163, 0,13/0,18, e 0,135/0,173, respectivamente. No fluxo de calor no solo houve um aumento de  $52,98 \text{ W.m}^{-2}$ , enquanto no fluxo de calor latente observou-se uma redução de  $212,82 \text{ W.m}^{-2}$ , que representa uma VR de  $-47,40\%$ . A título de comparação, Von Randow et al. (2004) obtiveram, em escala diária, um valor de  $\lambda E$  em área de pastagem 41,2% inferior ao observado em área de floresta, e Lean e Rowntree (1993) encontraram um valor de  $\lambda E$  24% menor na pastagem em comparação com a floresta. Os valores da fração evaporativa e da razão de Bowen na FOA foram de 83,23% e 11,88%, enquanto na

pastagem corresponderam a 46,85% e 75,29%. Destaca-se que na conversão de floresta em pastagem é esperado um aumento da razão de Bowen, pois quanto menos vegetada é a superfície maior será a contribuição do fluxo de calor sensível no balanço de radiação e menor será a evapotranspiração, ocasionando, portanto, em um aumento da razão de Bowen (CORREIA, 2005).

A  $E_{tr_{24h}}$  observada na FOA foi de  $3,73 \text{ mm.dia}^{-1}$ , enquanto na pastagem foi de  $2,43 \text{ mm.dia}^{-1}$ , o que demonstra que a conversão de floresta para pastagem acarretou em uma diminuição da evapotranspiração de  $1,30 \text{ mm.dia}^{-1}$  ( $\approx 35\%$ ). Esse resultado é bastante semelhante ao obtido por Oliveira (2008), que analisando um cenário de desflorestamento em que a floresta foi substituída por pastagem observou uma diminuição da evapotranspiração de  $1,0 \text{ mm.dia}^{-1}$  ( $\approx 26\%$ ).

Áreas desflorestadas e abandonadas são susceptíveis a desenvolver vegetação secundária, a qual representa o tipo de vegetação dominante em áreas abandonadas da Amazônia (UHL et al., 1988; MORAN et al., 1994). Nos Casos II e III são analisados dois tipos de mudança envolvendo essas áreas.

No Caso II, que corresponde à mudança de floresta ombrófila aberta para vegetação secundária, verifica-se, de modo geral, que as variações nos fluxos de energia foram inferiores as observadas no Caso I, o que demonstra que as estimativas do SEBAL, a partir de dados ASTER, responderam bem à diferenciação dos fluxos de energia sob distintos tipos de uso/cobertura da terra. A maior variação relativa se deu no fluxo de calor no solo, que aumentou 118,98%, e a menor ocorreu no balanço de radiação, que diminuiu 6,19%.

O albedo na FOA era de 0,119 e passou para 0,152 na VS, o que demonstra que o albedo na VS foi 27,73% superior ao observado na FOA. Giambelluca et al. (2000) coloca que a VS com menos de um ano de idade apresenta valores entre 0,157 e 0,173, e este tende a decrescer com o passar do tempo. Como nesse estudo não é possível saber a idade exata da VS em análise, subentende-se que deva ter menos de um ano, devido ao intervalo dos dados (16/06/2004 e 05/07/2005), dessa forma, o valor de albedo obtido está de acordo com os descritos por Giambelluca et al. (2000). O fluxo de calor sensível

aumentou  $48,22 \text{ W.m}^{-2}$  (102,86%) e o fluxo de calor latente diminuiu  $117,21 \text{ W.m}^{-2}$  (24,61%). Os valores da razão de Bowen para FOA e VS foram, respectivamente, de 9,84% e 26,49%, o que demonstra, como esperado, uma maior proximidade entre essas razões, do que entre as observadas no Caso I, que corresponderam a 11,88% (FOA) e 75,29% (P).

A  $E_{tr_{24h}}$  teve uma redução de 12,50% (VA de  $-0,49 \text{ mm.dia}^{-1}$ ), o que demonstra que a mudança de floresta nativa para vegetação secundária resulta em um decréscimo na evapotranspiração, porém em termos absolutos e relativos é consideravelmente menor do que a observada na conversão de floresta para pastagem. Cabe salientar, também, que a evapotranspiração é inicialmente baixa na vegetação secundária, mas se incrementa com o tempo e pode atingir valores similares ou maiores aos observados na floresta nativa (HÖLSCHER et al., 1997; GIAMBELLUCA, 2002).

A conversão da vegetação secundária em pastagem (Caso III) apresentou o mesmo padrão observado no Caso I, em que a maior VR se referiu ao fluxo de calor sensível, e a menor ao balanço de radiação (Tabela 6.10). Também foram observadas algumas semelhanças entre os valores absolutos e relativos obtidos nos dois casos, o que pode estar relacionado ao fato de a vegetação secundária apresentar uma alta variabilidade temporal; e quando em um estágio mais avançado, pode assemelhar-se bastante com a floresta nativa (RODRIGUEZ, 2011).

O fluxo de calor sensível na pastagem foi 376,95% superior ao verificado na VS, e o balanço de radiação na pastagem apresentou um valor 7,38% inferior ao da VS. O valor de albedo verificado na VS (0,138) foi 22,46% inferior ao valor observado na pastagem (0,169). No que diz respeito às demais componentes do balanço de energia, o fluxo de calor no solo aumentou em  $66,99 \text{ W.m}^{-2}$  ( $\approx 153\%$ ) e o fluxo de calor latente diminuiu em  $279,45 \text{ W.m}^{-2}$  ( $\approx 59\%$ ). Os valores das frações evaporativas foram de 84,14% (VS) e 37,12% (P), evidenciando que a quantidade de  $R_n$  consumida na área de vegetação secundária para os processos de evapotranspiração foi superior a da pastagem.

A  $E_{tr_{24h}}$  observada na VS foi de  $3,90 \text{ mm.dia}^{-1}$  e na pastagem de  $1,98 \text{ mm.dia}^{-1}$ , o que demonstra que a evapotranspiração na pastagem diminuiu em  $1,92 \text{ mm.dia}^{-1}$ , representando um decréscimo de 49,23%.

Uma prática comum na mudança da cobertura vegetal da Amazônia é a queimada. Nessa região, a maior parte das queimadas ocorre durante a estação seca ou no início da estação úmida, sendo originadas por causas naturais ou por ações antrópicas. São diversos os efeitos causados pelas queimadas sob diferentes escalas de análise. Como exemplo, podem-se citar seus efeitos sobre o balanço radiativo; sobre a química da atmosfera; sobre a emissão de gases do efeito estufa; e sobre a redução da evapotranspiração e precipitação (KAUFMAN et al., 1998; TARASOVA et al., 2000; MORAES et al., 2003; BEVAN et al., 2009).

O Caso IV corresponde a uma situação muito comum na região amazônica, que é a queima da pastagem, cuja finalidade é eliminar restos de massa seca com grande quantidade de talos que não foram consumidos pelo gado e, ao mesmo tempo, proporcionar uma nova rebrota, com forragem de melhor qualidade. Ao visualizar a Tabela 6.10, verifica-se que a conversão de pastagem para queimada apresentou um padrão esperado com relação à alteração dos fluxos de energia na superfície. Essa conversão ocasionou diminuição do albedo; aumento do balanço de radiação; aumento dos fluxos de calor no solo e sensível; diminuição do fluxo de calor latente e, conseqüentemente, da evapotranspiração real diária.

A menor variação relativa ocorreu no balanço de radiação (3,87%), e a maior na evapotranspiração real diária (-162,44%). A  $E_{tr_{24h}}$  observada na pastagem foi de  $1,97 \text{ mm.dia}^{-1}$  e na área queimada apresentou valor negativo de  $-1,23 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Essa diminuição expressiva na  $E_{tr_{24h}}$  (-162,44%) acompanhou a redução do  $\lambda E$  (-151,51%), que variou de  $207,16 \text{ W.m}^{-2}$  na pastagem, para  $-106,70 \text{ W.m}^{-2}$  na área queimada. Giambelluca et al. (2000), em um estudo micrometeorológico no PA, observaram, entre um e dois dias após uma área ter sido queimada, valores de  $\lambda E$  de  $-80 \text{ W.m}^{-2}$ . Salienta-se que não é possível saber exatamente quantos dias antes da passagem do satélite a área em análise foi queimada, no entanto, a título de comparação geral, o valor de  $\lambda E$  aqui

obtido assemelha-se ao encontrado por Giambelluca et al. (2000). O fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível estimados para a área queimada foram, respectivamente,  $\approx 38\%$  e  $\approx 129\%$  mais elevados que na pastagem.

A queima da pastagem implicou em uma redução no albedo de  $\approx 37\%$ , sendo o albedo médio estimado para a área queimada de 0,098. O valor obtido para a queimada é condizente com alguns estudos micrometeorológicos. Giambelluca et al. (2000) encontraram, para uma área recentemente atingida pelo fogo, um albedo de 0,097. Fisch et al. (1994) realizaram um estudo micrometeorológico para entender o comportamento particular do albedo em um sítio de pastagem na região de Marabá (PA), no qual a grama foi completamente queimada. Os resultados demonstraram que para um período de trinta e cinco dias antes da queimada, o albedo médio foi igual a 0,19, e após a queimada, o albedo foi reduzido por um fator de dois (0,08).

#### **6.4. Fechamento do balanço de energia**

As medidas dos fluxos de calor sensível ( $H$ ) e calor latente ( $\lambda E$ ) foram obtidas por meio do método das correlações turbulentas, a partir das torres micrometeorológicas do projeto LBA instaladas nos sítios experimentais da Fazenda Nossa Senhora Aparecida (FNSA) e Reserva Biológica do Jaru (RBJ). Ao utilizar o método das correlações turbulentas, uma maneira de avaliar a qualidade dos dados obtidos é determinar o erro de fechamento da equação do balanço de energia.

Desse modo, averiguou-se o fechamento do balanço energético comparando as medidas de fluxo de calor sensível e calor latente, obtidas pelo método das correlações turbulentas, com a energia disponível na superfície ( $Rn-G$ ). Duas razões são comumente utilizadas para a avaliação do balanço energético (BLANKEN et al., 1998; FOLHES, 2007; OLIVEIRA, 2010): a primeira é definida entre a soma dos fluxos turbulentos de calor latente e sensível com a energia disponível  $(H+\lambda E)/(Rn-G)$ , e a segunda corresponde ao gasto energético, definido como a soma dos fluxos turbulentos com o termo de armazenamento de calor no solo, sobre o balanço radiativo  $((H+\lambda E+G)/Rn)$ .

Para a avaliação do fechamento da equação do balanço de energia foram utilizados dados coletados a cada trinta minutos referentes aos dias de implementação do modelo SEBAL nas regiões da FNSA (29/07/2002 e 01/08/2003) e RBJ (16/06/2004 e 05/07/2005). Nesta avaliação foram usados apenas os dados obtidos no período diurno e com  $Rn > 60 \text{ W.m}^{-2}$ , pois de acordo com alguns autores (LAMAUD et al., 2001; FOLHES, 2007), os dados de  $H$  e  $\lambda E$  coletados próximos ao nascer e ao pôr do sol registram dispersões muito significativas.

#### 6.4.1. Sítio da Fazenda Nossa Senhora Aparecida

A Figura 6.34 apresenta a contribuição relativa de cada componente para a equação do balanço de energia no sítio experimental da FNSA nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003, calculado com base nas medições diurnas dos fluxos.

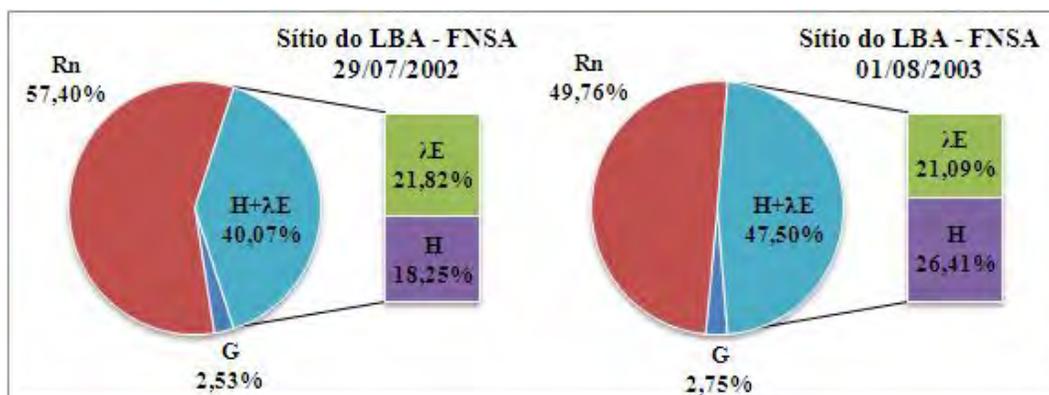


Figura 6.34 - Partição dos componentes da equação do balanço de energia no sítio experimental da FNSA nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003.

No dia 29/07/2002, verifica-se que a energia disponível ( $Rn-G$ ) excedeu a soma dos fluxos ( $H+\lambda E$ ) medidos pelo método das correlações turbulentas. O  $Rn$  variou entre 121,29 e 607,08  $\text{W.m}^{-2}$ , e a partição nos demais componentes do balanço energético foi de 2,53% para  $G$ ; 18,25% para  $H$ ; e 21,82% para  $\lambda E$ . Em 01/08/2003, percebe-se que a soma dos fluxos de calor latente e calor sensível medidos pelo método das correlações turbulentas foi aproximadamente igual a diferença entre o balanço de radiação e o fluxo de calor no solo. Os valores de  $Rn$  variaram entre 73,34 e 505,93  $\text{W.m}^{-2}$ , e a partição dos fluxos foi a seguinte: 2,75% para  $G$ ; 26,41% para  $H$ ; e 21,09% para  $\lambda E$ . Um aspecto a

ser destacado é que em 29/07/2002, em termos relativos, o  $\lambda E$  foi superior ao  $H$ , ao contrário do verificado em 01/08/2003. Esse fato demonstra que em 29/07/2002, dada à ocorrência de chuvas mais próximas desse dia (conforme comentado no item **6.1.2**), existia uma maior disponibilidade hídrica no sistema, o que fez com que uma maior quantidade de energia disponível na superfície fosse utilizada para os processos evapotranspirativos.

A Tabela 6.11 mostra que para o dia 29/07/2002 as razões  $(H+\lambda E)/(Rn-G)$  e  $((H+\lambda E+G)/Rn)$  apresentaram valores idênticos, as quais corresponderam a 0,71 (o que significa um erro de aproximadamente 29% no fechamento do balanço de energia), enquanto no dia 01/08/2003 os valores das razões diferenciaram-se de 2 e 1%. A título de comparação, Folhes (2007) encontrou valores médios diários da razão  $(H+\lambda E)/(Rn-G)$  oscilando entre 0,85 e 1,02, e Twine et al. (2000) observaram valores de  $((H+\lambda E+G)/Rn)$  variando entre 0,71 e 0,91.

Tabela 6.11 - Valores diários das razões de fechamento do balanço de energia para a torre micrometeorológica do sítio experimental da FNSA.

<b>Sítio do LBA - FNSA</b>		
<b>Data</b>	<b>Razão</b>	
	<b><math>(H+\lambda E)/(Rn-G)</math></b>	<b><math>((H+\lambda E+G)/Rn)</math></b>
<b>29/07/2002</b>	0,71	0,71
<b>01/08/2003</b>	1,02	1,01

#### **6.4.2. Sítio da Reserva Biológica do Jarú**

Na Figura 6.35 é ilustrada a contribuição relativa de cada componente da equação do balanço de energia no sítio experimental da RBJ nos dias 16/06/2004 e 05/07/2005. Em 16/06/2004 a energia disponível  $(Rn-G)$  excedeu a soma dos fluxos  $(H+\lambda E)$  medidos pelo método das correlações turbulentas em 16,59%; no entanto para o dia 05/07/2005 essa discrepância foi menor, e correspondeu a 4,76%. Nesse dia os valores de  $Rn$  variaram entre 133,90 e 633,60  $W.m^{-2}$ , e a partição nos outros componentes da equação do balanço energético foi de 0,02% para  $G$ ; 9,65% para  $H$ ; e 32,02% para  $\lambda E$ . Para o dia 05/07/2005 foram encontrados valores de  $Rn$  variando entre 147,57 e 626,87  $W.m^{-2}$ , e o particionamento dos fluxos ocorreu da seguinte forma: 0,06% para  $G$ ; 15,81% para  $H$ ; e

31,75% para  $\lambda E$ . É importante ressaltar que no dia 16/06/2004 há uma menor contribuição relativa do fluxo de calor sensível (H) que em 05/07/2005, reflexo das chuvas ocorridas mais próximas ao dia 16/06/2004, como discutido no item 6.2.2.

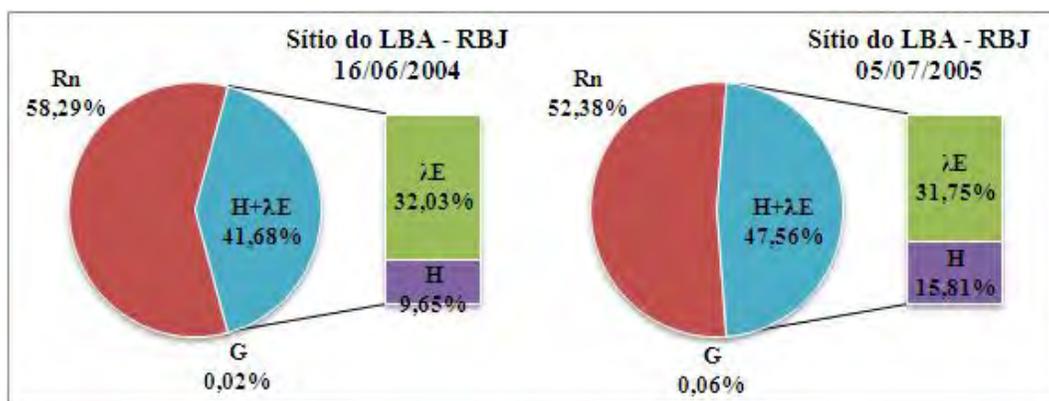


Figura 6.35 - Partição dos componentes da equação do balanço de energia no sítio experimental da RBJ nos dias 16/06/2004 e 05/07/2005.

Observa-se na Tabela 6.12 que em ambas as datas as duas razões calculadas foram iguais entre si, ou seja, apresentaram valores de 0,75 para 16/06/2004 e 0,94 para 05/07/2005, indicando a existência de erro de fechamento do balanço energético de 25% e de 6%, respectivamente.

Tabela 6.12 - Valores diários das razões de fechamento do balanço de energia para a torre micrometeorológica do sítio experimental da RBJ.

Sítio do LBA - RBJ		
Data	Razão	
	$(H+\lambda E)/(Rn - G)$	$((H+\lambda E+G)/Rn)$
16/06/2004	0,75	0,75
05/07/2005	0,94	0,94

De modo geral, considerando os sítios experimentais da FNSA e da RBJ, os valores obtidos para as razões que avaliam o erro de fechamento do balanço de energia estão de acordo com outros estudos realizados em sítios do projeto LBA, os quais apontam para erros no fechamento do balanço energético de até 30% (MALHI et al., 2002; VON RANDOW et al., 2004; PRIANTE FILHO et al., 2004). De acordo com Malhi et al. (2002) e Wilson et al. (2002), os fatores que causam os erros no fechamento do balanço de energia nos sítios do LBA não estão completamente entendidos, mas podem estar

relacionados a tendências sistemáticas nos instrumentos de medida, fontes de energia não consideradas no processo (armazenamento do ar na biomassa ou em corpos aquáticos), além de possível advecção horizontal ou vertical de calor e vapor de água, bem como perdas na alta e baixa frequência dos fluxos turbulentos.

### 6.5. Validação das estimativas do modelo SEBAL

Os valores de albedo,  $Rn$ ,  $G$ ,  $H$ ,  $\lambda E$  e  $E_{tr_{24h}}$  estimados pelo modelo SEBAL, a partir de dados de alta resolução espacial (ASTER/TERRA), nas regiões da FNSA e RBJ, foram comparados com as medidas coletadas pelas torres micrometeorológicas situadas em áreas de pastagem e floresta nos sítios experimentais do LBA, nos dias 29/07/2002, 01/08/2003, 16/06/2004 e 05/07/2005. As medidas *in situ* utilizadas para comparação correspondem ao intervalo entre 10h30 e 11h00 (devido ao instante de passagem do sensor ASTER/TERRA, aproximadamente 10h30 no horário local), com exceção da  $E_{tr_{24h}}$ , que teve seu valor calculado para o período de 24 horas. Conforme sugestão de Nicácio (2008), a comparação dos valores medido e modelado do fluxo de calor latente e da evapotranspiração real diária foi feita considerando-se o fechamento forçado do balanço de energia através dos dados das estações micrometeorológicas.

De forma a avaliar a concordância entre os valores observados e modelados foram calculados: o erro absoluto (EA), erro relativo (ER), erro médio absoluto (EMA), erro médio relativo (EMR) e a raiz do erro médio quadrático (REMQ). Os cálculos de EMA, EMR e REMQ se deram de acordo com as Equações 6.1, 6.2 e 6.3.

$$EMA = \frac{\sum |F_{mod} - F_{obs}|}{n} \quad (6.1)$$

$$EMR = \frac{100}{n} \sum \left( \frac{|F_{mod} - F_{obs}|}{F_{obs}} \right) \quad (6.2)$$

$$REMQ = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (F_{mod} - F_{obs})^2} \quad (6.3)$$

em que  $F_{\text{mod}}$  representa a medida do fluxo estimada pelo modelo SEBAL,  $F_{\text{obs}}$  representa a medida observada na torre micrometeorológica e  $n$  é o número de valores previstos.

Para se fazer os cálculos de concordância, os valores modelados via SEBAL a partir de dados ASTER/TERRA foram aceitos como sendo a média de uma matriz de 3 x 3, de modo que a torre micrometeorológica estivesse situada no *pixel* central dessa matriz. Esse procedimento foi adotado devido aos erros envolvidos tanto no processo de georreferenciamento dos dados orbitais, quanto por conta dos erros provenientes na aquisição das coordenadas geográficas das estações micrometeorológicas.

### **6.5.1. Região da Fazenda Nossa Senhora Aparecida**

Conforme visto no item 6.1, a implementação do modelo SEBAL na região da Fazenda Nossa Senhora Aparecida, a partir de dados ASTER/TERRA, se deu nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003. A Tabela 6.13 mostra os valores modelados (M) e observados (O), considerando as medidas de albedo, balanço de radiação ( $R_n$ ), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ) e evapotranspiração real diária ( $E_{\text{tr}_{24\text{h}}}$ ) para cada dia, bem como as concordâncias entre esses valores.

De modo geral, ao se analisar a Tabela 6.13 denota-se que houve uma boa à razoável concordância entre os dados modelados pelo SEBAL e os observados na torre micrometeorológica situada em área de pastagem na região da FNSA. Os maiores erros médios relativos (EMRs) foram verificados nas estimativas de G e  $E_{\text{tr}_{24\text{h}}}$ , e os menores nas estimativas de H e albedo.

O albedo modelado em 29/07/2002 (0,188) apresentou uma excelente concordância com o observado (0,186), o que significou um EA de 0,002 e ER de apenas 1,08%. Em 01/08/2003 houve uma maior discrepância entre os valores de albedo modelado e observado, que corresponderam a 0,192 e 0,219, respectivamente, representando um EA de 0,027 e ER de 12,33%. Gomes (2009) encontrou para estimativas de albedo em área de cerrado, erros relativos (ERs) variando entre 0,83% e 19,62%, e um EMR de 9,10%, o que demonstra a coerência dos resultados aqui obtidos.

Tabela 6.13 - Medidas de concordância (erro absoluto (EA) ( $\text{W.m}^{-2}$ ) e erro relativo (ER) (%)) entre os valores modelados (M) e observados (O) no sítio de pastagem da FNSA.

Região da Fazenda Nossa Senhora Aparecida - 29/07/2002												
	Albedo		$R_n$ ( $\text{W.m}^{-2}$ )		$G$ ( $\text{W.m}^{-2}$ )		$H$ ( $\text{W.m}^{-2}$ )		$\lambda E$ ( $\text{W.m}^{-2}$ )		$E_{tr24h}$ ( $\text{mm.dia}^{-1}$ )	
	M	O	M	O	M	O	M	O	M	O	M	O
		0,188	0,186	512,20	531,42	93,67	33,37	199,52	191,60	219,32	306,45	2,04
<b>EA</b>	0,002		19,22		60,30		7,92		87,13		0,86	
<b>ER</b>	1,08		3,62		180,70		4,13		28,43		29,66	
Região da Fazenda Nossa Senhora Aparecida - 01/08/2003												
	Albedo		$R_n$ ( $\text{W.m}^{-2}$ )		$G$ ( $\text{W.m}^{-2}$ )		$H$ ( $\text{W.m}^{-2}$ )		$\lambda E$ ( $\text{W.m}^{-2}$ )		$E_{tr24h}$ ( $\text{mm.dia}^{-1}$ )	
	M	O	M	O	M	O	M	O	M	O	M	O
		0,192	0,219	503,67	450,47	103,08	33,63	204,05	217,10	195,42	199,74	1,96
<b>EA</b>	0,027		53,20		69,45		13,05		4,32		0,61	
<b>ER</b>	12,33		11,81		206,51		6,01		2,16		45,19	
	Albedo	$R_n$		$G$		$H$		$\lambda E$		$E_{tr24h}$		
<b>EMA</b>	0,015	36,21		64,88		10,49		45,73		0,74		
<b>EMR</b>	6,70	7,71		193,61		5,07		15,30		37,42		
<b>REMQ</b>	0,019	40,00		65,04		10,79		61,69		0,75		

O balanço de radiação estimado pelo modelo SEBAL no dia 29/07/2002 apresentou um ER de 3,62% e os valores de  $R_n$  modelado e observado foram de 512,20 e 531,42  $\text{W.m}^{-2}$ , respectivamente. Para 01/08/2003 verificou-se um ER de 11,81%, ou seja, 8,19% mais elevado que o observado em 29/07/2002. Esse ER verificado em 01/08/2003 se deveu ao fato do balanço de radiação estimado pelo SEBAL (503,67  $\text{W.m}^{-2}$ ) ter sido 53,20  $\text{W.m}^{-2}$  superior ao medido pela torre micrometeorológica (450,47  $\text{W.m}^{-2}$ ). O EMA das estimativas do balanço de radiação correspondeu a 36,21  $\text{W.m}^{-2}$ , o EMR a 7,71%, e a REMQ a 40,00  $\text{W.m}^{-2}$ , resultados que são similares aos obtidos por outros estudos. Nicácio (2008) encontrou para estimativas de  $R_n$  no nordeste do Brasil, um EMA de 29,14  $\text{W.m}^{-2}$ , e EMR e REMQ de 4,73% e 29,22  $\text{W.m}^{-2}$ , respectivamente. French et al. (2005), utilizando imagens ASTER na região central dos EUA, observaram um EMA de aproximadamente 31  $\text{W.m}^{-2}$  nos valores de balanço de radiação medidos

em campo e os estimados através do SEBAL, com EMR de aproximadamente 5%. Ainda, Daughtry et al. (1990) e Giongo (2011) encontraram EMRs de 7% e 9,16%, respectivamente.

As estimativas de fluxo de calor no solo foram bastante imprecisas, apresentando ER de 180,70% em 29/07/2002, e de 206,51% em 01/08/2003, o que representou um EMR de 193,61%. Esse EMR está relacionado ao fato de o modelo SEBAL ter superestimado, na média, em  $64,88 \text{ W.m}^{-2}$  o fluxo de calor no solo medido *in situ*. Folhes (2007) encontrou um EMR bastante alto (227,10%) para as estimativas de G obtidas através do SEBAL/METRIC em uma região semi-árida do Ceará. Feitosa (2005), utilizando dados TM/Landsat 5 e NOAA/AVHRR, encontrou um ER de 25% entre o valor de G estimado pelo SEBAL e dados medidos em superfície e Olioso et al. (2002) encontraram um EMA de aproximadamente  $40 \text{ W.m}^{-2}$ .

Salienta-se que das componentes do balanço de energia, o fluxo de calor no solo é a que apresenta maior dificuldade do ponto de vista de precisão, quando estimado por técnicas de sensoriamento remoto. Sendo assim, deve-se tentar, na medida do possível, ajustar localmente a equação para a obtenção dessa variável de forma a se obter melhores resultados, porém, por motivos técnicos não foi possível realizar esse ajuste no presente estudo. Bastiaanssen et al. (1998b), em um dos estudos precursores de validação do SEBAL, observaram que o fluxo de calor no solo apresentou os piores resultados entre os componentes do balanço de energia, quando comparados com medidas de superfície. No entanto, de acordo com o mesmo autor, esse fato não é considerado um problema sério, pois as medidas de G só são representativas para áreas muito pequenas, nas quais sejam minimizadas as influências da variação do tipo de solo e da cobertura vegetal, o que é incompatível, por exemplo, com o tamanho do *pixel* do sensor ASTER, mesmo sendo de 15 m x 15 m. É oportuno ressaltar, também, que de acordo com alguns autores (FOLHES, 2007; SANTOS, 2009), é comum ocorrerem erros na própria medida *in situ* do fluxo de calor no solo (número de placas de fluxo de calor insuficiente e espacialmente não representativo, má conservação dos instrumentos, entre outros), o que pode resultar em uma ainda maior discrepância entre os dados modelados e observados.

As estimativas de fluxo de calor sensível apresentaram ERs de 4,13% (29/07/2002) e de 6,01% (01/08/2003), o que demonstra que o modelo SEBAL gerou valores de H confiáveis para a área de pastagem. No dia 29/07/2002 os valores de H modelado e observado foram de 199,52 e 191,60  $\text{W.m}^{-2}$ , respectivamente, o que representou um EA de 7,92  $\text{W.m}^{-2}$ , enquanto que no dia 01/08/2003 o valor modelado foi de 204,05  $\text{W.m}^{-2}$  e o observado de 217,10  $\text{W.m}^{-2}$ , demonstrando um EA de 13,05  $\text{W.m}^{-2}$ . Assim, o fluxo de calor sensível estimado pelo SEBAL apresentou: EMA de 10,49  $\text{W.m}^{-2}$ ; EMR de 5,07%; e REMQ de 10,79  $\text{W.m}^{-2}$ . Ma et al. (2002), ao estimar o fluxo de calor sensível em áreas no noroeste da China, encontraram um EMR de aproximadamente 5%, na mesma ordem do valor encontrado. No trabalho desenvolvido por Li et al. (2008), a REMQ foi igual a 33  $\text{W.m}^{-2}$ , enquanto a observada nesta pesquisa foi de aproximadamente 10,79  $\text{W.m}^{-2}$ . De acordo com Timmermans et al. (2007), o fluxo de calor sensível estimado a partir do SEBAL apresentou os seguintes erros: EMA=39  $\text{W.m}^{-2}$ , EMR=26% e REMQ=49  $\text{W.m}^{-2}$ . Gomes (2009) obteve ERs variando entre 51,6% e 88,8%, e EMR de 71,4%, comparando o H medido pelo método das correlações turbulentas e o estimado pelo SEBAL em uma área de cana de açúcar, e Bezerra (2006) obteve EMR de H de  $\approx 35\%$  em área de algodão irrigado.

É possível verificar que as medidas de erro para H são similares ou melhores do que as encontradas na literatura, sugerindo uma boa concordância entre os valores medidos e modelados através do SEBAL na região da FNSA.

O fluxo de calor latente estimado pelo SEBAL em 29/07/2002 (219,32  $\text{W.m}^{-2}$ ) apresentou um ER de 28,43%, e o estimado no dia 01/08/2003 (195,42  $\text{W.m}^{-2}$ ) apresentou um ER de 2,16%. Os valores modelados foram inferiores aos observados a partir das medições micrometeorológicas, em ambas as datas, e as diferenças foram de 87,13  $\text{W.m}^{-2}$  para o dia 29/07/2002, e de 4,32  $\text{W.m}^{-2}$  para o dia 01/08/2003. Os valores de EMA e EMR das estimativas de  $\lambda E$  foram de 45,73  $\text{W.m}^{-2}$  e 15,30%, respectivamente, sendo superiores aos obtidos por Nicácio (2008) (no qual também se considerou o fechamento forçado do balanço de energia), que obteve EMA de 22  $\text{W.m}^{-2}$  e EMR de aproximadamente 9%. A REMQ das estimativas de  $\lambda E$  foi de 61,69  $\text{W.m}^{-2}$  e é superior a obtida por Li et al. (2008) que obtiveram um valor igual a 34  $\text{W.m}^{-2}$ . Em

outros estudos, Bezerra (2006), em um cultivo de mamona, e Gomes (2009), em área de cana-de-açúcar, obtiveram EMRs de 26% e 77%, respectivamente.

É oportuno salientar que, de acordo com alguns autores (JACOBS et al., 2002; LI et al., 2008) a exatidão do modelo SEBAL nas estimativas de  $\lambda E$  tende a ser mais baixa quando comparadas com as medidas obtidas pelo método das correlações turbulentas. Essa menor exatidão pode estar relacionada tanto pelo fato do modelo SEBAL se basear na conservação de energia (estimando o  $\lambda E$  como termo residual), quanto pela plausível subestimativa dos valores de  $\lambda E$  medidos pelo método das correlações turbulentas, o que pode ser confirmado por diferentes situações colocadas nos trabalhos de Kustas et al. (1999), Twine et al. (2000) e Von Randow et al. (2004). Por esses motivos optou-se por validar as estimativas de  $\lambda E$  e, conseqüentemente, de  $E_{tr_{24h}}$ , levando-se em consideração o fechamento forçado do balanço de energia a partir dos dados *in situ*.

A  $E_{tr_{24h}}$  modelada em 29/07/2002 foi de 2,04 mm.dia<sup>-1</sup> e a observada correspondeu a 2,90 mm.dia<sup>-1</sup>, o que significou um EA de 0,86 mm.dia<sup>-1</sup> e um ER de 29,66%. No dia 01/08/2003 verificou-se um EA de 0,61 mm.dia<sup>-1</sup> e um ER de 45,19%, com os valores de  $E_{tr_{24h}}$  modelado e observado iguais a 1,96 mm.dia<sup>-1</sup> e 1,35 mm.dia<sup>-1</sup>, respectivamente. Os ERs obtidos apresentam semelhança com os encontrados por Giongo (2011), que obteve, ao estimar a  $E_{tr_{24h}}$  em duas datas no ano de 2010, no interior de SP, ERs de 32,01% e 39,53%. O EMA da estimativa de  $E_{tr_{24h}}$  foi de 0,74 mm.dia<sup>-1</sup> e está de acordo com o estudo de Trezza (2002) em que foram encontrados valores de até 1,0 mm.dia<sup>-1</sup>. O EMR obtido ( $\approx 37\%$ ) é superior aos valores encontrados nos estudos de Allen et al. (2005) e Nicácio (2008), que foram de 14% e 12%, respectivamente. Atenta-se que a baixa exatidão das estimativas de  $E_{tr_{24h}}$  pode estar relacionada ao fato do cômputo dessa variável considerar a fração evaporativa ( $\Lambda$ ) constante ao longo do dia, o que pode acarretar erros principalmente em regiões onde processos de advecção são marcantes (TREZZA, 2002), como no caso da Amazônia.

### **6.5.2. Região da Reserva Biológica do Jaru**

As estimativas do modelo SEBAL com o uso do sensor ASTER/TERRA, na região da Reserva Biológica do Jaru, foram efetuadas para os dias 16/06/2004 e 05/07/2005 (item

**6.2).** Na Tabela 6.14 são apresentados os valores modelados (M) e observados (O), considerando as medidas de albedo, balanço de radiação ( $Rn$ ), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ) e evapotranspiração real diária ( $E_{tr_{24h}}$ ) para cada dia, assim como as concordâncias entre esses valores.

A Tabela 6.14 mostra a existência de uma concordância aceitável para a generalidade das situações, verificando-se, no entanto, algumas discrepâncias na comparação com as medições realizadas *in situ* na área de floresta, principalmente em relação ao fluxo de calor no solo. Ao considerar o EMR, observa-se que as estimativas menos precisas foram de G e H, enquanto as mais precisas disseram respeito ao  $Rn$  e  $\lambda E$ .

O albedo estimado pelo modelo SEBAL foi superior ao medido pela torre micrometeorológica situada em área de floresta na região da RBJ, nas duas datas avaliadas. Em 16/06/2004 o albedo modelado foi de 0,130 e o observado de 0,112, o que representou um ER de 16,07%. No dia 05/07/2005 houve uma diferença maior entre os valores de albedo modelado e medido, que foram de 0,133 e 0,111, ocasionando um ER de 19,82%. O EMA e o EMR das estimativas de albedo corresponderam a 0,020 e 17,95%, respectivamente, e estão de acordo com resultados obtidos em outros estudos (GOMES, 2009; LIBERATO, 2011).

As estimativas de balanço de radiação apresentaram baixos valores de EMA (15,43  $W.m^{-2}$ ), EMR (2,77%) e REMQ (15,78  $W.m^{-2}$ ), denotando que o SEBAL modelou satisfatoriamente essa variável na área de floresta tropical primária. Os valores de ER encontrados foram de 2,18% (16/06/2004) e 3,36% (05/07/2005), e os valores de EA corresponderam a 12,14  $W.m^{-2}$  (16/06/2004) e 18,72  $W.m^{-2}$  (05/07/2005).

Com relação ao fluxo de calor no solo, claramente pode ser visto que essa variável foi superestimada e não apresentou nenhuma correlação com o dado medido. Conforme dito anteriormente, a equação de G utilizada não foi ajustada localmente, e esse fato, aliado à dificuldade na obtenção de valores precisos de G estimados por sensoriamento remoto e aos problemas inerentes das medidas *in situ*, foram os responsáveis pelos erros na estimativa dessa variável, que cabe destacar, foram mais altos na área de floresta que na área de pastagem (item **6.5.1**). Outros estudos de modelagem também encontraram

problemas relacionados à estimativa de G em áreas de floresta. Delire e Foley (1999), avaliando o desempenho do modelo “*Integrated Biosphere Simulator - IBIS*” com dados micrometeorológicos coletados no sítio de floresta da RBJ, durante o Projeto ABRACOS, verificaram uma considerável superestimativa do fluxo de calor no solo, e Correia et al. (2005) em um estudo de calibração do modelo “*Simplified Simple Biosphere Model - SSiB*”, utilizando dados obtidos durante o período seco de 2001 sob o âmbito do Projeto LBA, não encontraram nenhuma correlação entre o G modelado e observado.

Tabela 6.14 - Medidas de concordância (erro absoluto (EA) ( $\text{W.m}^{-2}$ ) e erro relativo (ER) (%)) entre os valores modelados (M) e observados (O) no sítio de floresta da RBJ.

<b>Região da Reserva Biológica do Jaru - 16/06/2004</b>												
	Albedo		<i>Rn</i> ( $\text{W.m}^{-2}$ )		G ( $\text{W.m}^{-2}$ )		H ( $\text{W.m}^{-2}$ )		$\lambda E$ ( $\text{W.m}^{-2}$ )		<i>Etr</i> <sub>24h</sub> ( $\text{mm.dia}^{-1}$ )	
	M	O	M	O	M	O	M	O	M	O	M	O
		0,130	0,112	545,76	557,90	36,47	2,61	29,01	61,36	480,29	493,93	3,97
<b>EA</b>	0,018		12,14		33,86		32,35		13,64		0,38	
<b>ER</b>	16,07		2,18		1297,32		52,72		2,76		8,74	
<b>Região da Reserva Biológica do Jaru - 05/07/2005</b>												
	Albedo		<i>Rn</i> ( $\text{W.m}^{-2}$ )		G ( $\text{W.m}^{-2}$ )		H ( $\text{W.m}^{-2}$ )		$\lambda E$ ( $\text{W.m}^{-2}$ )		<i>Etr</i> <sub>24h</sub> ( $\text{mm.dia}^{-1}$ )	
	M	O	M	O	M	O	M	O	M	O	M	O
		0,133	0,111	537,88	556,60	38,60	3,89	23,47	95,14	475,82	457,57	4,27
<b>EA</b>	0,022		18,72		34,71		71,67		18,25		0,59	
<b>ER</b>	19,82		3,36		892,29		75,33		3,99		16,03	
	Albedo	<i>Rn</i>		G	H	$\lambda E$		<i>Etr</i> <sub>24h</sub>				
<b>EMA</b>	0,020	15,43		34,29	52,01	15,95		0,48				
<b>EMR</b>	17,95	2,77		1094,80	64,03	3,37		12,38				
<b>REMQ</b>	0,020	15,78		34,29	55,60	16,11		0,50				

As estimativas de fluxo de calor sensível pelo SEBAL apresentaram um EMR de 64,03% com relação aos valores médios à escala semi-horária (10h30-11h00) de H, obtidos pelo método das correlações turbulentas no sítio da RBJ. No dia 16/06/2004 o

valor modelado foi de  $29,01 \text{ W.m}^{-2}$  e o observado de  $61,36 \text{ W.m}^{-2}$ , o que ocasionou um ER de 52,72%; e em 05/07/2005 os valores de H modelado e observado foram de 23,47 e  $95,14 \text{ W.m}^{-2}$ , significando um ER de 75,33%. Apesar dos altos ERs e EMR, eles ainda se enquadram a resultados encontrados em outros estudos, como os de Gomes (2009) e Moreira (2009). Gomes (2009), conforme comentado anteriormente, encontrou ERs de até 88,8% em área de cana-de-açúcar, e Moreira (2009) encontrou ERs entre 19% e 100% nas comparações entre o H modelado e observado em área de cultivo de melancia no Ceará.

É importante destacar que a discrepância entre os valores de H (modelado e observado) verificados no presente estudo pode estar relacionada ao método de obtenção de H *in situ*, que se deu pelo método das correlações turbulentas. De acordo com alguns estudos (KUSTAS et al., 1999; MALHI et al., 2002) esse método apresenta problemas evidentes de não fechamento do balanço de energia, que, especialmente em áreas de floresta, proporcionam superestimativas de H.

A estimativa de fluxo de calor latente no dia 16/06/2004 apresentou um EA de  $13,64 \text{ W.m}^{-2}$  e ER de 2,76%, e no dia 05/07/2005 os valores de EA e ER foram de  $18,25 \text{ W.m}^{-2}$  e 3,99%, respectivamente. Percebe-se que houve uma boa concordância entre os valores modelados e medidos de  $\lambda E$  nas duas datas, o que representou um EMR de apenas 3,37%, o que é muito importante, pois em áreas de floresta o  $\lambda E$  é o principal consumidor da energia disponível na superfície, utilizando-a para os processos de evapotranspiração.

A evapotranspiração real diária apresentou razoáveis concordâncias com os dados medidos, apresentando ERs de 8,74% em 16/06/2004 e de 16,03% em 05/07/2005, o que representa um EMR de  $\approx 12\%$ . Em 16/06/2004, os valores modelado e observado de  $E_{tr_{24h}}$  foram de 3,97 e  $4,35 \text{ mm.dia}^{-1}$ , respectivamente. Esses valores demonstram que o SEBAL subestimou a medição *in situ* em  $0,38 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Bezerra (2006) verificou que o SEBAL subestimou entre  $0,1 \text{ mm.dia}^{-1}$  e  $0,5 \text{ mm.dia}^{-1}$  os valores medidos por estações micrometeorológicas em cultivos de algodão e mamona. No dia 05/07/2005 o valor modelado foi de  $4,27 \text{ mm.dia}^{-1}$ , enquanto que o valor observado foi de  $3,68 \text{ mm.dia}^{-1}$ , o

que demonstra uma superestimativa do valor modelado em relação ao medido de  $E_{tr_{24h}}$ , fato também observado nos estudos de Folhes (2007), Nicácio (2008) e Borges (2008).

#### **6.6. Estimativas dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração real diária na região da Fazenda Nossa Senhora Aparecida - MODIS/TERRA**

No presente item são apresentadas as principais estimativas do modelo SEBAL, através de dados MODIS/TERRA, para a região da FNSA no dia 01/08/2003. Os resultados foram avaliados através de análises gráficas e da visualização do mapa de uso e cobertura da terra. Com o intuito de avaliar mais precisamente as estimativas a partir de dados MODIS e compará-las com as obtidas pelo sensor ASTER<sup>3</sup> (referentes ao dia 01/08/2003, apresentadas no item 6.1), foram selecionadas áreas teste de seis *pixels*, a partir de recortes equivalentes nas imagens, representando os seguintes tipos de uso/cobertura da terra: floresta ombrófila aberta, vegetação secundária e pastagem (Figura 6.36). Para cada área teste foram adquiridos os valores dos *pixels* para as diversas estimativas e computadas estatísticas básicas. De modo a auxiliar nas comparações também foram elaborados mapas de desvios entre as imagens geradas por ambos os sensores. Salienta-se que para a comparação das estimativas, os resultados gerados a partir da imagem ASTER foram redimensionados para a mesma resolução espacial do sensor MODIS, ou seja, 250 m.

---

3 Campaoré et al. (2008) e Nicácio (2008) afirmam que as medidas de fluxo de superfície, sobretudo as obtidas por meio da correlação turbulenta, não devem ser diretamente comparadas às estimativas do modelo SEBAL, pois sua área de validade é aproximadamente duas vezes menor que o tamanho do *pixel* no canal termal do MODIS (1000 m). Assim, esses autores sugerem que a validação das estimativas do SEBAL com o uso do MODIS pode se dar através da comparação com as mesmas saídas obtidas com um sensor de alta resolução, nesse caso o ASTER/TERRA.

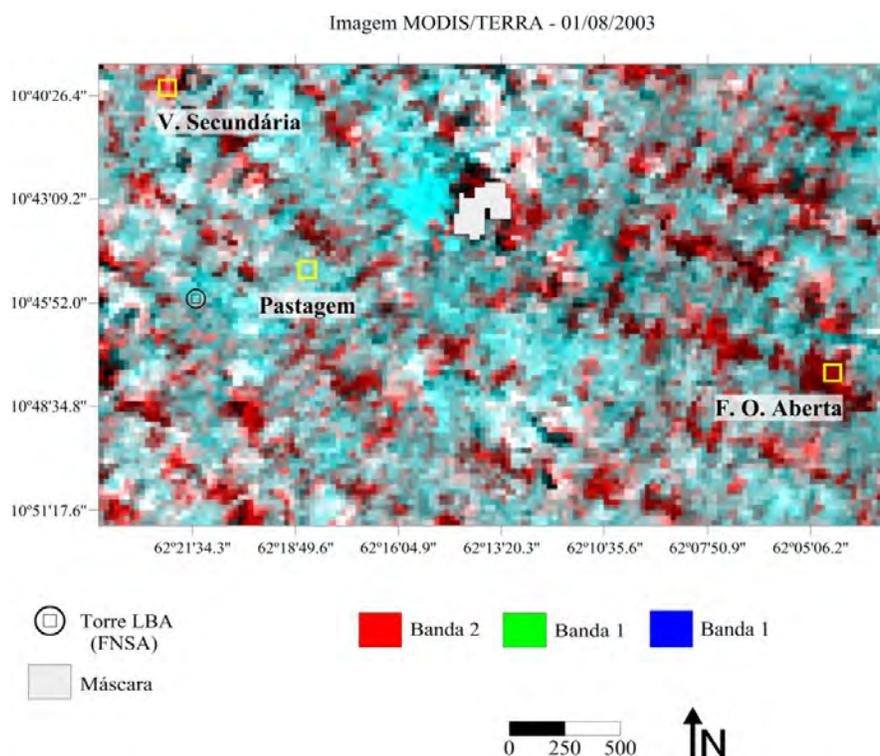


Figura 6.36 - Região da FNSA em imagem MODIS/TERRA (composição R2G1B1) de 01/08/2003, com a localização das áreas teste selecionadas para análise.

O mapeamento do uso e cobertura da terra da região da FNSA em 01/08/2003 foi obtido primeiramente através de dados ASTER (conforme item 6.1.1). De forma a auxiliar na análise das estimativas do SEBAL utilizando imagens MODIS, optou-se por gerar um novo mapa, utilizando o mesmo dado orbital de entrada no modelo. Assim, a análise das variáveis estimadas a partir dos dados MODIS se dará de acordo com as classes de uso e cobertura da terra mapeadas a partir desses dados.

A Figura 6.37 corresponde ao mapa de uso e cobertura da terra para a região da FNSA no dia 01/08/2003 obtido com dados MODIS, e a Figura 6.38 ilustra o percentual de ocupação de cada classe de uso e cobertura.

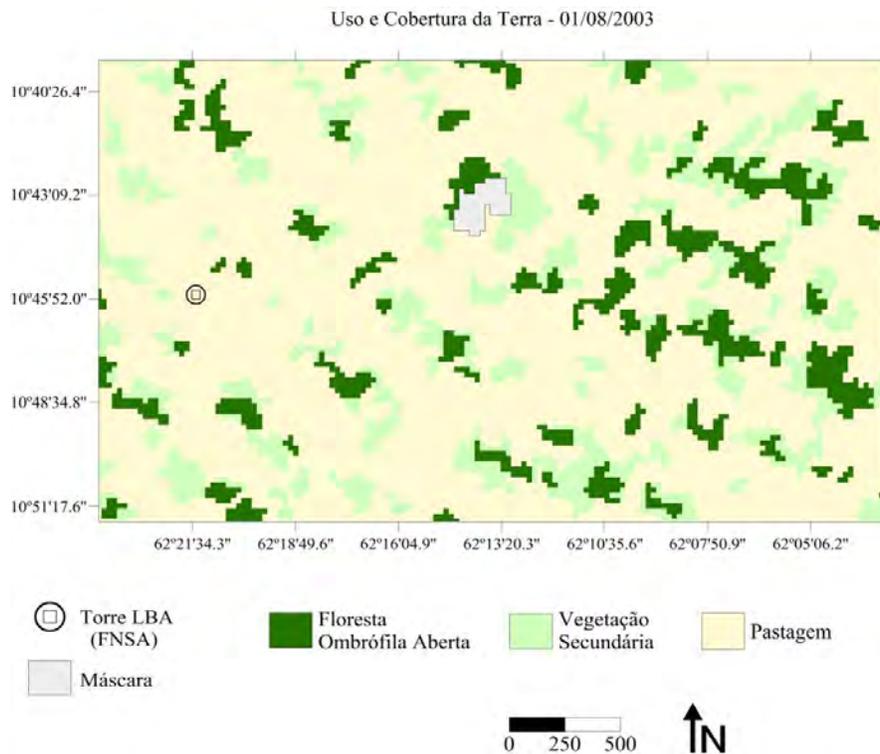


Figura 6.37 - Mapa de uso e cobertura da terra para a região da FNSA em 01/08/2003.

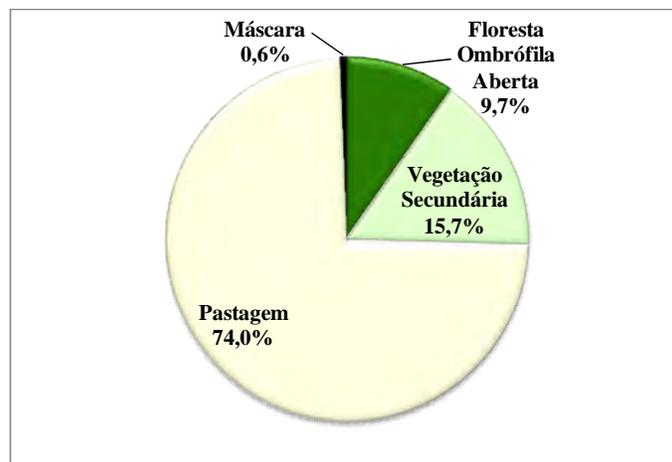


Figura 6.38 - Percentual de ocupação das classes de uso e cobertura da terra na região da FNSA em 01/08/2003.

O mapa de uso e cobertura da terra demonstra nitidamente a degradação dessa região no que diz respeito ao desflorestamento, o que é evidenciado pela pequena quantidade de vegetação nativa existente (áreas de floresta ombrófila aberta, representadas pela cor

verde escuro). De modo geral, como verificado anteriormente pelo mapa obtido através dos dados ASTER, a maior parte da região é ocupada por áreas de pastagem, que representam 74,0% da área total ou 62981,25 ha. A vegetação secundária ocupa 15,7% da área, o que corresponde a aproximadamente 13387,50 ha, e as áreas de vegetação nativa, representadas pela floresta ombrófila aberta, ocupam 9,7% da área, ou seja, 8262,50 ha.

Com relação à acurácia do mapeamento, a exatidão do usuário foi de 100,00% nas classes floresta ombrófila aberta e pastagem, e de 78,69% na classe vegetação secundária. O Desempenho Geral da classificação foi de 95,86%, e os valores de Confusão Média e Abstenção Média foram de 4,14% e 0,00%, respectivamente. Destaca-se que a classificação da imagem MODIS apresentou um valor de Desempenho Geral mais baixo que o obtido na classificação da imagem ASTER para a mesma data, que foi de 98,27%. Isso se deu principalmente pela maior dificuldade na obtenção de amostras de treinamento e teste na imagem MODIS, pois sua menor resolução espacial torna difícil a identificação de *pixels* puros.

A Figura 6.39 mostra a distribuição espacial do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) obtido com dados do sensor MODIS na região da FNSA em 01/08/2003. Os valores de NDVI obtidos a partir da imagem MODIS ( $NDVI_{MODIS}$ ) variaram entre 0,247 e 0,860, e o valor médio foi de 0,543. Ao compará-los com os valores de NDVI obtidos a partir da imagem ASTER ( $NDVI_{ASTER}$ ) para o mesmo dia (01/08/2003), verifica-se que os valores médios (0,543, MODIS e 0,528, ASTER) e máximos (0,860, MODIS e 0,869, ASTER) obtidos foram muito próximos, porém os valores mínimos (que estão relacionados aos corpos de água) foram discrepantes (0,247, MODIS e -0,073, ASTER).

Observa-se que a imagem obtida por dados MODIS (Figura 6.39) apresentou o mesmo padrão espacial da imagem gerada através de dados ASTER (Figura 6.3b), porém, com perda das nuances. A melhor resolução espacial do MODIS é 250 m, encontrada nas bandas 1 e 2 dos produtos de reflectância de superfície, e correspondem as faixas espectrais do vermelho e infravermelho próximo, respectivamente, utilizadas no cálculo

de NDVI. A área do *pixel* nessas imagens é de 62500 m<sup>2</sup>, enquanto que a área do *pixel* nas bandas no visível e infravermelho próximo do ASTER é de 225 m<sup>2</sup>. Essa menor área permitiu a obtenção de informações espectrais mais detalhadas, o que ocasionou uma melhor percepção das nuances no NDVI obtido pela imagem ASTER.

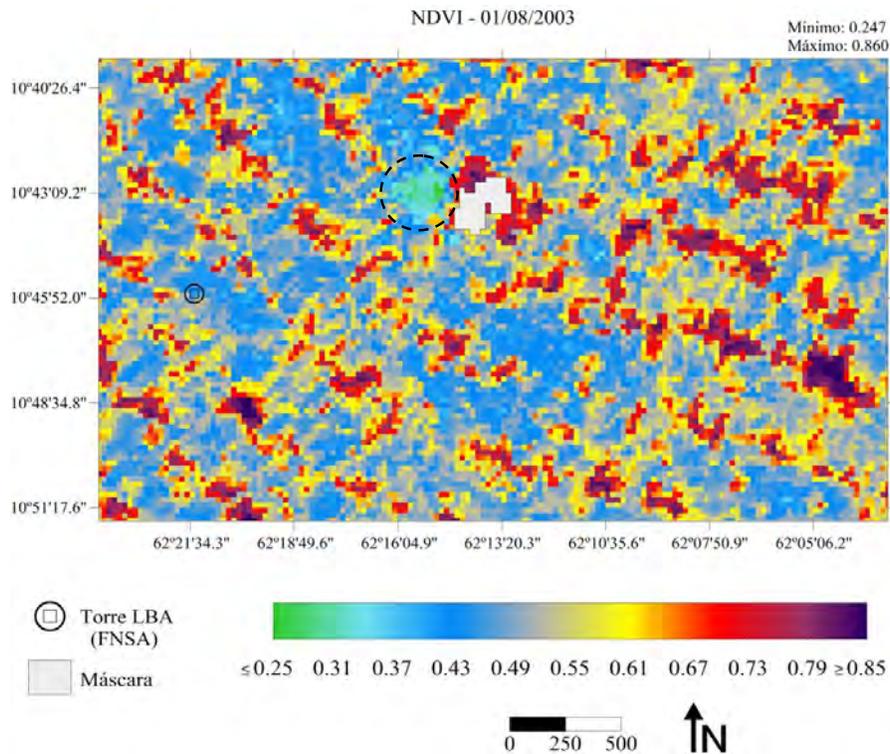


Figura 6.39 - Distribuição espacial do NDVI na região da FNSA em 01/08/2003.

De modo geral, ao analisar a imagem de NDVI<sub>MODIS</sub> observa-se que as áreas de floresta ombrófila aberta apresentam valores geralmente superiores a 0,79 e estão representadas por tons de roxo. As áreas de vegetação secundária apresentam valores superiores a 0,61, sendo representadas por cores que variam do amarelo ao roxo, e as áreas de pastagem apresentam valores inferiores a 0,61, sendo representadas por cores que variam do verde ao amarelo. Cabe salientar que também é possível discriminar algumas áreas de solo exposto, como a mancha urbana do município de Ouro Preto do Oeste (círculo tracejado na Figura 6.39). No mapeamento do uso e cobertura utilizando imagem MODIS, optou-se por não diferenciar esta classe devido à grande confusão espectral com áreas de pastagem, mas fica claro que a imagem de NDVI<sub>MODIS</sub>

possibilitou uma discriminação dessas áreas, servindo como um bom separador de áreas com vegetação rala e de áreas com solos desnudos.

Para avaliar a variação do NDVI obtido com os dois sensores foi elaborado um mapa de desvios ( $NDVI_{ASTER} - NDVI_{MODIS}$ ), ilustrado na Figura 6.40. Observa-se a existência de desvios negativos ( $NDVI_{ASTER} < NDVI_{MODIS}$ ) na maior parte da área avaliada. Esses desvios corresponderam a 63,46% da área total, enquanto que os desvios positivos ( $NDVI_{ASTER} > NDVI_{MODIS}$ ) corresponderam a 35,96%. Isso significa que os valores de NDVI estimados a partir dos dados MODIS foram, na maioria das vezes, superiores aos estimados a partir dos dados ASTER.

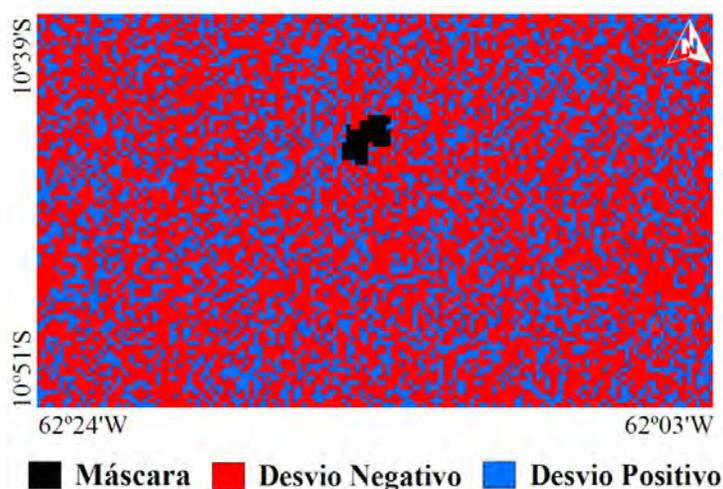


Figura 6.40 - Mapa de desvios do NDVI estimado pelos sensores ASTER e MODIS para a região da FNSA em 01/08/2003.

De modo a analisar os valores de  $NDVI_{MODIS}$  e compará-los com os verificados na imagem de  $NDVI_{ASTER}$  foram selecionadas três áreas teste representando: floresta ombrófila aberta, vegetação secundária e pastagem (Figura 6.36).

A área de floresta ombrófila aberta apresentou, na média,  $NDVI_{MODIS}$  de 0,841 e  $NDVI_{ASTER}$  de 0,769. Esse caso ilustra a tendência verificada no mapa de desvios, que é o fato de os valores de NDVI estimados a partir da imagem MODIS serem mais altos que os estimados pela imagem ASTER. Comportamento semelhante a esse foi observado por Nicácio (2008), porém utilizando dados TM/Landsat 5 e MODIS/AQUA.

A autora verificou que para áreas com vegetação nativa densa o comportamento do NDVI obtido pelos dois sensores foi similar, contudo, o NDVI estimado a partir do MODIS/AQUA apresentou valores mais elevados que o estimado a partir do TM/Landsat 5. Para a área de vegetação secundária observou-se na média  $NDVI_{MODIS}$  de 0,734 e  $NDVI_{ASTER}$  de 0,723. Verifica-se que os valores são próximos e que na média o  $NDVI_{MODIS}$  foi 1,52% maior que o  $NDVI_{ASTER}$ . Na área de pastagem o  $NDVI_{MODIS}$  médio foi de 0,455 e o  $NDVI_{ASTER}$  médio foi de 0,459, o que demonstra que os valores de NDVI estimados a partir dos dois sensores para a área de pastagem avaliada foram praticamente idênticos.

A Figura 6.41 mostra a distribuição espacial do albedo obtido com dados do sensor MODIS na região da FNSA em 01/08/2003.

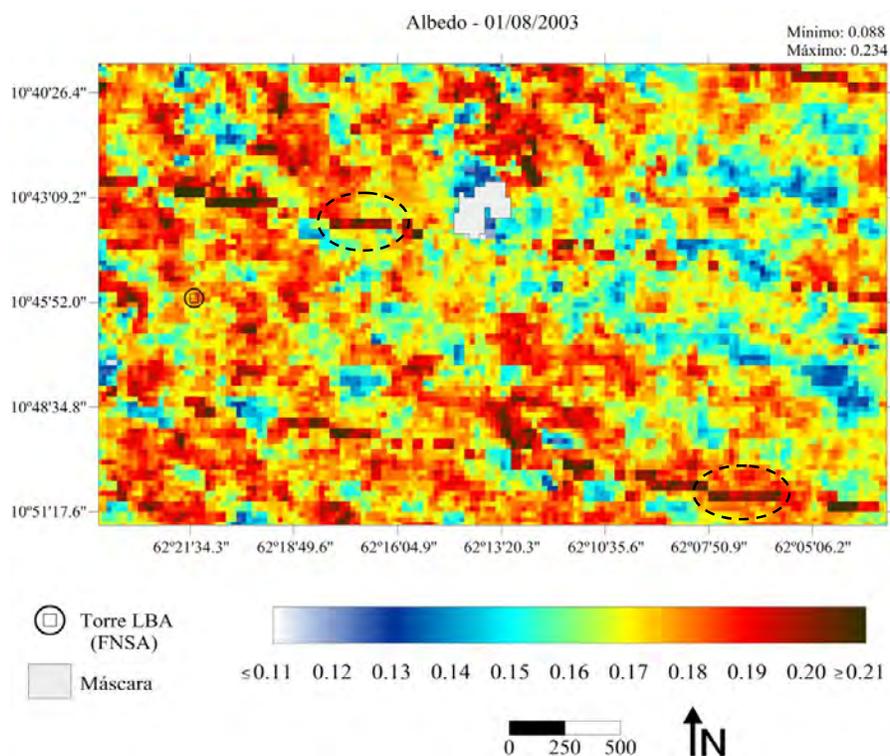


Figura 6.41 - Distribuição espacial do albedo na região da FNSA em 01/08/2003.

Os valores mínimos e máximos de albedo obtidos a partir da imagem MODIS ( $Albedo_{MODIS}$ ) foram 0,088 e 0,234, respectivamente. O valor mínimo de albedo obtido

a partir da imagem ASTER ( $\text{Albedo}_{\text{ASTER}}$ ) foi inferior, correspondendo a 0,045, enquanto que o valor máximo foi superior, correspondendo a 0,432. Verifica-se, assim, que o valor mínimo de  $\text{Albedo}_{\text{MODIS}}$  foi 95,56% superior ao valor mínimo de  $\text{Albedo}_{\text{ASTER}}$ , e que o valor máximo de  $\text{Albedo}_{\text{MODIS}}$  foi 84,62% inferior ao valor máximo de  $\text{Albedo}_{\text{ASTER}}$ . Essa maior amplitude de valores observada na imagem de  $\text{Albedo}_{\text{ASTER}}$  se deve a melhor resolução espacial desse sensor, que permite uma percepção mais detalhada dos alvos na superfície que o sensor MODIS. Os valores médios das imagens de albedo foram muito próximos e corresponderam a 0,173 e 0,174 para as imagens MODIS e ASTER, respectivamente.

Ao analisar as Figuras 6.4b e 6.41, verifica-se que as imagens de albedo estimadas a partir de dados dos sensores MODIS e ASTER apresentam grande semelhança na distribuição espacial dos valores. Com relação à imagem de  $\text{Albedo}_{\text{MODIS}}$ , verifica-se que os menores valores se referem às áreas de floresta ombrófila aberta (0,088 a  $\approx 0,15$ ), sendo representadas por tonalidades que variam do branco ao azul celeste. As áreas de vegetação secundária apresentam valores geralmente superiores a 0,15, sendo representadas por cores que variam do azul celeste ao amarelo ( $\approx 0,17$ ), e as áreas de pastagem apresentam valores quase sempre superiores a 0,17, variando no mapa das tonalidades amarelas à vermelhas.

Um aspecto importante que se pode verificar na imagem é a presença de um ruído do tipo *striping* (elipses tracejadas na Figura 6.41), que se deu na banda 5. Esse tipo de ruído é comum em imagens de sensoriamento remoto e ocorre devido à falhas de detectores. Por esse ruído não afetar a análise do trabalho e visando manter as características iniciais da imagem, optou-se por não utilizar nenhum filtro para correção.

De modo a analisar a variação do albedo obtido com os dois sensores foi elaborado um mapa de desvios ( $\text{Albedo}_{\text{ASTER}} - \text{Albedo}_{\text{MODIS}}$ ) (Figura 6.42). Esse mapa demonstra que a quantidade de *pixels* com desvios negativos e desvios positivos é equilibrada, no entanto, os desvios positivos ( $\text{Albedo}_{\text{ASTER}} > \text{Albedo}_{\text{MODIS}}$ ) superam os desvios negativos. Em 59,19% da área os valores de  $\text{Albedo}_{\text{MODIS}}$  foram mais baixos que

aqueles estimados com dados ASTER. No restante da área (45,22%), os valores estimados com dados MODIS foram superiores aos estimados por dados ASTER.

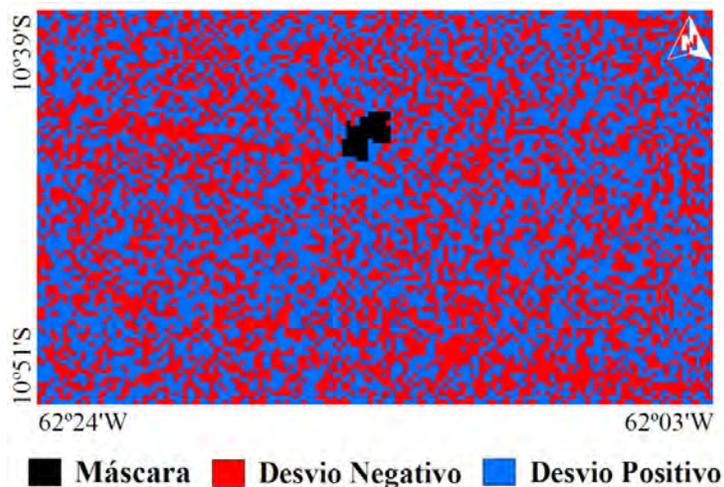


Figura 6.42 - Mapa de desvios do albedo estimado pelos sensores ASTER e MODIS para a região da FNSA em 01/08/2003.

A Figura 6.43 apresenta os valores de albedo obtidos pelos sensores MODIS e ASTER/TERRA nas áreas teste selecionadas para análise na região da FNSA em 01/08/2003. Nota-se que a área de floresta ombrófila aberta apresentou praticamente o mesmo valor médio de albedo, tanto para a imagem MODIS quanto para ASTER, com diferença inferior a 1% (0,132, MODIS e 0,131, ASTER). A diferença foi mais evidente nos valores mínimos e máximos, que variaram entre 0,131 e 0,133 na imagem MODIS e 0,111 e 0,145 na imagem ASTER. A maior amplitude de valores obtida a partir dos dados ASTER, se deve, como colocado anteriormente, à melhor resolução espacial desses dados. Na área de vegetação secundária os valores médios de  $\text{Albedo}_{\text{MODIS}}$  e  $\text{Albedo}_{\text{ASTER}}$  foram de 0,168 e 0,163, respectivamente, ou seja, nessa área, o albedo obtido por dados MODIS foi 3,07% superior ao estimado por dados ASTER. Para a área de pastagem os valores obtidos a partir de dados MODIS e ASTER variaram entre 0,165 e 0,190. O  $\text{Albedo}_{\text{MODIS}}$  médio foi 0,185 e o  $\text{Albedo}_{\text{ASTER}}$  médio foi 0,179, o que sugere que nessa área o valor médio de albedo obtido pelo MODIS foi 3,35% superior ao valor médio obtido pela imagem ASTER.

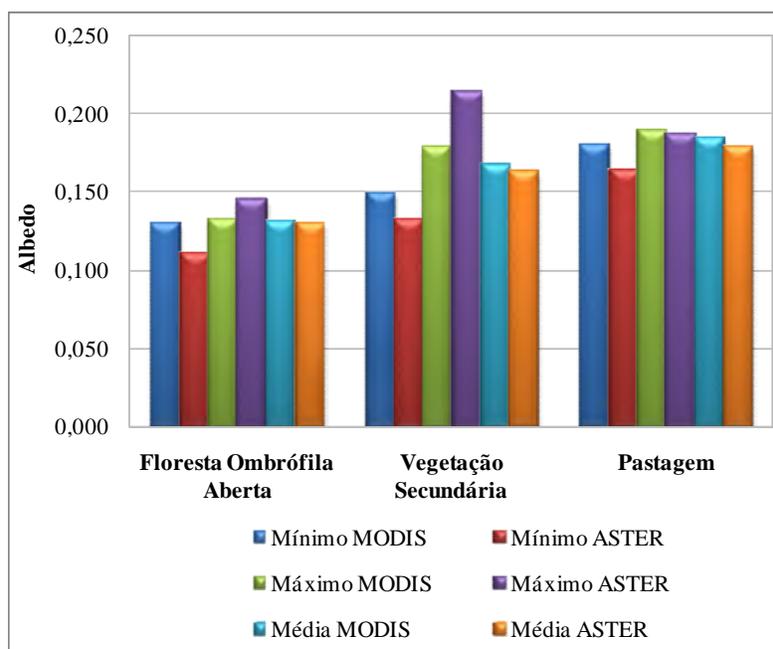


Figura 6.43 - Valores mínimos, máximos e médios de albedo obtidos a partir dos sensores MODIS e ASTER/TERRA para as áreas teste selecionadas na região da FNSA.

Em suma, observa-se que os valores médios de albedo obtidos por ambos os sensores foram semelhantes para as três áreas teste analisadas, o que permite afirmar que as estimativas de albedo a partir de dados MODIS/TERRA apresentam um bom grau de precisão.

A Figura 6.44 mostra a distribuição espacial do balanço de radiação ( $R_n$ ) obtido com dados do sensor MODIS na região da FNSA em 01/08/2003. Na imagem de  $R_n$  gerada a partir de dados MODIS os valores variaram entre 478,57 e 594,69  $W.m^{-2}$ , e o valor médio correspondeu a 528,18  $W.m^{-2}$ . Como visto em 6.1.4, a imagem de  $R_n$  obtida através de dados ASTER para o dia 01/08/2003 apresentou valores entre 316,02 e 629,83  $W.m^{-2}$ , e valor médio de 516,32  $W.m^{-2}$ . Verifica-se que o valor mínimo obtido a partir da imagem MODIS foi 162,55  $W.m^{-2}$  (51,44%) maior que o obtido na imagem ASTER, e que o valor máximo obtido pela imagem MODIS foi 35,14  $W.m^{-2}$  (5,58%) menor que o obtido pela imagem ASTER, o que demonstra que, entre as duas imagens, há uma maior proximidade entre os valores máximos do que entre os valores mínimos. Comportamento similar a esse foi encontrado por Costa Filho (2005) ao estimar o  $R_n$

com imagens TM/Landsat 5 e MODIS/TERRA. Os valores médios das imagens de balanço de radiação obtidas pelos sensores ASTER e MODIS foram próximos e apresentaram um desvio de 2,30%.

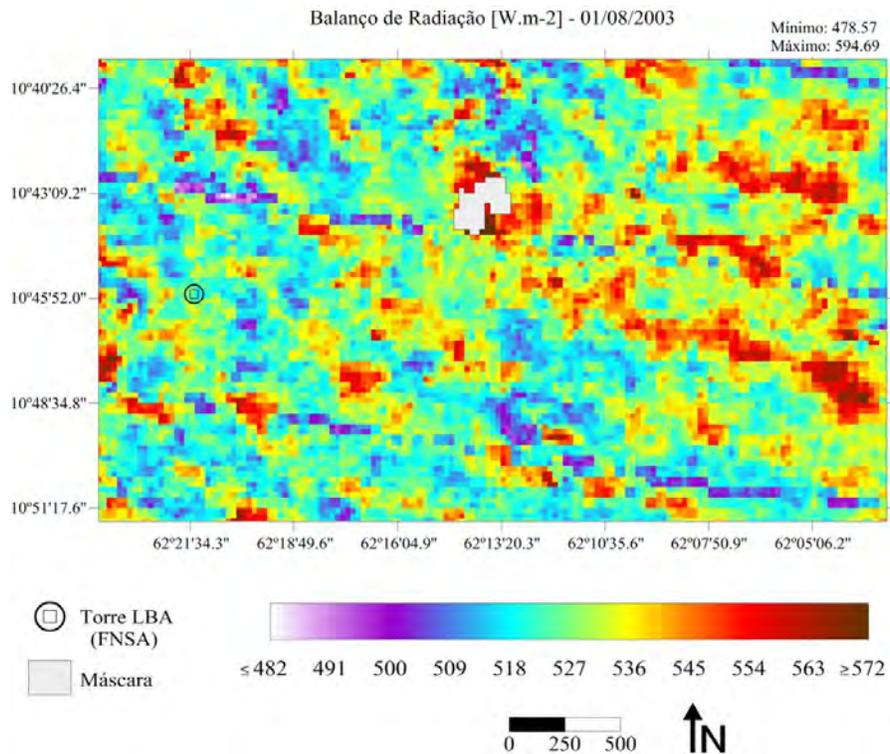


Figura 6.44 - Distribuição espacial do balanço de radiação na região da FNSA em 01/08/2003.

Verifica-se na Figura 6.44 que os maiores valores de  $R_n$  estão situados nas áreas de floresta ombrófila aberta, sendo representadas por tonalidades que variam do laranja ao vermelho, apresentando valores geralmente superiores a  $545 \text{ W.m}^{-2}$ . As áreas de vegetação secundária apresentam valores em torno de  $527$  a  $545 \text{ W.m}^{-2}$ , variando no mapa, de verde claro a laranja. As áreas de pastagem apresentam valores geralmente inferiores a  $527 \text{ W.m}^{-2}$  e estão representadas por tons de branco a verde claro.

Valores nessas faixas e para essas classes também foram observados na imagem de balanço de radiação obtida com dados ASTER (Figura 6.7b). No entanto, a alta resolução espacial do sensor ASTER possibilitou uma melhor percepção das nuances do balanço de radiação. Salienta-se que, nessa etapa, são requeridos dados de temperatura

da superfície para o cálculo da radiação IVT emitida pela superfície. A resolução espacial do MODIS disponível para essa informação é 1000 m, ou seja, aproximadamente 11 vezes menor que a resolução espacial da banda termal do sensor ASTER.

A Figura 6.45 apresenta o mapa de desvios de balanço de radiação obtido a partir dos sensores ASTER e MODIS/TERRA ( $Rn_{\text{ASTER}} - Rn_{\text{MODIS}}$ ). Denota-se que na maior parte da área avaliada há predominância de desvios negativos (72,10%), ou seja, os valores de balanço de radiação obtidos com o sensor MODIS foram superiores aos obtidos pelo sensor ASTER.

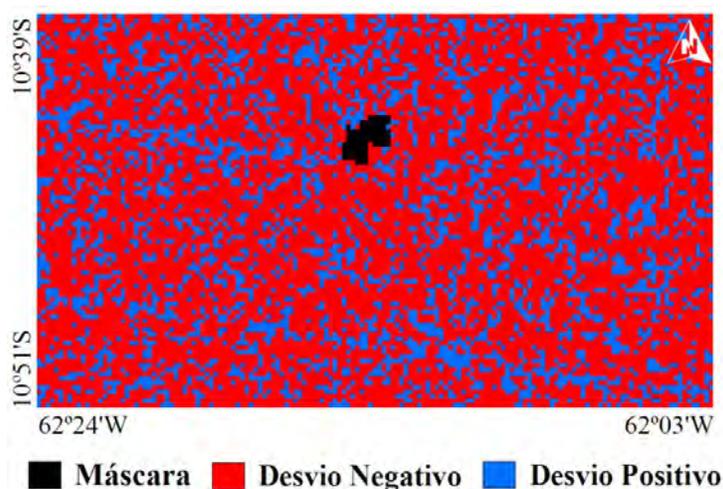


Figura 6.45 - Mapa de desvios do balanço de radiação estimado pelos sensores ASTER e MODIS para a região da FNSA em 01/08/2003.

De modo a entender o motivo dos valores de  $Rn$  estimados a partir do sensor MODIS serem mais elevados na maior parte da área foi elaborado um mapa de desvios entre as imagens termais MODIS e ASTER ( $Termal_{\text{ASTER}} - Termal_{\text{MODIS}}$ ). Esse mapa demonstrou que em 90,61% da área houveram desvios positivos, ou seja, a temperatura da superfície ( $T_s$ ) estimada por dados MODIS foi, na maioria das vezes, inferior a  $T_s$  estimada pelos dados ASTER. A diminuição da  $T_s$  propicia uma redução na perda radiativa da superfície por ondas longas, já que esta é diretamente relacionada à quarta potência de  $T_s$  (lei de Stefan-Boltzmann), implicando em um aumento de  $Rn$ . Dessa

forma, justifica-se a obtenção de valores mais altos para o balanço de radiação estimado pelo sensor MODIS.

Na Figura 6.46 são mostrados os valores de  $R_n$  obtidos através dos sensores MODIS e ASTER nas áreas teste da região da FNSA.

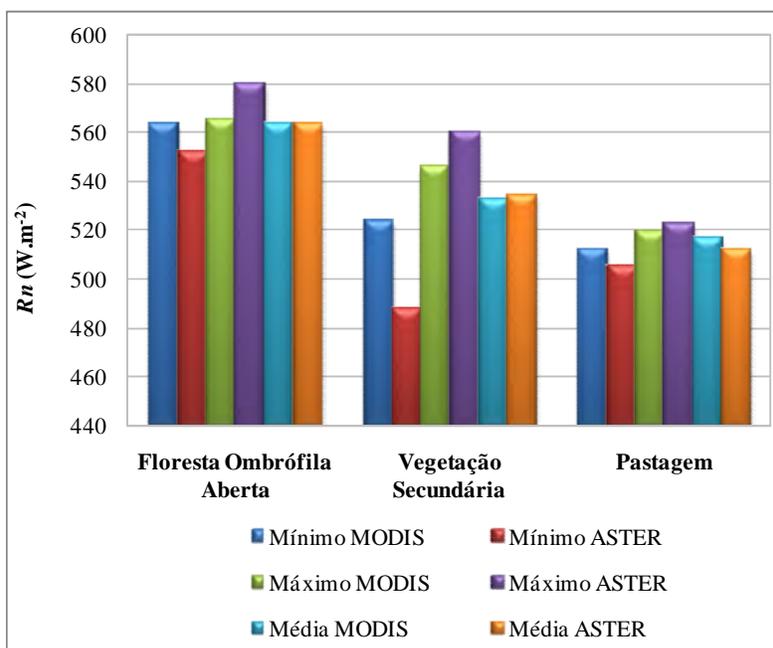


Figura 6.46 - Valores mínimos, máximos e médios de balanço de radiação ( $W.m^{-2}$ ) obtidos a partir dos sensores MODIS e ASTER/TERRA para as áreas teste selecionadas na região da FNSA.

Na área de floresta ombrófila aberta, os valores de  $R_{n_{MODIS}}$  variaram entre 563,85 e 565,67  $W.m^{-2}$ , o que representa uma amplitude de 1,82  $W.m^{-2}$ , e os valores de  $R_{n_{ASTER}}$  variaram entre 552,66 e 580,38  $W.m^{-2}$ , representando uma amplitude de 27,72  $W.m^{-2}$ . Os valores médios de  $R_{n_{MODIS}}$  e  $R_{n_{ASTER}}$  na área de floresta ombrófila aberta foram de 564,53 e 563,93  $W.m^{-2}$ , respectivamente. Denotam-se valores muito próximos com um desvio de apenas 0,11%. Na área de vegetação secundária o balanço de radiação foi, na média, de 533,01  $W.m^{-2}$  para a imagem MODIS e de 534,31  $W.m^{-2}$  para a imagem ASTER. Verifica-se, assim, que o  $R_{n_{MODIS}}$  para essa área foi 0,24% menor que o  $R_{n_{ASTER}}$ . A área de pastagem apresentou, para a imagem MODIS, valores de  $R_n$  entre 512,85 e 520,04  $W.m^{-2}$  e média de 516,75  $W.m^{-2}$ , enquanto que para a imagem ASTER,

os valores variaram entre 505,42 e 522,60  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ , com média de 512,47  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Observa-se que na área de pastagem, na média, o  $Rn_{\text{MODIS}}$  foi 4,28  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$  (0,84%) superior ao  $Rn_{\text{ASTER}}$ . Ao considerar as três áreas, conclui-se que os valores de  $Rn_{\text{MODIS}}$  foram, em média, 0,22% superiores aos valores de  $Rn_{\text{ASTER}}$ .

A Figura 6.47 mostra a distribuição espacial do fluxo de calor no solo (G) obtido com dados do sensor MODIS na região da FNSA em 01/08/2003.

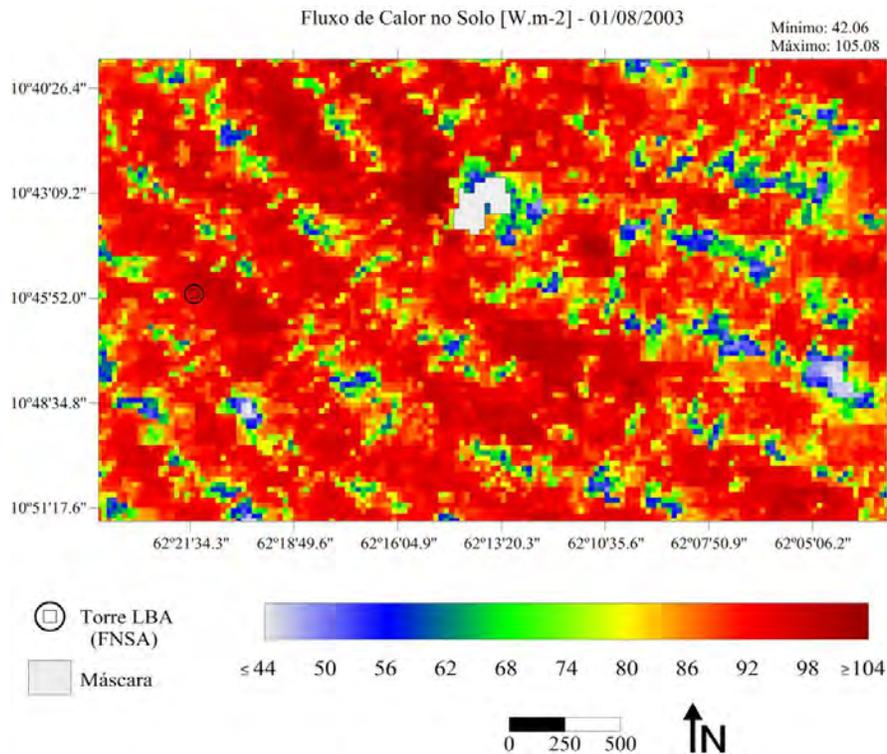


Figura 6.47 - Distribuição espacial do fluxo de calor no solo na região da FNSA em 01/08/2003.

A imagem de G obtida por dados MODIS ( $G_{\text{MODIS}}$ ) apresentou valores entre 42,06 e 105,08  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$  e valor médio de 88,09  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ . A imagem de G gerada com a utilização de dados ASTER ( $G_{\text{ASTER}}$ ) apresentou valores mínimo, médio e máximo superiores, que corresponderam a 44,29, 97,69 e 179,90  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ , respectivamente. Os valores mínimos obtidos estiveram próximos, sendo o valor encontrado na imagem de  $G_{\text{MODIS}}$  5,03% menor. O valor médio obtido na imagem de  $G_{\text{MODIS}}$  foi 9,83% inferior ao obtido na imagem de  $G_{\text{ASTER}}$ , e o valor máximo obtido na imagem de  $G_{\text{MODIS}}$  foi 41,59% inferior

ao valor máximo obtido na imagem de  $G_{\text{ASTER}}$ . Essa diferença (41,59%) se deu pelo fato de os maiores valores encontrados na imagem ASTER estarem relacionados às áreas onde houveram queimadas. Essas áreas, por serem pequenas em termos de área, não puderam ser identificadas com clareza com o uso do sensor MODIS (pela mistura dos *pixels*), ocasionando assim, essa discrepância entre os valores máximos.

Ao visualizar a Figura 6.47 é possível verificar uma boa distinção entre áreas de floresta ombrófila aberta, vegetação secundária e pastagem. As áreas de floresta ombrófila aberta apresentam os menores valores e variam de 42,06 a aproximadamente  $62 \text{ W.m}^{-2}$ . As áreas de vegetação secundária apresentam, geralmente, valores mais elevados, que estão situados entre 62 e  $86 \text{ W.m}^{-2}$  (tons que variam do azul ao laranja), e as áreas de pastagem apresentam valores que variam de  $\approx 86$  a  $105,08 \text{ W.m}^{-2}$  (tons laranjas e vermelhos).

O padrão da distribuição espacial dos valores de  $G$  é próximo ao obtido na imagem ASTER (Figura 6.9b), porém mais uma vez cabe salientar as dificuldades relacionadas à obtenção de valores  $G$  precisos a partir de dados orbitais. É importante que sejam realizadas novas pesquisas a fim de que se possa parametrizar e, conseqüentemente, melhorar a estimativa dessa variável.

De forma a analisar a variação do fluxo de calor no solo obtido com os dois sensores foi elaborado um mapa de desvios ( $G_{\text{ASTER}} - G_{\text{MODIS}}$ ), mostrado na Figura 6.48. A visualização do mapa permite verificar que na maior parte da área avaliada ocorreram desvios positivos. Os valores de  $G$  estimados a partir da imagem ASTER foram superiores aos valores de  $G$  estimados por dados MODIS em 82,34% da área. Como o fluxo de calor no solo é dependente da temperatura da superfície, esse resultado é coerente com o verificado anteriormente a partir da análise do mapa de desvios das imagens termais MODIS e ASTER, através do qual se verificou que a imagem ASTER apresentava valores de  $T_s$  geralmente mais altos que a imagem MODIS.

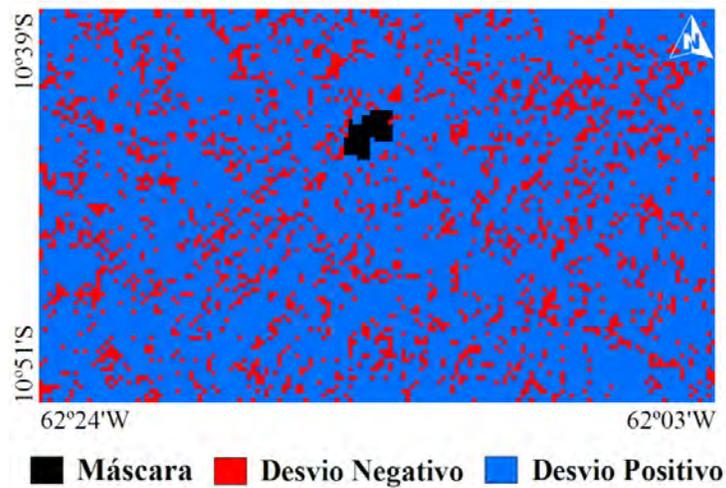


Figura 6.48 - Mapa de desvios do fluxo de calor no solo estimado pelos sensores ASTER e MODIS para a região da FNSA em 01/08/2003.

De modo a analisar e comparar as estimativas por dados MODIS e ASTER/TERRA, foram extraídos os valores de  $G$  em três áreas teste, cuja localização é mostrada na Figura 6.36.

Na área de floresta ombrófila aberta o  $G_{\text{MODIS}}$  médio foi de  $45,41 \text{ W.m}^{-2}$ , enquanto que o  $G_{\text{ASTER}}$  médio foi de  $60,33 \text{ W.m}^{-2}$ , ou seja, na média, o fluxo de calor no solo estimado a partir do sensor MODIS foi 24,73% menor que o estimado a partir de dados ASTER. No que diz respeito à relação  $G/Rn$ , a área de floresta ombrófila aberta apresentou  $G_{\text{MODIS}}/Rn_{\text{MODIS}}$  de 8,04%, e  $G_{\text{ASTER}}/Rn_{\text{ASTER}}$  de 10,70%. Na área de vegetação secundária o  $G_{\text{MODIS}}$  médio foi de  $67,19 \text{ W.m}^{-2}$ , enquanto o  $G_{\text{ASTER}}$  médio foi de  $71,01 \text{ W.m}^{-2}$ , o que demonstra que nessa área o  $G_{\text{MODIS}}$  foi, na média, 5,38% inferior ao  $G_{\text{ASTER}}$ . Para a área de vegetação secundária as relações  $G_{\text{MODIS}}/Rn_{\text{MODIS}}$  e  $G_{\text{ASTER}}/Rn_{\text{ASTER}}$  foram de 12,61 e 13,29%, respectivamente, o que representa uma diferença de 0,68%. Para a área de pastagem o  $G_{\text{ASTER}}$  médio foi de  $109,19 \text{ W.m}^{-2}$ , ou seja, 13,89% mais elevado que o  $G_{\text{MODIS}}$  médio observado nessa área, e as relações  $G_{\text{MODIS}}/Rn_{\text{MODIS}}$  e  $G_{\text{ASTER}}/Rn_{\text{ASTER}}$  foram de 18,55 e 21,31%, respectivamente. Denota-se que apesar de algumas diferenças entre os valores médios observados, os valores das relações  $G_{\text{MODIS}}/Rn_{\text{MODIS}}$  e  $G_{\text{ASTER}}/Rn_{\text{ASTER}}$  apresentaram boa proximidade nas três áreas analisadas.

Para a estimativa do fluxo de calor sensível (H) foi realizado um processo iterativo com o objetivo de se obter uma convergência numérica nos valores da diferença de temperatura (dT) e resistência aerodinâmica (rah) no *pixel* quente. A Figura 6.49 ilustra o número de iterações necessárias para que esses valores se tornassem estáveis na imagem MODIS/TERRA do dia 01/08/2003.

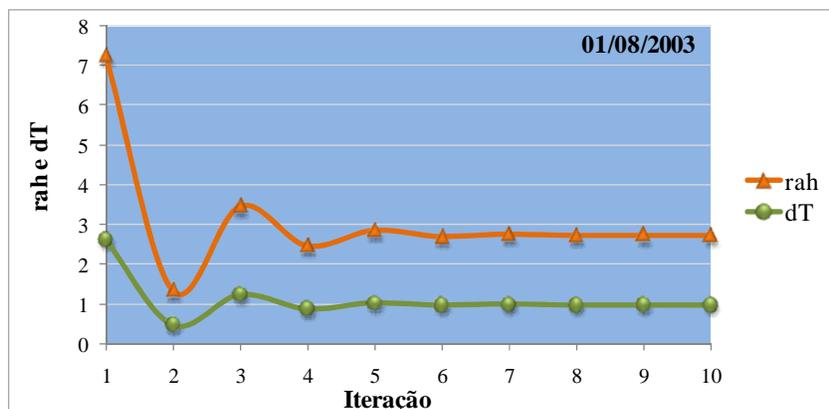


Figura 6.49 - Iterações necessárias para estabilização da resistência aerodinâmica e da diferença de temperatura na imagem MODIS/TERRA de 01/08/2003.

É observado que a estabilidade numérica entre os valores de rah e dT é alcançada na 6ª iteração. Ao compararmos com a Figura 6.12b, que apresenta a estabilidade numérica para os valores de rah e dT na imagem ASTER, verificamos uma grande semelhança entre os valores obtidos para cada rodada e que a estabilidade numérica também foi alcançada na 6ª iteração. Ressalta-se que, do mesmo modo que na imagem ASTER, optou-se por continuar o processo iterativo na imagem MODIS até a 10ª rodada.

A Figura 6.50 mostra a distribuição espacial do fluxo de calor sensível obtido com dados do sensor MODIS na região da FNSEA em 01/08/2003. Os valores mínimos e máximos de H obtidos a partir da imagem MODIS ( $H_{MODIS}$ ) foram de -12,21 e 425,90  $W.m^{-2}$ , respectivamente. Na imagem de H gerada por dados ASTER ( $H_{ASTER}$ ) o valor mínimo encontrado foi de -18,26 e o máximo de 800,95  $W.m^{-2}$  (item 6.1.6). A amplitude de valores na imagem de  $H_{MODIS}$  correspondeu a 438,11  $W.m^{-2}$ , enquanto que na imagem de  $H_{ASTER}$  foi de 819,21  $W.m^{-2}$ . Os valores mínimos obtidos nas duas imagens foram mais próximos do que os valores máximos, sendo o valor máximo de H

obtido a partir da imagem MODIS 46,83% menor que o valor máximo obtido a partir da imagem ASTER. Salienta-se que essa diferença também se deu pela baixa discriminação das áreas de queimada pela imagem MODIS devido à mistura dos *pixels*.

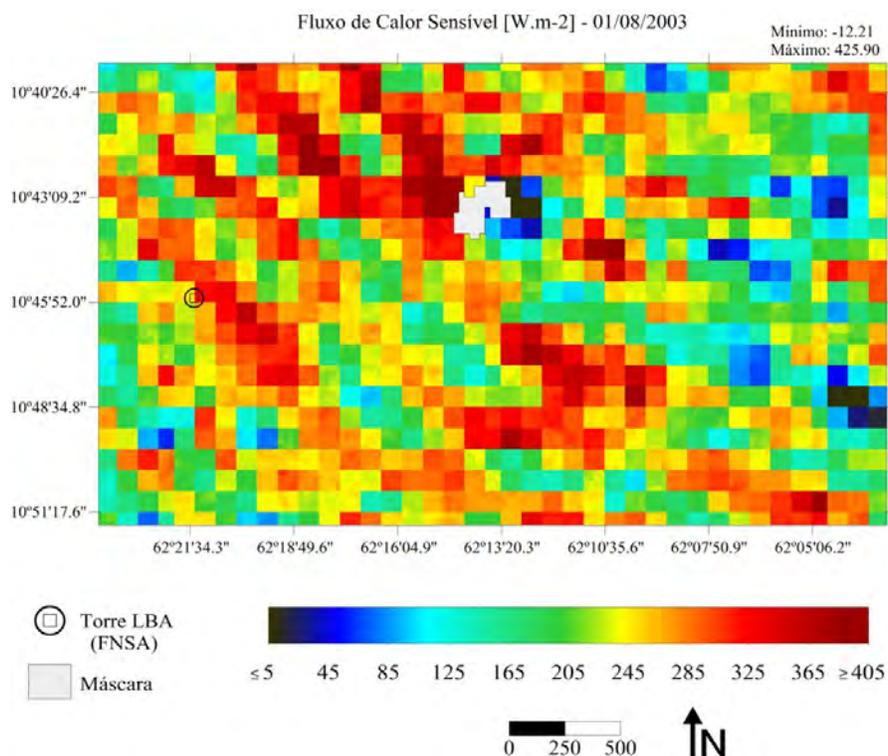


Figura 6.50 - Distribuição espacial do fluxo de calor sensível na região da FNSA em 01/08/2003.

Os valores médios das imagens de H, obtidas a partir de dados MODIS e ASTER, foram 234,94 e 180,41 W.m<sup>-2</sup>, respectivamente. Denota-se uma diferença de 54,53 W.m<sup>-2</sup> entre os valores médios das imagens e que o valor médio da imagem de H<sub>MODIS</sub> foi 30,23% superior ao valor médio da imagem de H<sub>ASTER</sub>. Ao considerarmos os valores médios das imagens obtidas a partir de dados MODIS analisadas até aqui (NDVI, albedo, balanço de radiação e fluxo de calor no solo), verifica-se que o fluxo de calor sensível foi o que apresentou a maior discrepância com o dado aceito como verdade (ASTER). Essa maior discrepância pode estar relacionada ao processo iterativo utilizado na obtenção do fluxo de calor sensível, que é o procedimento mais delicado e sujeito a falhas do algoritmo SEBAL. Neste processo faz-se necessário a escolha de

*pixels* âncoras (representando as condições extremas de umidade e temperatura na área de estudo), que se torna mais complexa quanto menor for a resolução espacial da imagem. Dessa forma, como para cada imagem (ASTER e MODIS) foi necessário estabelecer *pixels* distintos, os valores absolutos das estimativas também variaram. Salienta-se que essa discrepância foi igualmente observada por Nicácio (2008) ao analisar as estimativas de fluxo de calor sensível a partir de dados TM/Landsat 5 e MODIS/AQUA.

Ao analisar a Figura 6.50, verifica-se que a associação dos tipos de uso e cobertura da terra com os valores estimados não é tão intuitiva quanto nas demais imagens obtidas a partir de dados MODIS. Isso decorre do fato de que o cálculo de H no SEBAL requer a estimativa do coeficiente de rugosidade, o qual varia em função dos elementos da superfície. Nesse estudo foi utilizada uma parametrização sugerida por Bastiaanssen (2000), que utiliza apenas o índice de vegetação ajustado ao solo (SAVI). Alguns autores (ALLEN et al., 2002; TASUMI, 2003) recomendam que o coeficiente de rugosidade seja diferenciado para cada tipo de uso e cobertura da terra. Sendo assim, sugere-se para estudos futuros do SEBAL na Amazônia um ajuste local da equação de  $Z_{0m}$ , o que permitirá, principalmente no caso de imagens de resolução moderada (p.e. MODIS), uma maior discriminação entre os elementos da superfície e os valores estimados de H e, conseqüentemente, de  $\lambda E$  e  $E_{tr24h}$ .

Embora a associação do tipo de uso/cobertura da terra com os valores estimados não seja tão clara, ainda assim é possível relacionar esses dois elementos na imagem de  $H_{MODIS}$ . Os valores mais baixos de H estão associados às áreas de floresta ombrófila aberta e os mais altos relacionados às áreas de pastagem. As áreas de floresta ombrófila aberta apresentam valores entre  $-12,21$  e  $165 \text{ W.m}^{-2}$ , sendo representadas, de modo geral, por tons que variam do azul escuro ao verde, e as áreas de vegetação secundária apresentam valores geralmente superiores a  $165 \text{ W.m}^{-2}$ , alcançando valores próximos a  $245 \text{ W.m}^{-2}$ . As áreas de pastagem apresentam valores superiores a  $245 \text{ W.m}^{-2}$ , atingindo o valor máximo de  $425,90 \text{ W.m}^{-2}$ , e estão destacadas no mapa por cores que variam do amarelo ao vermelho escuro.

O mapa de desvios ( $H_{\text{ASTER}} - H_{\text{MODIS}}$ ), apresentado na Figura 6.51, permite avaliar a variação do fluxo de calor sensível obtido com os dois sensores.

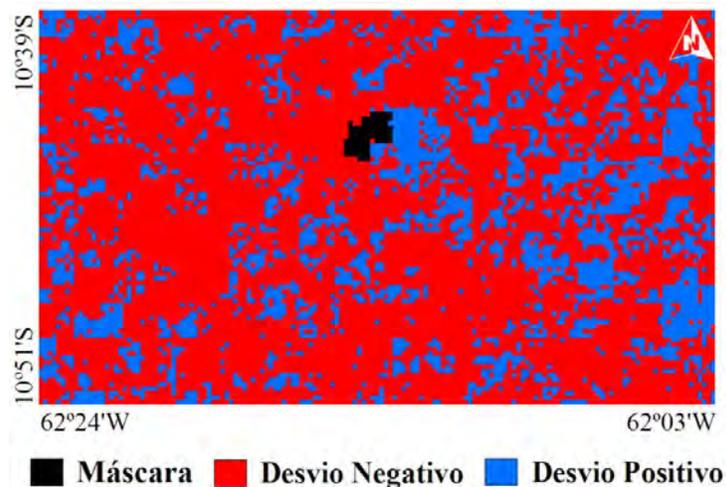


Figura 6.51 - Mapa de desvios do fluxo de calor sensível estimado pelos sensores ASTER e MODIS para a região da FNSA em 01/08/2003.

Verifica-se que na maior parte da área houveram desvios negativos, ou seja, os valores de  $H$  estimados a partir do sensor MODIS foram mais elevados que os obtidos por dados ASTER. Esses desvios ocorreram em 74,47% da área estudada, enquanto que os desvios positivos se deram em 24,95% da área.

Na Figura 6.52 são mostrados os valores de  $H$  para as áreas teste selecionadas na região da FNSA em 01/08/2003. A área de floresta ombrófila aberta apresentou, na imagem de  $H_{\text{MODIS}}$ , valores entre 46,79 e 47,07  $\text{W.m}^{-2}$ , com desvio padrão de 0,11, e valor médio de 46,91  $\text{W.m}^{-2}$ . Na média, esse valor é 22,38% superior ao encontrado na imagem de  $H_{\text{ASTER}}$ . As relações médias de  $H_{\text{MODIS}}/Rn_{\text{MODIS}}$  e  $H_{\text{ASTER}}/Rn_{\text{ASTER}}$  foram de 8,31% e 6,80%, respectivamente. Isso demonstra que apesar de haver uma diferença razoável entre os valores médios de  $H$ , a relação  $H/Rn$  apresenta valores relativamente próximos. Na área de vegetação secundária verifica-se uma grande discrepância entre os valores médios obtidos para as imagens MODIS e ASTER. Na imagem MODIS, o valor médio foi de 166,86  $\text{W.m}^{-2}$ , 87,74% mais elevado que o valor médio encontrado na imagem ASTER (88,88  $\text{W.m}^{-2}$ ). A relação média de  $H_{\text{MODIS}}/Rn_{\text{MODIS}}$  foi de 31,31%, enquanto

que  $H_{ASTER}/Rn_{ASTER}$  foi de 16,63%, ou seja, uma diferença de 14,68%. Para a área de pastagem, o valor médio de  $H_{MODIS}$  foi 23,68% mais elevado que o valor de  $H_{ASTER}$ . As relações  $H/Rn$  foram, na média, para a área de pastagem, de 52,90% (MODIS) e 43,13% (ASTER). Ao considerar as áreas de floresta ombrófila aberta, vegetação secundária e pastagem, verifica-se que os valores de  $H_{MODIS}$  foram, em média, 39,89% superiores aos valores de  $H_{ASTER}$ .

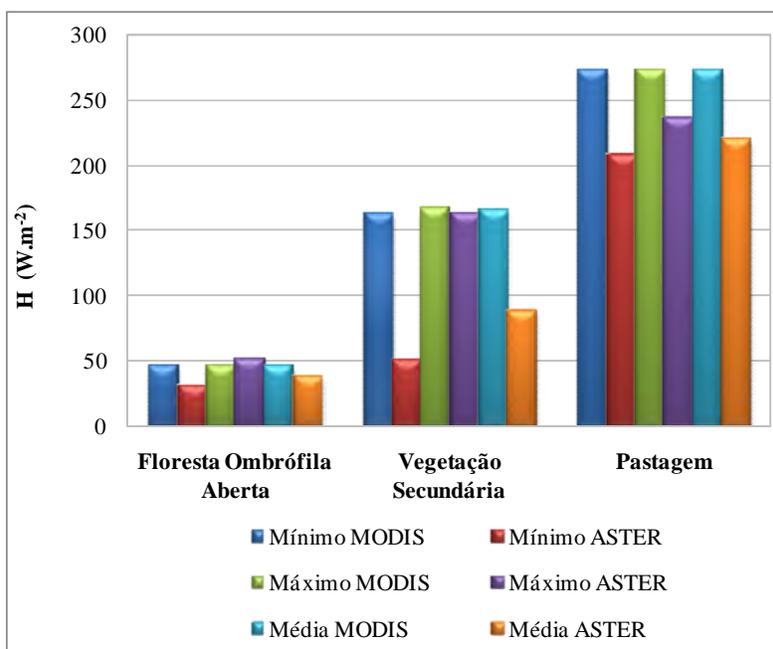


Figura 6.52 - Valores mínimos, máximos e médios de fluxo de calor sensível ( $W.m^{-2}$ ) obtidos a partir dos sensores MODIS e ASTER/TERRA para as áreas teste selecionadas na região da FNSA.

Ao considerar os valores médios das relações  $H/Rn$  nas áreas teste, tanto pelas estimativas por dados ASTER quanto por dados MODIS, verifica-se, como esperado, que o maior consumo de energia radiante disponível na superfície destinada ao aquecimento do ar ocorreu na área de pastagem, enquanto que o menor consumo foi observado na área de floresta ombrófila aberta.

A Figura 6.53 mostra a distribuição espacial do fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ) obtido com dados do sensor MODIS na região da FNSA em 01/08/2003. Na imagem de  $\lambda E$  gerada através de dados MODIS ( $\lambda E_{MODIS}$ ) foram encontrados valores mínimo, médio e

máximo de  $-7,04$ ,  $205,17$  e  $523,07 \text{ W.m}^{-2}$ , respectivamente. No que diz respeito à imagem de  $\lambda E$  obtida por dados ASTER ( $\lambda E_{\text{ASTER}}$ ) os valores encontrados corresponderam a  $-428,96$  (mínimo),  $240,80$  (médio) e  $536,09 \text{ W.m}^{-2}$  (máximo). Note-se que, ao contrário do observado nas imagens de fluxo de calor sensível ( $H_{\text{MODIS}}$  e  $H_{\text{ASTER}}$ ), nas imagens de fluxo de calor latente ( $\lambda E_{\text{MODIS}}$  e  $\lambda E_{\text{ASTER}}$ ) a maior diferença se deu entre os valores mínimos, sendo o menor valor da imagem de  $\lambda E_{\text{MODIS}}$   $98,36\%$  superior ao da imagem de  $\lambda E_{\text{ASTER}}$ . Os valores médio e máximo obtidos na imagem de  $\lambda E_{\text{MODIS}}$  foram, respectivamente,  $14,80$  e  $2,43\%$  inferiores aos encontrados na imagem de  $\lambda E_{\text{ASTER}}$ .

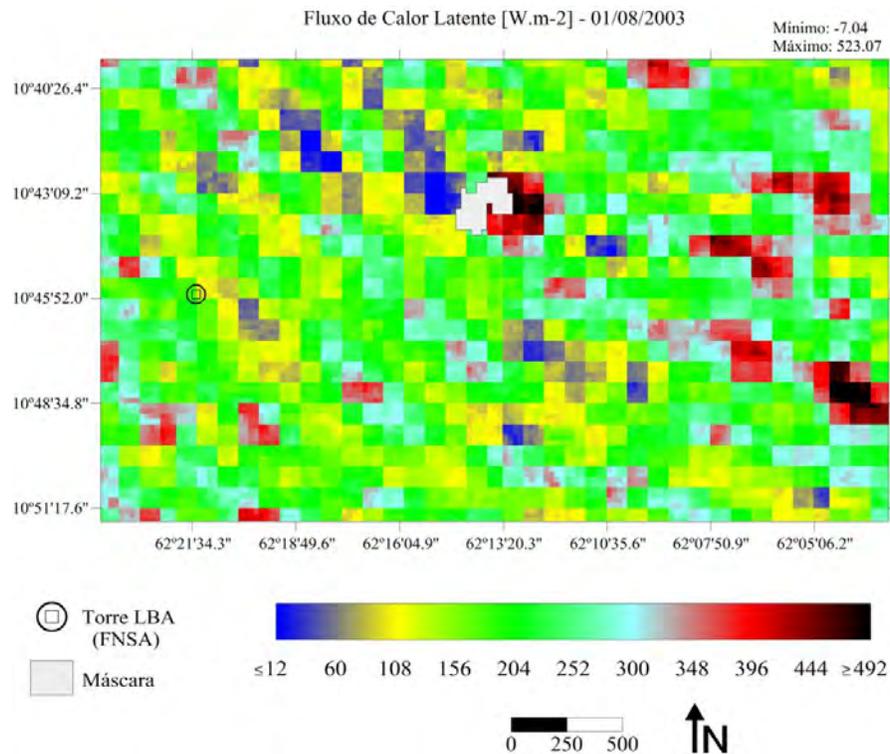


Figura 6.53 - Distribuição espacial do fluxo de calor latente na região da FNSA em 01/08/2003.

A Figura 6.53 mostra que um comportamento inverso ao ocorrido com o fluxo de calor sensível (Figura 6.50) foi observado para o fluxo de calor latente estimado pelo MODIS. As áreas de floresta ombrófila aberta apresentaram os maiores valores de  $\lambda E$ , enquanto que as áreas de pastagem corresponderam aos menores valores encontrados.

As áreas de floresta nativa apresentaram valores entre  $\approx 396$  e  $523,07 \text{ W.m}^{-2}$ , sendo representadas, de modo geral, por cores que variam do vermelho ao preto. Para as áreas de vegetação secundária, os valores estiveram compreendidos na faixa entre  $\approx 300$  e  $396 \text{ W.m}^{-2}$  (azul celeste ao vermelho), e para as áreas de pastagem, entre  $-7,04$  e  $300 \text{ W.m}^{-2}$ .

A Figura 6.54 apresenta o mapa de desvios de fluxo de calor latente obtido com os sensores ASTER e MODIS/TERRA ( $\lambda E_{\text{ASTER}} - \lambda E_{\text{MODIS}}$ ). Como esperado, o mapa de desvios de  $\lambda E$  apresenta um padrão oposto ao observado no mapa de desvios de H (Figura 6.51). A visualização do mapa de desvios de  $\lambda E$  ressalta a existência de desvios positivos na maior parte da área. Esses desvios corresponderam a 63,12%, denotando que na maior parte da área os valores de fluxo de calor latente estimados a partir de dados MODIS foram inferiores aos estimados a partir de dados ASTER.

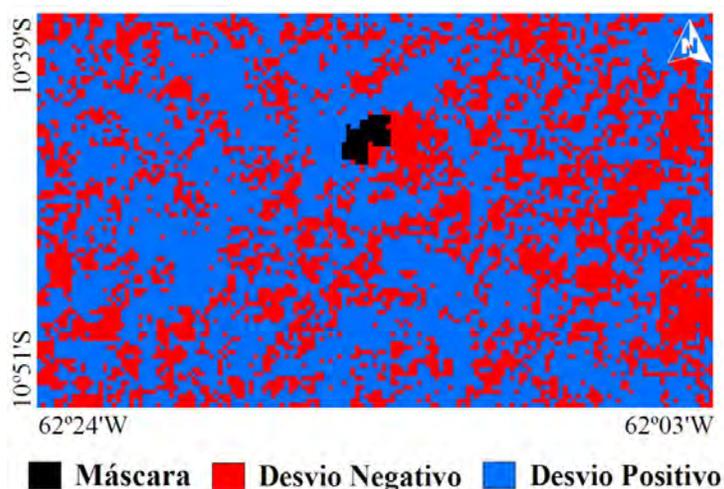


Figura 6.54 - Mapa de desvios do fluxo de calor latente estimado pelos sensores ASTER e MODIS para a região da FNSA em 01/08/2003.

A Figura 6.55 expõe os valores de  $\lambda E$  obtidos com dados MODIS e ASTER/TERRA para as áreas teste na região da FNSA.

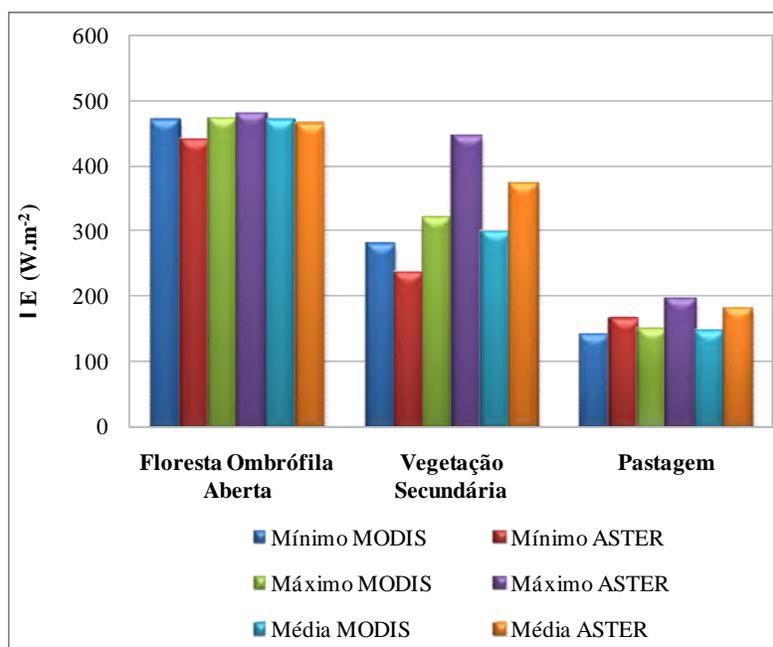


Figura 6.55 - Valores mínimos, máximos e médios de fluxo de calor latente ( $W.m^{-2}$ ) obtidos a partir dos sensores MODIS e ASTER/TERRA para as áreas teste selecionadas na região da FNSA.

A área de floresta ombrófila aberta apresentou, na imagem de  $\lambda E_{MODIS}$ , um valor médio de  $472,20 W.m^{-2}$ , enquanto que na imagem de  $\lambda E_{ASTER}$  apresentou um valor médio inferior, de  $465,26 W.m^{-2}$ . A diferença entre as duas estimativas foi muito pequena e correspondeu a 1,49%. De acordo com as estimativas a partir do sensor MODIS, a área de floresta ombrófila aberta utilizou, na média, 83,64% da energia disponível para os processos de evapotranspiração. No que diz respeito aos valores estimados por dados ASTER, essa área utilizou 82,50% da energia disponível para esses processos. Percebe-se um valor muito próximo entre as frações evaporativas obtidas pelos dois sensores na área de floresta ombrófila aberta. Os valores da razão de Bowen também foram muito próximos, e representaram, na imagem MODIS 9,93%, e na imagem ASTER 8,24%. A área de vegetação secundária apresentou, de acordo com as estimativas a partir dos sensores MODIS e ASTER, valores médios de  $298,95$  e  $373,92 W.m^{-2}$ , respectivamente. Denota-se que para essa área a estimativa média de  $\lambda E$  a partir de dados MODIS foi 20,05% inferior a estimativa média a partir dos dados ASTER. Os valores das frações evaporativas foram de 56,09% (MODIS) e 69,99% (ASTER), uma diferença de

13,90%, e os valores da razão de Bowen foram mais discrepantes, correspondendo a 55,81% (MODIS) e 23,77% (ASTER), ou seja, uma diferença de 32,04%. Para a área de pastagem o valor médio de  $\lambda E_{\text{MODIS}}$  foi 19,06% inferior ao  $\lambda E_{\text{ASTER}}$ , enquanto que as frações evaporativas foram de 28,55% e 35,56% para as estimativas a partir de dados MODIS e ASTER, respectivamente. Os valores da razão de Bowen foram de 185,30% (MODIS) e 121,28% (ASTER).

Os valores da razão de Bowen na área de pastagem (estimados por ambos os sensores) indicam que essa área particionou uma maior quantidade de energia na forma de calor sensível do que calor latente. Esse é um padrão esperado para o período seco na Amazônia (maio a setembro) e sem a ocorrência de qualquer evento próximo de precipitação (o que é concordante dado o período de estiagem verificado na região em julho de 2003). Nesse sentido, é importante destacar que as áreas de floresta ombrófila aberta e vegetação secundária, apesar de estarem sob as mesmas condições hídricas, ainda assim utilizaram uma maior quantidade de energia disponível para os processos evapotranspirativos, pois conseguem extrair água de profundidades maiores, devido ao seu sistema radicular (FISCH et al., 1997). Isso demonstra que, mesmo em períodos secos, a floresta nativa e a vegetação secundária na Amazônia tendem a utilizar uma maior quantidade de energia para evaporar e uma menor quantidade para aquecer o ar.

A Figura 6.56 mostra a distribuição espacial da evapotranspiração real diária ( $E_{\text{tr}_{24\text{h}}}$ ) obtida com dados do sensor MODIS na região da FNSA em 01/08/2003. Os valores de  $E_{\text{tr}_{24\text{h}}}$  estimados a partir de dados MODIS ( $E_{\text{tr}_{24\text{h}}\text{MODIS}}$ ) variaram entre -0,07 e 4,51  $\text{mm.dia}^{-1}$ . Como visto no item **6.1.8**, os valores de  $E_{\text{tr}_{24\text{h}}}$  estimados por dados ASTER ( $E_{\text{tr}_{24\text{h}}\text{ASTER}}$ ), em 01/08/2003, apresentaram maior amplitude e variaram entre -5,41 e 5,04  $\text{mm.dia}^{-1}$ . De acordo com o observado nas imagens de fluxo de calor latente ( $\lambda E_{\text{MODIS}}$  e  $\lambda E_{\text{ASTER}}$ ) a maior diferença se deu entre os valores mínimos<sup>4</sup> (-0,07  $\text{mm.dia}^{-1}$ , MODIS e -5,41  $\text{mm.dia}^{-1}$ , ASTER), enquanto os valores máximos estiveram mais

---

4 Os valores mínimos negativos de  $E_{\text{tr}_{24\text{h}}}$  encontrados tanto nas estimativas por dados ASTER quanto por MODIS estão relacionados principalmente à ocorrência de queimadas. O fato dessas áreas apresentarem valores elevados de H pode ocasionar (devido o SEBAL calcular o  $\lambda E$  como termo residual) valores baixos, ou no caso, negativos de  $\lambda E$  e, conseqüentemente, de  $E_{\text{tr}_{24\text{h}}}$ .

próximos ( $4,51 \text{ mm.dia}^{-1}$ , MODIS e  $5,04 \text{ mm.dia}^{-1}$ , ASTER). O valor médio da imagem de  $E_{tr24hMODIS}$  foi de  $1,92 \text{ mm.dia}^{-1}$  e o da imagem de  $E_{tr24hASTER}$  de  $2,34 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Observa-se que a média da imagem de  $E_{tr24hMODIS}$  foi 17,95% inferior a média da imagem de  $E_{tr24hASTER}$ . Esse valor é muito próximo ao valor da diferença entre os valores médios das imagens de fluxo de calor latente geradas a partir de dados MODIS e ASTER, que foi de 14,80%.

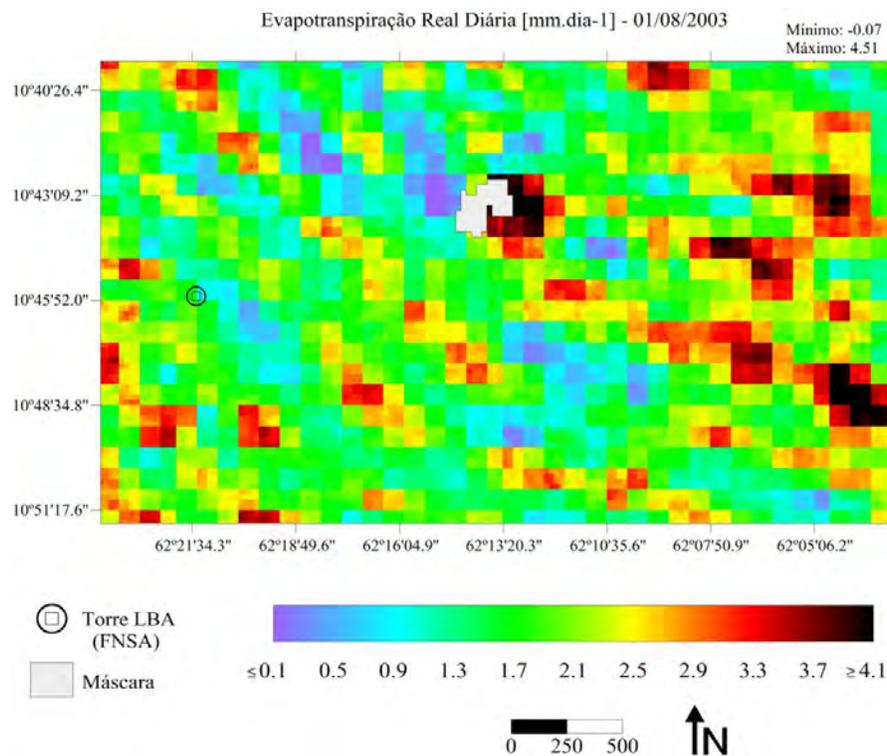


Figura 6.56 - Distribuição espacial da evapotranspiração real diária na região da FNSA em 01/08/2003.

Ao analisarmos a Figura 6.56, percebe-se que a estimativa da  $E_{tr24h}$  utilizando dados MODIS manteve o mesmo padrão espacial das estimativas com o sensor ASTER (Figura 6.18b), apesar da perda de informações. Na imagem de  $E_{tr24hMODIS}$  os maiores valores se referem às áreas de floresta ombrófila aberta, que apresentaram valores geralmente acima de  $3,3 \text{ mm.dia}^{-1}$ . A  $E_{tr24h}$  em áreas de vegetação secundária variou de aproximadamente 2,5 a  $3,3 \text{ mm.dia}^{-1}$ , dependendo principalmente do estágio de sucessão, sendo que os valores mais altos estão relacionados a áreas em estado mais

avanzado de regeneração. De modo geral, as áreas de vegetação secundária estão representadas por tonalidades que variam do amarelo ao vermelho. As áreas de pastagem compreenderam valores entre  $-0,07$  e aproximadamente  $2,5 \text{ mm.dia}^{-1}$ , sendo representadas no mapa por tons que variam do roxo claro ao amarelo.

De modo a avaliar a variação da evapotranspiração real diária obtida com os dois sensores foi elaborado um mapa de desvios ( $E_{tr24h}^{ASTER} - E_{tr24h}^{MODIS}$ ), conforme ilustra a Figura 6.57.

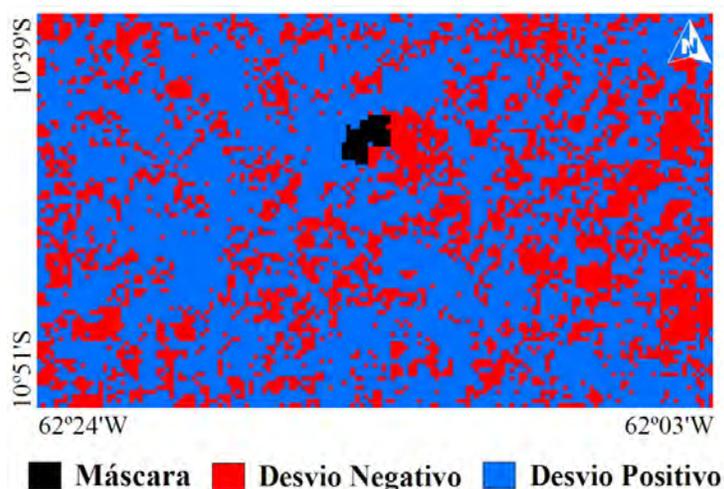


Figura 6.57 - Mapa de desvios da evapotranspiração real diária estimada pelos sensores ASTER e MODIS para a região da FNSA em 01/08/2003.

O mapa de desvios de  $E_{tr24h}$  mostra que, da mesma forma como observado no mapa de desvios de  $\lambda E$ , na maior parte da área avaliada os valores estimados a partir de dados MODIS foram inferiores aos estimados por dados ASTER. Assim, os desvios positivos corresponderam a 67,93% da área avaliada, enquanto os negativos a 31,48%.

Na Figura 6.58 são apresentados os valores de  $E_{tr24h}$ , obtidos por ambos os sensores utilizados nesta pesquisa (MODIS e ASTER/TERRA), nas áreas teste selecionadas para análise.

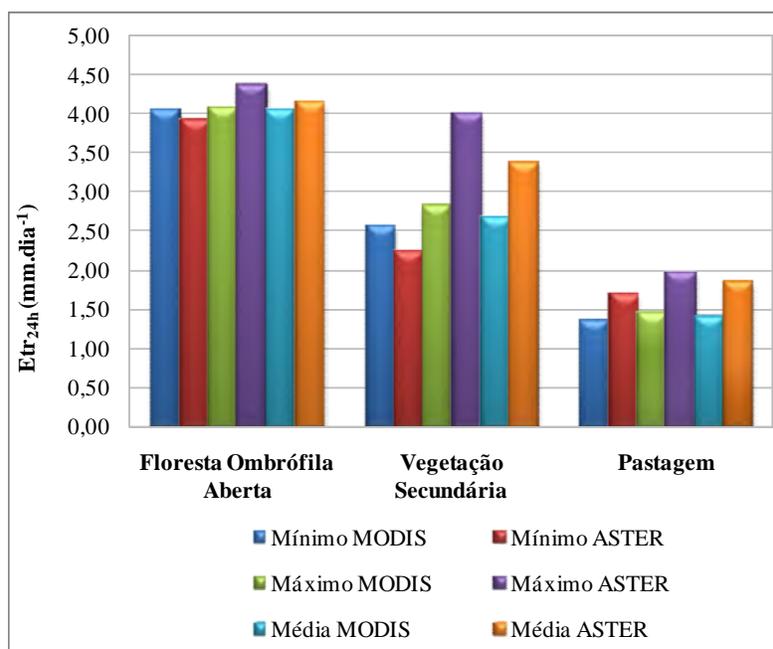


Figura 6.58 - Valores mínimos, máximos e médios de evapotranspiração real diária ( $\text{mm.dia}^{-1}$ ) obtidos a partir dos sensores MODIS e ASTER/TERRA para as áreas teste selecionadas na região da FNSA.

Os valores de  $E_{tr_{24h}}$  estimados a partir do sensor MODIS são razoavelmente concordantes com os estimados a partir de dados ASTER. Especificamente, verifica-se que a menor discrepância entre os valores médios estimados por ambos os sensores se deu na área de floresta ombrófila aberta. O valor médio estimado pelo MODIS foi de  $4,07 \text{ mm.dia}^{-1}$ , enquanto o estimado pelo ASTER foi de  $4,15 \text{ mm.dia}^{-1}$ , uma diferença de  $0,08 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Isso significa que, nessa área, a  $E_{tr_{24hMODIS}}$  foi 1,93% inferior a  $E_{tr_{24hASTER}}$ . A maior discrepância entre os valores médios foi observada na área de vegetação secundária, que apresentou, na estimativa por dados MODIS, um valor médio de  $2,68 \text{ mm.dia}^{-1}$ , e na estimativa por dados ASTER, valor médio de  $3,39 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Esses valores denotam que a  $E_{tr_{24hMODIS}}$  foi 20,94% menor que  $E_{tr_{24hASTER}}$ . A área de pastagem apresentou, nas imagens de  $E_{tr_{24hMODIS}}$  e  $E_{tr_{24hASTER}}$ , valores entre 1,37 e 1,45  $\text{mm.dia}^{-1}$ , e 1,71 e 1,98  $\text{mm.dia}^{-1}$ , respectivamente. Os valores médios foram de 1,41  $\text{mm.dia}^{-1}$  (MODIS) e 1,86  $\text{mm.dia}^{-1}$  (ASTER), o que sugere que o valor médio de  $E_{tr_{24hMODIS}}$  foi 24,19% inferior ao valor médio de  $E_{tr_{24hASTER}}$  na área de pastagem. Ao

considerar as três áreas teste, observa-se que os valores de  $E_{tr_{24h}}$  obtidos pelo sensor MODIS foram, em média, 13,10% inferiores aos obtidos pelo ASTER.

#### **6.7. Estimativas dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração real diária na região da Reserva Biológica do Jaru - MODIS/TERRA**

No presente tópico são apresentadas as principais estimativas do modelo SEBAL, a partir de dados MODIS/TERRA, para a região da RBJ no dia 05/07/2005. De maneira semelhante à realizada no item **6.6**, os resultados foram avaliados através de análises gráficas e da visualização do mapa de uso e cobertura da terra. Na intenção de melhor avaliar as estimativas, assim como compará-las com as obtidas por dados ASTER (relativas ao dia 05/07/2005, apresentadas no item **6.2**), também foram selecionadas áreas teste de seis *pixels* a partir de recortes equivalentes nas imagens (Figura 6.59), e elaborados mapas de desvios entre as imagens obtidas pelos dois sensores.

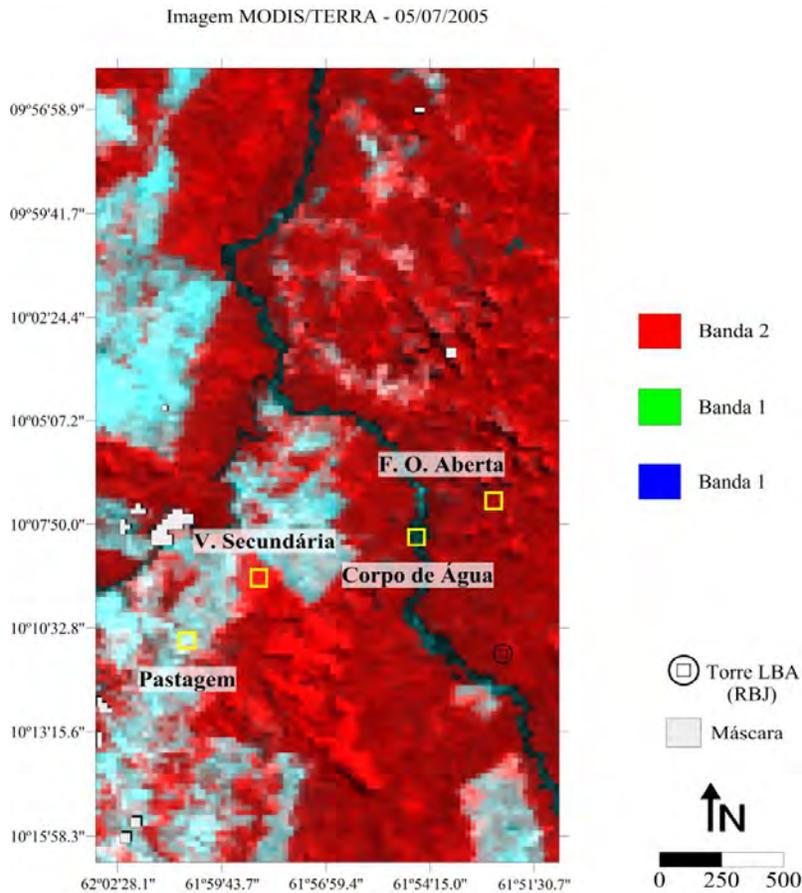


Figura 6.59 - Região da RBJ em imagem MODIS/TERRA (composição R2G1B1) de 05/07/2005, com a localização das áreas teste selecionadas para análise.

O mapeamento do uso e cobertura da terra da região da RBJ em 05/07/2005 foi obtido primeiramente através de dados ASTER, como visto no item **6.2.1**. Visando auxiliar na avaliação das estimativas do SEBAL a partir de imagens MODIS, optou-se por realizar outro mapa utilizando o mesmo dado orbital de entrada no modelo.

A Figura 6.60 mostra o mapa de uso e cobertura da terra gerado com dados MODIS para a região da RBJ no dia 05/07/2005, e a Figura 6.61 ilustra o percentual de ocupação de cada classe de uso e cobertura.

Uso e Cobertura da Terra - 05/07/2005

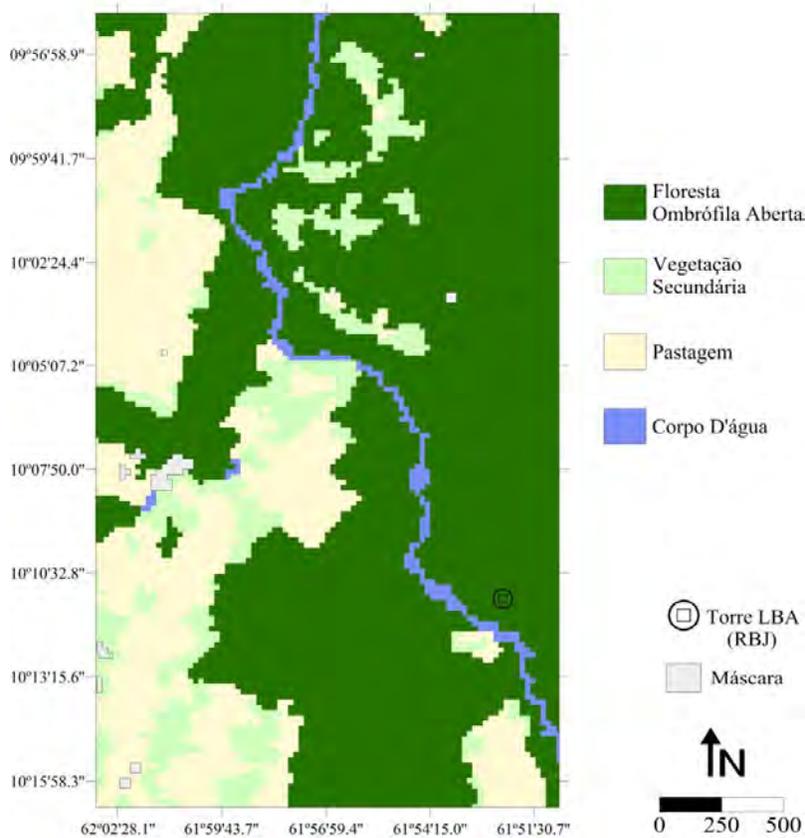


Figura 6.60 - Mapa de uso e cobertura da terra para a região da RBJ em 05/07/2005.

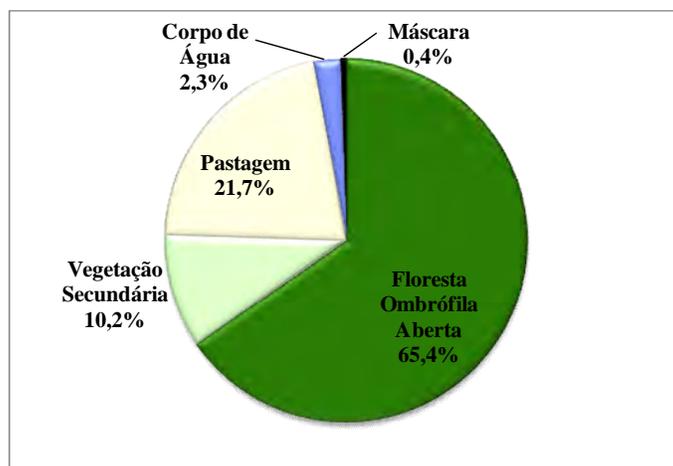


Figura 6.61 - Percentual de ocupação das classes de uso e cobertura da terra na região da RBJ em 05/07/2005.

Verifica-se que as áreas de floresta nativa ocupam a maior parte da região de estudo, fato já observado no mapa gerado a partir da imagem ASTER. Essas áreas ocupam 55618,75 ha e representam 65,4% da área total. As áreas de pastagem representam a segunda maior área e ocupam aproximadamente 18481,00 ha (21,7%), e a vegetação secundária e os corpos de água ocupam, respectivamente, 8643,75 ha (10,2%) e 18481,25 ha (2,3%). O restante da área (0,4%) corresponde à máscara utilizada para excluir da análise as áreas com interferência de nuvens.

No que concerne à acurácia do mapeamento, os índices de Exatidão do Usuário demonstraram que a classe de floresta ombrófila aberta foi a que apresentou maior imprecisão, apresentando um valor de 80,20%, enquanto as demais classes apresentaram valores iguais a 100,00%. O Desempenho Geral da classificação foi de 94,40% (5,3% inferior ao obtido na classificação da imagem ASTER), apresentando Confusão Média de 5,60% e Abstenção Média de 0,00%.

A Figura 6.62 mostra a distribuição espacial do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) obtido com dados do sensor MODIS na região da RBJ em 05/07/2005. Na imagem de NDVI gerada a partir de dados MODIS ( $NDVI_{MODIS}$ ) foram encontrados valores mínimos e máximos de 0,195 e 0,902, respectivamente, com valor médio de 0,784. Os valores obtidos a partir da imagem ASTER (item 6.2.2) apresentaram maior amplitude, variando de -0,162 a 0,942, e valor médio inferior (0,77). Denota-se que a maior diferença se deu entre os valores mínimos, enquanto os valores médios e máximos foram bastante próximos.

Essa relação entre valores mínimos, médios e máximos também foi verificada no item 6.6 ao compararmos as imagens de NDVI geradas a partir de dados ASTER e MODIS na região da FNSA. Assim, essa maior diferença observada entre os valores mínimos, no caso das duas regiões, está relacionada ao fato da maior resolução espacial das imagens ASTER, em relação às imagens MODIS, possibilitar uma melhor diferenciação dos corpos de água, que geralmente estão associados aos valores mais baixos de NDVI.

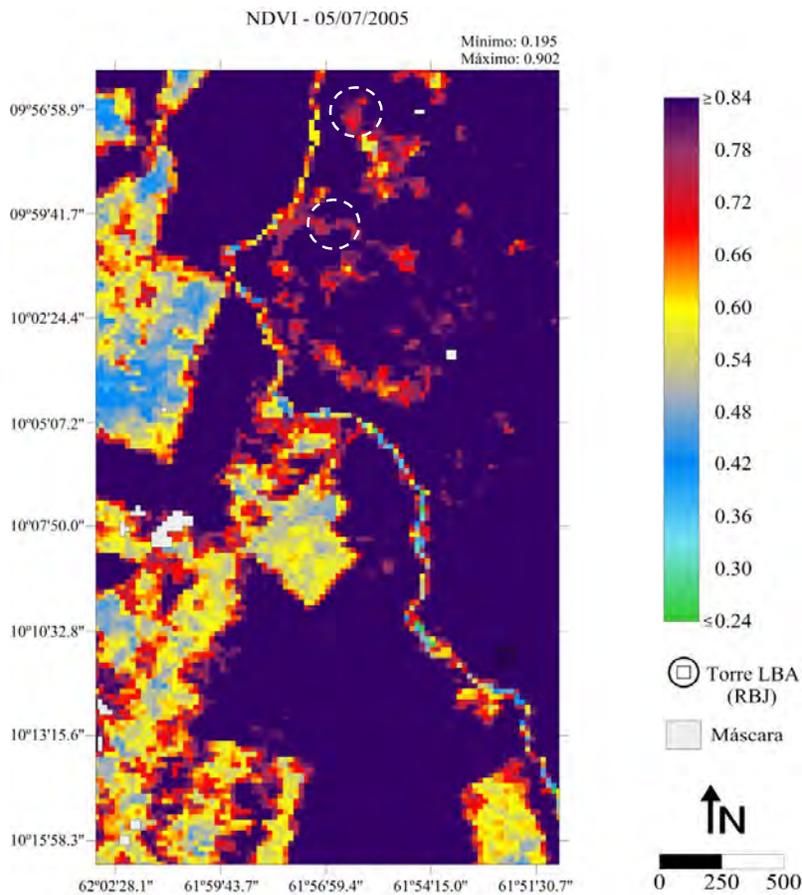


Figura 6.62 - Distribuição espacial do NDVI na região da RBJ em 05/07/2005.

Ao observar a Figura 6.62, verifica-se que os valores mais elevados de NDVI estão relacionados às áreas de floresta ombrófila aberta (tons de roxo) e de vegetação secundária (tons de laranja e vermelho). Cabe salientar que a imagem de NDVI permite uma boa diferenciação entre áreas de floresta nativa e vegetação secundária, em destaque na porção norte da imagem (círculos tracejados em branco na Figura 6.62). As áreas de pastagem apresentam, de modo geral, valores entre  $\approx 0,30$  e  $0,66$ , sendo representadas por cores que variam do azul ao laranja. Os corpos de água não apresentam uma escala de valores definida, pois por serem áreas relativamente pequenas em termos de largura, contam com a mistura dos *pixels* das áreas adjacentes. Apesar de não ser possível detalhar com clareza os valores e, conseqüentemente, as cores que representam os corpos de água, ainda consegue-se observá-los, como por exemplo, a localização e o curso do rio Machado.

Para verificação da variação do NDVI obtido com os sensores ASTER e MODIS foi elaborado um mapa de desvios ( $NDVI_{ASTER} - NDVI_{MODIS}$ ), apresentado na Figura 6.63.

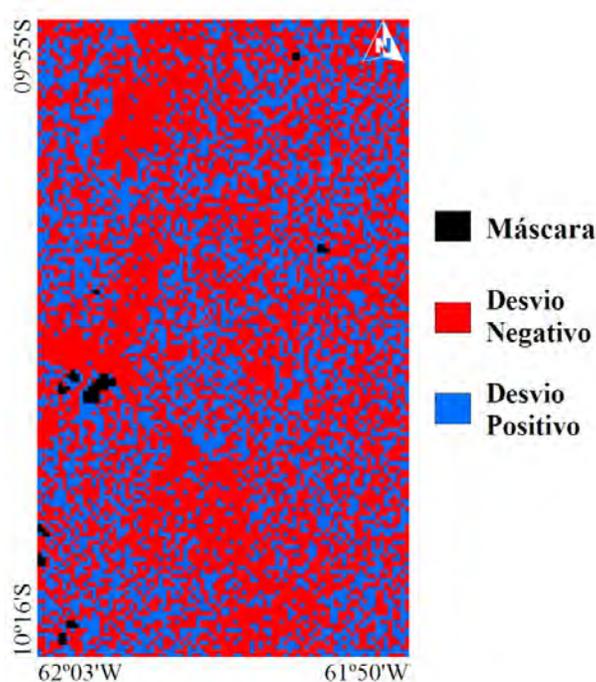


Figura 6.63 - Mapa de desvios do NDVI estimado pelos sensores ASTER e MODIS para a região da RBJ em 05/07/2005.

Observa-se que os desvios negativos e positivos estiveram bastante equiparados, no entanto, os desvios negativos foram superiores e representaram 58,46% da área, enquanto os desvios positivos corresponderam a 41,0%. Esses resultados demonstram que os valores de NDVI estimados a partir da imagem MODIS tenderam a ser mais altos que os estimados a partir de imagens ASTER ( $NDVI_{ASTER} < NDVI_{MODIS}$ ), fato que também havia sido verificado na comparação das estimativas de NDVI entre ambos os sensores na região da FNSA (item 6.6).

De modo à melhor avaliar os valores de NDVI obtidos com o sensor MODIS em distintos tipos de uso/cobertura e compará-los com os obtidos por dados ASTER foram selecionadas quatro áreas teste, cuja localização encontra-se na Figura 6.59.

Na área de floresta ombrófila aberta os valores médios de  $NDVI_{MODIS}$  e  $NDVI_{ASTER}$  foram de 0,872 e 0,863, o que demonstra uma pequena superestimativa do sensor MODIS (1,04%). Na área de vegetação secundária a estimativa a partir do sensor MODIS apontou valores entre 0,866 e 0,875, com média de 0,870, e a estimativa pelo sensor ASTER demonstrou valores entre 0,796 e 0,861 e média de 0,842. O valor médio de  $NDVI_{MODIS}$  na área de pastagem foi 2,37% superior ao  $NDVI_{ASTER}$ , e no corpo de água, na média, o  $NDVI_{MODIS}$  foi 33,03% superior ao  $NDVI_{ASTER}$ . A partir desses resultados constata-se que os valores médios de  $NDVI_{MODIS}$ , considerando todas as áreas teste, foram superiores aos valores médios de  $NDVI_{ASTER}$ . Também se observa uma maior concordância entre os valores de  $NDVI_{MODIS}$  e  $NDVI_{ASTER}$  nas áreas de floresta ombrófila aberta, vegetação secundária e pastagem do que no corpo de água.

A Figura 6.64 mostra a distribuição espacial do albedo obtido com dados do sensor MODIS na região da RBJ em 05/07/2005. Os valores mínimos e máximos encontrados na imagem de albedo estimada por dados MODIS ( $Albedo_{MODIS}$ ) foram de 0,052 e 0,189, respectivamente. Como visto no item **6.2.3**, os valores mínimos e máximos de albedo estimados a partir da imagem ASTER ( $Albedo_{ASTER}$ ) para a região da RBJ, em 05/07/2005, foram de 0,037 e 0,328, denotando que o valor mínimo encontrado na imagem de  $Albedo_{MODIS}$  foi 40,54% superior ao valor mínimo encontrado na imagem de  $Albedo_{ASTER}$ , e que o valor máximo na imagem de  $Albedo_{MODIS}$  foi 42,38% inferior ao valor máximo observado na imagem de  $Albedo_{ASTER}$ . Destaca-se que essa discrepância entre valores mínimos e máximos também foi verificada na comparação entre as estimativas de albedo (ASTER e MODIS) para a região da FNSA, porém, a diferença aqui observada foi menor. Na região da RBJ, o valor médio de albedo observado para a imagem de  $Albedo_{MODIS}$  foi de 0,133, enquanto que o verificado na imagem de  $Albedo_{ASTER}$  correspondeu a 0,147, o que demonstra que o valor médio na imagem de  $Albedo_{MODIS}$  foi 9,52% inferior ao valor médio na imagem de  $Albedo_{ASTER}$ .

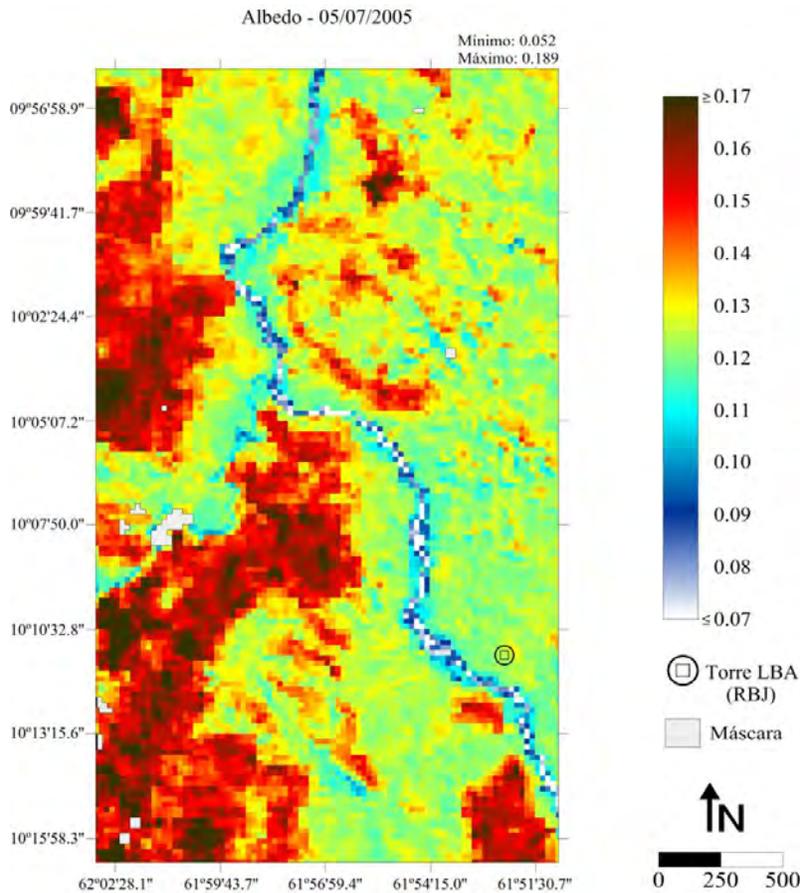


Figura 6.64 - Distribuição espacial do albedo na região da RBJ em 05/07/2005.

A análise visual das Figuras 6.24b e 6.64 possibilita a percepção da boa relação espacial entre as estimativas a partir de dados ASTER e MODIS, denotando que, apesar da perda de algumas informações devido a menor resolução espacial dos dados MODIS, é possível se obter estimativas acuradas de variáveis meteorológicas e climáticas a partir desse sensor. Na estimativa do albedo a partir de dados MODIS (Figura 6.64) verifica-se que os menores valores estão relacionados aos corpos de água ( $\leq 0,10$ ), e os maiores às áreas de pastagem ( $\geq 0,16$ ). De modo geral, os corpos de água estão representados por tons que variam do branco ao azul escuro, e as áreas de pastagem por tons que variam do vermelho ao preto. As áreas de floresta ombrófila aberta compreendem valores entre  $\approx 0,10$  e  $0,14$ , e as áreas de vegetação secundária possuem valores geralmente entre  $\approx 0,14$  e  $0,16$ , sendo representadas no mapa por tons de laranja e vermelho.

A Figura 6.65 apresenta o mapa de desvios de albedo obtido a partir dos sensores ASTER e MODIS/TERRA ( $\text{Albedo}_{\text{ASTER}} - \text{Albedo}_{\text{MODIS}}$ ). O mapa mostra que na maior parte da área estudada os valores estimados a partir do sensor MODIS foram inferiores aos valores estimados pelo ASTER ( $\text{Albedo}_{\text{ASTER}} > \text{Albedo}_{\text{MODIS}}$ ). Os desvios positivos corresponderam a 82,40% da área e os desvios negativos corresponderam a apenas 17,06%. Salienta-se que essa tendência dos valores de albedo estimados a partir do sensor MODIS serem inferiores aos estimados pelo ASTER também foi verificada nas comparações entre as estimativas de albedo para a região da FNSA, porém os totais de *pixels* com desvios positivos e negativos foram mais equiparados (59,19% de desvios positivos e 45,22% de desvios negativos).

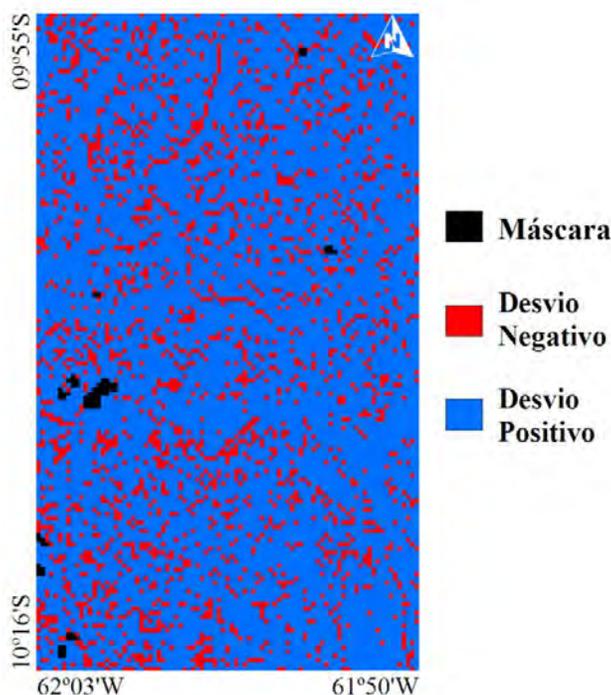


Figura 6.65 - Mapa de desvios do albedo estimado pelos sensores ASTER e MODIS para a região da RBJ em 05/07/2005.

A Figura 6.66 mostra os valores de albedo para as áreas teste selecionadas na região da RBJ em 05/07/2005. Verifica-se que nas quatro áreas teste os valores médios de albedo obtidos a partir do sensor MODIS foram inferiores aos obtidos por dados ASTER. Esse resultado é coerente com o verificado no mapa de desvios, que demonstrou uma

tendência dos valores estimados a partir de dados MODIS serem mais baixos que os estimados por dados ASTER.

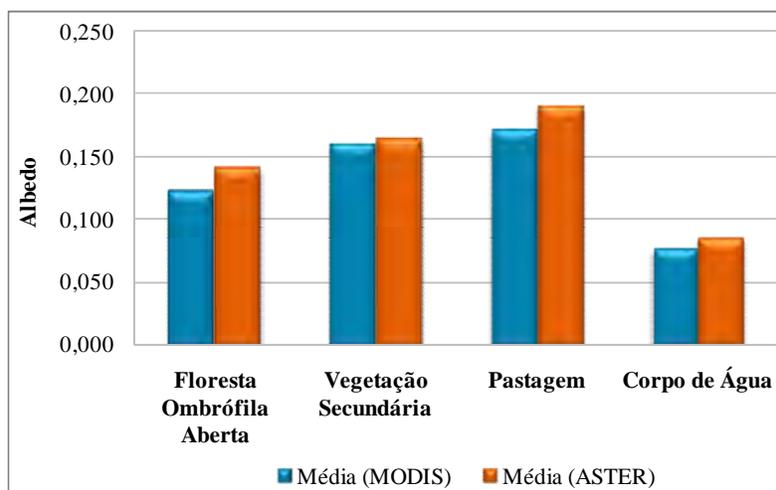


Figura 6.66 - Valores médios de albedo obtidos a partir dos sensores MODIS e ASTER/TERRA para as áreas teste selecionadas na região da RBJ.

A área de floresta ombrófila aberta apresentou a maior discrepância entre os valores médios obtidos a partir de ambos os sensores, sendo verificado um valor médio de albedo na imagem MODIS 13,38% inferior ao obtido pela imagem ASTER. A área de vegetação secundária apresentou pouca variação entre os valores médios de albedo, sendo o  $Albedo_{MODIS}$ , 2,42% inferior ao  $Albedo_{ASTER}$ . A área de pastagem apresentou valores médios de 0,172 ( $Albedo_{MODIS}$ ) e 0,191 ( $Albedo_{ASTER}$ ), o que significa uma subestimativa de 9,95% pelo sensor MODIS. O corpo de água apresentou valores de  $Albedo_{MODIS}$  e  $Albedo_{ASTER}$  de 0,077 e 0,086, respectivamente. Esses resultados sugerem que, na média, para as quatro áreas, os valores de  $Albedo_{MODIS}$  foram 8,90% menores que os valores de  $Albedo_{ASTER}$ .

A Figura 6.67 apresenta a distribuição espacial do balanço de radiação ( $R_n$ ) obtido com dados do sensor MODIS na região da RBJ em 05/07/2005. A imagem de  $R_n$  gerada a partir de dados MODIS ( $R_{nMODIS}$ ) para a região da RBJ apresentou valores mínimo e máximo de 488,81 e 601,32  $W.m^{-2}$ , respectivamente. Na estimativa do balanço de radiação a partir de dados ASTER para a região da RBJ (item 6.2.4) foi observado o valor mínimo de 377,45  $W.m^{-2}$  e o máximo de 608,83  $W.m^{-2}$ . Como pode ser visto os

valores mínimos obtidos para ambas as imagens diferem bastante, enquanto os valores máximos são próximos, ou seja, o valor mínimo encontrado na imagem de  $Rn_{MODIS}$  foi 29,50% superior ao menor valor obtido na imagem de  $Rn_{ASTER}$ , enquanto que o valor máximo encontrado na imagem de  $Rn_{MODIS}$  foi 1,23% inferior ao maior valor observado na imagem de  $Rn_{ASTER}$ . Os valores médios das imagens de  $Rn$  foram de  $537,75 \text{ W.m}^{-2}$  (MODIS) e  $518,39 \text{ W.m}^{-2}$  (ASTER), o que significa que a imagem de  $Rn_{MODIS}$  apresentou um valor médio 3,73% superior ao da imagem de  $Rn_{ASTER}$ . A título de comparação, na análise das estimativas de  $Rn$  obtidas a partir de dados MODIS e ASTER para a região da FNSA, verificou-se que a imagem de  $Rn_{MODIS}$  apresentou um valor médio 2,30% superior ao da imagem de  $Rn_{ASTER}$ .

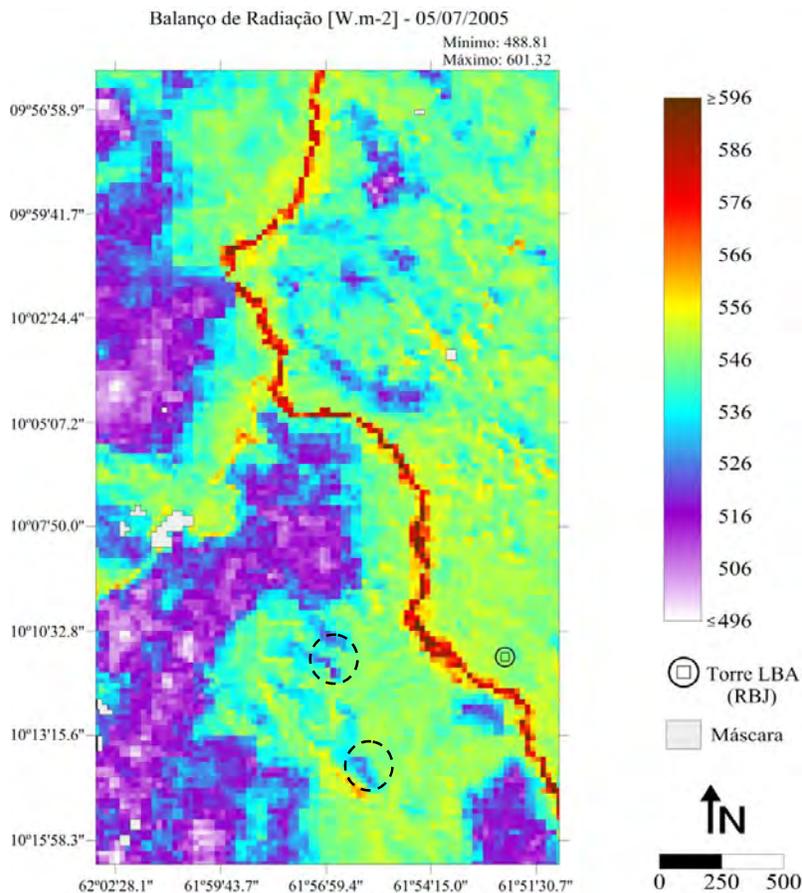


Figura 6.67 - Distribuição espacial do balanço de radiação na região da RBJ em 05/07/2005.

Ao visualizar a Figura 6.67 denota-se uma boa relação com o mapa de uso e cobertura da terra, sendo possível discriminar com facilidade os corpos de água e as áreas de floresta ombrófila aberta das demais classes. A discriminação entre as áreas de vegetação secundária e pastagem é dificultada pela proximidade, por vezes, dos valores estimados para essas áreas.

De modo geral, verifica-se que os maiores valores estão relacionados aos corpos de água e os menores associados às áreas de pastagem. Os corpos de água estão representados por tons variando do amarelo ao vermelho e apresentam valores geralmente superiores a  $556 \text{ W.m}^{-2}$ , enquanto que as áreas de pastagem encontram-se neste mapa nas cores que variam do roxo ao branco, com valores quase sempre inferiores a  $516 \text{ W.m}^{-2}$ . Nas áreas de floresta ombrófila aberta os menores valores são de aproximadamente  $536 \text{ W.m}^{-2}$  e os maiores próximos a  $556 \text{ W.m}^{-2}$ . As cores que representam essas áreas são o azul celeste, o verde claro e o amarelo. As áreas de vegetação secundária apresentam valores entre  $\approx 516$  e  $536 \text{ W.m}^{-2}$  e são representadas no mapa por tons roxos e azuis celeste.

É válido destacar que, assim como visto na imagem de  $Rn_{\text{ASTER}}$  para a região da RBJ em 05/07/2005 (Figura 6.27b), na imagem de  $Rn_{\text{MODIS}}$  também é possível observar algumas áreas de floresta ombrófila aberta com valores de balanço de radiação inferiores às demais (círculos tracejados em preto na Figura 6.67), fato ocasionado devido à variações na incidência de radiação solar em áreas com relevo mais acidentado.

Para avaliar a variação do balanço de radiação obtido com os dois sensores foi elaborado um mapa de desvios ( $Rn_{\text{ASTER}} - Rn_{\text{MODIS}}$ ), conforme ilustra a Figura 6.68. Observa-se claramente que na maior parte da área avaliada os valores de balanço de radiação obtidos com o sensor MODIS foram superiores aos obtidos a partir do sensor ASTER ( $Rn_{\text{ASTER}} < Rn_{\text{MODIS}}$ ). Os desvios negativos corresponderam a 86,14% do total, enquanto os positivos corresponderam a 13,31%.

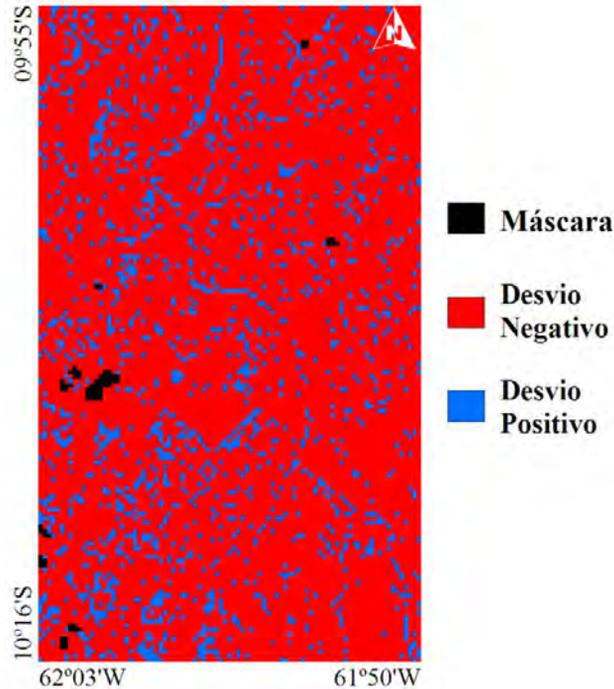


Figura 6.68 - Mapa de desvios do balanço de radiação estimado pelos sensores ASTER e MODIS para a região da RBJ em 05/07/2005.

A fim de compreender o motivo dos valores de  $Rn$  estimados a partir de dados MODIS tenderem a ser mais altos que os estimados a partir de dados ASTER foi realizado um mapa de desvios entre as imagens termais de ambos os sensores ( $Termal_{ASTER} - Termal_{MODIS}$ ). Verificou-se neste mapa que na maior parte da área (89,83%) os desvios eram positivos, ou seja, os valores de temperatura da superfície ( $T_s$ ) obtidos com o sensor MODIS foram na maioria das vezes inferiores aos obtidos com o sensor ASTER.

Destaca-se que esse comportamento foi similar ao encontrado nas imagens termais dos sensores MODIS e ASTER para a região da FNSA, onde se verificou, a partir do mapa de desvios, que em 90,61% da área houveram desvios positivos ( $Termal_{ASTER} > Termal_{MODIS}$ ). Também se observou, a partir do mapa de desvios de  $Rn$  para a região da FNSA ( $Rn_{ASTER} - Rn_{MODIS}$ ), que na maior parte da área avaliada (72,10%) os valores de balanço de radiação obtidos com o sensor MODIS foram superiores aos obtidos a partir do sensor ASTER. Assim, fica evidenciado que nas duas regiões (FNSA e RBJ) os valores de  $Rn$  estimados a partir do sensor MODIS foram na maioria das vezes mais

altos que os estimados por dados ASTER e que essa superestimativa está relacionada aos menores valores de  $T_s$  observados nos dados MODIS, visto que a diminuição da  $T_s$  provoca uma menor perda radiativa da superfície por ondas longas e, portanto, um aumento nos valores de  $Rn$ .

A Tabela 6.15 apresenta os valores médios das imagens de  $G$ ,  $H$  e  $\lambda E$  obtidas através de dados MODIS/TERRA para a região da RBJ. Ao comparar os valores médios das imagens de  $G$ ,  $H$  e  $\lambda E$  obtidas a partir dos sensores MODIS e ASTER (Tabela 6.9) verifica-se que a maior diferença ocorreu entre as imagens de  $H$ . O valor médio da imagem de  $H_{MODIS}$  ( $94,61 \text{ W.m}^{-2}$ ) foi 21,65% superior ao da imagem de  $H_{ASTER}$  ( $77,77 \text{ W.m}^{-2}$ ). A menor diferença encontrada foi entre as imagens de  $\lambda E$ , visto que o valor médio obtido na imagem de  $\lambda E_{MODIS}$  ( $396,46 \text{ W.m}^{-2}$ ) foi 0,53% inferior ao obtido na imagem de  $\lambda E_{ASTER}$  ( $398,57 \text{ W.m}^{-2}$ ). A imagem de  $G_{MODIS}$  apresentou um valor médio 7,67% inferior ao da imagem de  $G_{ASTER}$  ( $50,58 \text{ W.m}^{-2}$ ).

Tabela 6.15 - Valores médios das imagens de fluxo de calor no solo ( $G$ ), fluxo de calor sensível ( $H$ ), e fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ), em  $\text{W.m}^{-2}$ , para a região da RBJ no dia 05/07/2005.

Imagem	Valor Médio ( $\text{W.m}^{-2}$ )
	05/07/2005
<b>Fluxo de Calor no Solo (<math>G</math>)</b>	46,70
<b>Fluxo de Calor Sensível (<math>H</math>)</b>	94,61
<b>Fluxo de Calor Latente (<math>\lambda E</math>)</b>	396,46

De modo a auxiliar na comparação entre as estimativas por dados MODIS e ASTER, elaboraram-se mapas de desvios das variáveis  $G$  ( $G_{ASTER} - G_{MODIS}$ ),  $H$  ( $H_{ASTER} - H_{MODIS}$ ) e  $\lambda E$  ( $\lambda E_{ASTER} - \lambda E_{MODIS}$ ), cujos resultados são apresentados na Tabela 6.16. Observa-se que os valores de fluxo de calor no solo e fluxo de calor sensível estimados a partir do sensor MODIS foram inferiores aos estimados por dados ASTER em aproximadamente 76% e 58% da área analisada. Assim, como esperado, no mapa de  $\lambda E_{ASTER} - \lambda E_{MODIS}$  ocorreu o inverso, ou seja, na maior parte da área ( $\approx 65\%$ ) os valores de  $\lambda E$  estimados pelo MODIS foram superiores aos obtidos pelo ASTER.

Tabela 6.16 - Valores de desvios do fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ) estimados pelos sensores ASTER e MODIS.

Mapa de Desvios	Máscara	Desvio Negativo	Desvio Positivo
	%	%	%
$G_{\text{ASTER}} - G_{\text{MODIS}}$	0,54	23,81	75,65
$H_{\text{ASTER}} - H_{\text{MODIS}}$	0,54	41,26	58,19
$\lambda E_{\text{ASTER}} - \lambda E_{\text{MODIS}}$	0,54	65,12	34,34

De maneira a avaliar os valores estimados a partir dos sensores MODIS e compará-los com as estimativas a partir das imagens ASTER/TERRA, foram selecionadas quatro áreas teste na região da RBJ e extraídos os valores para cada componente do balanço de energia. Esses valores estão apresentados na Figura 6.69.

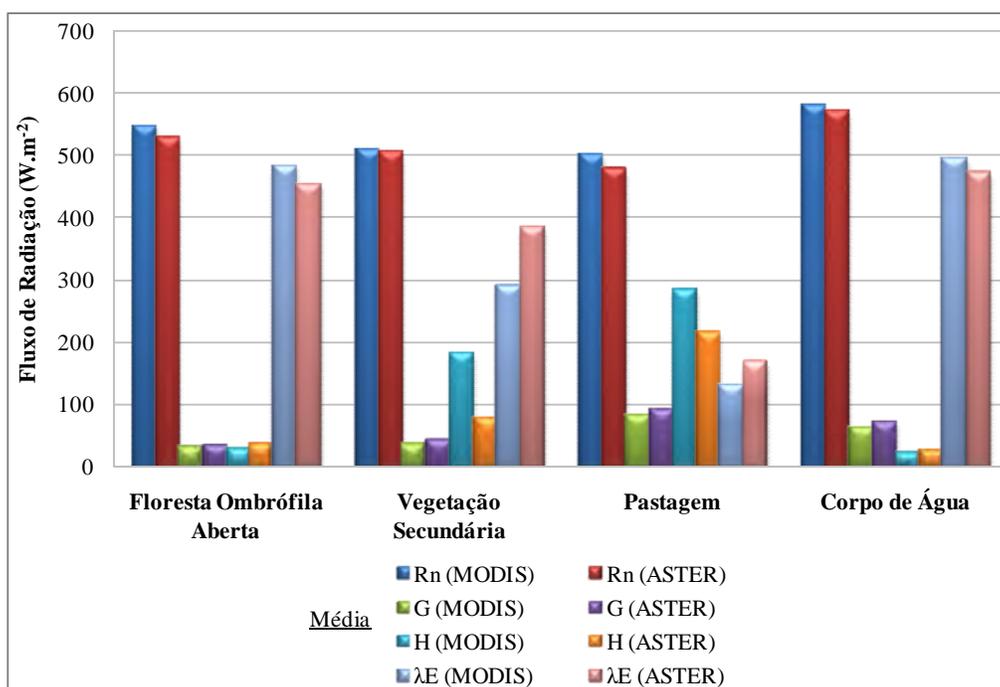


Figura 6.69 - Valores médios de balanço de radiação ( $R_n$ ), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ), em  $W.m^{-2}$ , obtidos a partir dos sensores MODIS e ASTER/TERRA para as áreas teste selecionadas na região da RBJ.

Em geral, observa-se que as estimativas de  $R_n$  e G geradas a partir de dados MODIS e ASTER foram bastante concordantes nas quatro áreas teste. As estimativas de H e  $\lambda E$

obtidas através de ambos os sensores (MODIS e ASTER) apresentaram razoável concordância para as áreas de floresta ombrófila aberta e corpo de água, enquanto que para as áreas de vegetação secundária e pastagem verificaram-se algumas discrepâncias.

A área de floresta ombrófila aberta apresentou na média  $Rn_{MODIS}$  3,27% superior ao  $Rn_{ASTER}$ . O fluxo de calor no solo na área de floresta ombrófila aberta foi bastante semelhante nas estimativas pelos dois sensores, representando 6,02% e 6,92% de  $Rn$  nas estimativas a partir de dados MODIS e ASTER, respectivamente. O valor médio de  $H$  obtido por dados MODIS foi 25,70% inferior ao valor médio de  $H$  obtido pela imagem ASTER, e as relações  $H_{MODIS}/Rn_{MODIS}$  e  $H_{ASTER}/Rn_{ASTER}$  foram de 5,24% e 7,28%, respectivamente. Os valores médios de  $\lambda E_{MODIS}$  e  $\lambda E_{ASTER}$  na área de floresta foram de 485,19 e 454,71  $W.m^{-2}$ , denotando que o valor médio obtido a partir dos dados MODIS foi 6,70% (30,48  $W.m^{-2}$ ) superior ao estimado pelo sensor ASTER. Os valores correspondentes a fração evaporativa foram de 88,74% (MODIS) e 85,81% (ASTER), e os valores da razão de Bowen, de 5,90% (MODIS) e 8,48% (ASTER).

Na área de vegetação secundária, os valores médios de  $Rn_{MODIS}$  e  $Rn_{ASTER}$  foram próximos e corresponderam a 512,27 e 508,60  $W.m^{-2}$ , respectivamente. O valor médio de fluxo de calor no solo foi aproximadamente 14% inferior na estimativa por dados MODIS, e as relações  $G_{MODIS}/Rn_{MODIS}$  e  $G_{ASTER}/Rn_{ASTER}$  foram, respectivamente, de 7,24% e 8,48%. Os valores médios de  $H$  e  $\lambda E$  verificados na área de vegetação secundária, considerando as estimativas dos sensores MODIS e ASTER, foram bastante discrepantes. O valor médio de  $H_{MODIS}$  foi 132,92% superior ao valor médio de  $H_{ASTER}$ , e o valor médio de  $\lambda E_{MODIS}$  foi 27,07% inferior ao valor médio de  $\lambda E_{ASTER}$ .

A área de pastagem apresentou valores médios de  $Rn$  de 501,98  $W.m^{-2}$  (MODIS) e 480,46  $W.m^{-2}$  (ASTER), que são relativamente próximos e denotam uma superestimativa de apenas 4,48% pelos dados MODIS. Os valores médios de  $G$  e  $H$  na área de pastagem foram, tanto para a imagem MODIS quanto para a imagem ASTER, como esperado, os mais altos de todas as áreas analisadas. Na área de pastagem, em média, o  $G_{MODIS}$  foi aproximadamente 10% inferior ao  $G_{ASTER}$ , e o  $H_{MODIS}$  foi 31,28% superior ao  $H_{ASTER}$ . O fluxo de calor latente estimado pelo MODIS foi, em média,

21,90% inferior ao estimado pelo ASTER, e as relações  $\lambda E_{\text{MODIS}}/Rn_{\text{MODIS}}$  e  $\lambda E_{\text{ASTER}}/Rn_{\text{ASTER}}$  na área de pastagem foram de 26,46% e 35,39%, denotando uma diferença de 8,93%.

No corpo de água foram encontrados valores médios muito próximos entre as estimativas a partir dos sensores MODIS e ASTER/TERRA. Verificou-se que, na média, os valores de  $Rn$  e  $\lambda E$  estimados a partir do sensor MODIS foram, respectivamente, 1,59% e 4,99% superiores aos obtidos pelo sensor ASTER, e que os valores de  $G$  e  $H$  estimados pelo sensor MODIS foram 13,22% e 15,65% inferiores aos estimados por dados ASTER.

Destaca-se que no dia 05/07/2005, considerando as estimativas por ambos os sensores, as áreas de floresta ombrófila aberta, vegetação secundária e corpo de água utilizaram uma maior quantidade de energia disponível na superfície para os processos evapotranspirativos, enquanto que a área de pastagem utilizou a maior parte da energia para o aumento da temperatura do ar, o que está de acordo com o esperado para o período seco e sem ocorrência próxima de precipitação.

A Figura 6.70 apresenta a distribuição espacial da evapotranspiração real diária ( $E_{tr_{24h}}$ ) obtida com dados do sensor MODIS na região da RBJ em 05/07/2005. Os valores de  $E_{tr_{24h}}$  estimados a partir de dados MODIS variaram entre -0,07 e 5,10 mm.dia<sup>-1</sup>. No que diz respeito à imagem de  $E_{tr_{24h}}$  gerada por dados ASTER (item **6.2.5**), foram verificados valores entre -0,32 e 5,16 mm.dia<sup>-1</sup>, o que demonstra uma razoável proximidade, em termos absolutos, entre os valores extremos de  $E_{tr_{24h}}$  encontrados para as estimativas por ambos os sensores estudados. O valor médio da imagem de  $E_{tr_{24hMODIS}}$  (3,58 mm.dia<sup>-1</sup>) foi praticamente idêntico ao da imagem de  $E_{tr_{24hASTER}}$  (3,59 mm.dia<sup>-1</sup>), ressaltando uma boa coerência entre as estimativas.

Ao analisar as Figuras 6.30b e 6.70 percebe-se que, embora a resolução espacial do sensor MODIS seja menor que a do ASTER, não permitindo um melhor detalhamento das áreas imageadas, houve uma boa concordância espacial entre as estimativas a partir dos dois sensores, o que evidencia a potencialidade do uso de dados MODIS na determinação da evapotranspiração real diária na Amazônia brasileira.

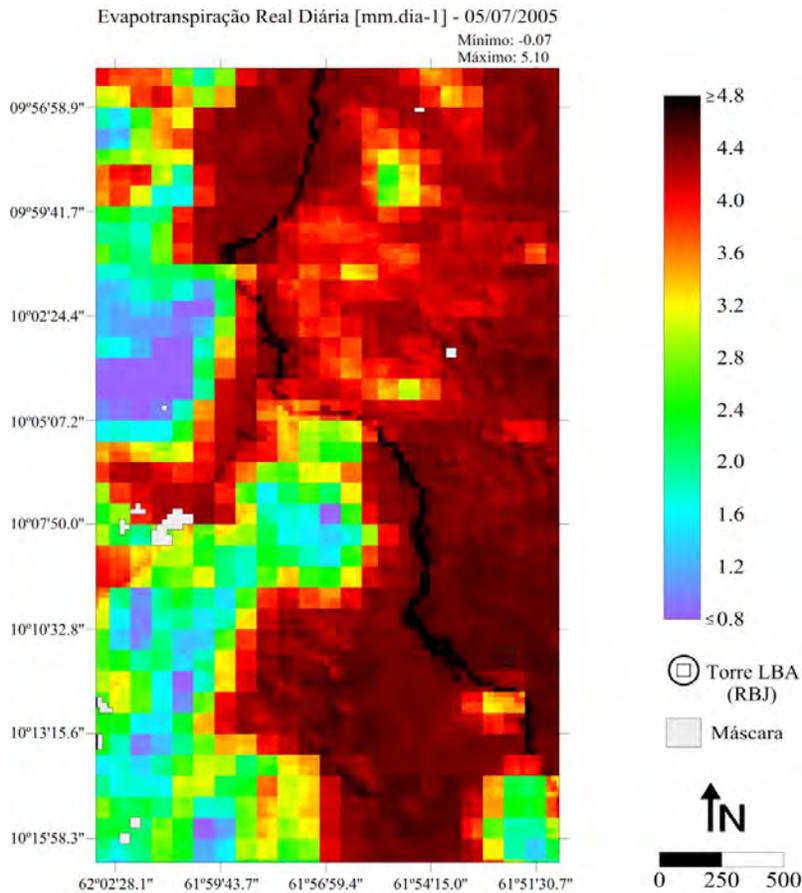


Figura 6.70 - Distribuição espacial da evapotranspiração real diária na região da RBJ em 05/07/2005.

Na Figura 6.70 os maiores valores encontrados dizem respeito aos corpos de água, que apresentaram valores geralmente superiores a  $4,8 \text{ mm.dia}^{-1}$  (representados pela tonalidade preta) e os menores se referem às áreas de pastagem, que apresentaram, de modo geral, valores inferiores a  $2,4 \text{ mm.dia}^{-1}$  (representadas por tons verdes, azuis e roxos). As áreas de vegetação secundária apresentaram valores especialmente entre  $2,4$  e  $3,6 \text{ mm.dia}^{-1}$ , e as áreas de floresta ombrófila aberta apresentaram valores superiores a  $3,6 \text{ mm.dia}^{-1}$  com a maior intensidade próxima a  $4,4 \text{ mm.dia}^{-1}$  (tons de vermelho escuro).

A Figura 6.71 apresenta o mapa de desvios da evapotranspiração real diária obtida a partir dos sensores ASTER e MODIS/TERRA ( $E_{tr24h}^{ASTER} - E_{tr24h}^{MODIS}$ ).

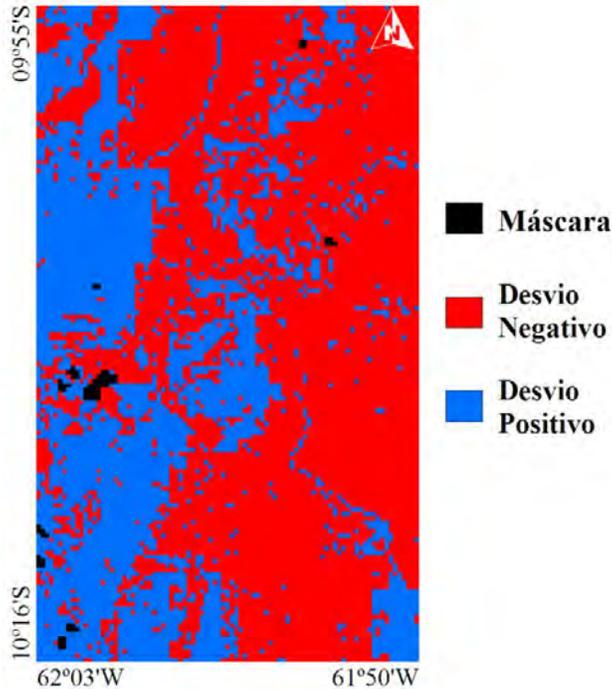


Figura 6.71 - Mapa de desvios da evapotranspiração real diária estimada pelos sensores ASTER e MODIS para a região da RBJ em 05/07/2005.

Verifica-se a ocorrência de uma maior quantidade de desvios negativos na área analisada ( $E_{tr24h}^{ASTER} < E_{tr24h}^{MODIS}$ ). Esses desvios ocorreram em 62,75% da área, enquanto que os desvios positivos ocorreram em 36,71% da área. Esses resultados demonstram que os valores de  $E_{tr24h}$  estimados a partir de dados MODIS na região da RBJ foram, de modo geral, superiores aos estimados pelo sensor ASTER. Ao comparar os mapas de desvios ( $E_{tr24h}^{ASTER} - E_{tr24h}^{MODIS}$ ) obtidos para as regiões da FNSA e RBJ verifica-se que aconteceram situações contrárias, ou seja, na região da FNSA os valores de  $E_{tr24h}^{MODIS}$  foram, na maioria das vezes, inferiores aos valores de  $E_{tr24h}^{ASTER}$ .

Na Figura 6.72 são apresentados os valores de  $E_{tr24h}$  obtidos para as áreas teste selecionadas na região da RBJ. Denota-se que os valores de  $E_{tr24h}$  estimados pelos sensores MODIS e ASTER são bastante próximos nas áreas de floresta ombrófila aberta e corpos de água, enquanto que nas áreas de vegetação secundária e pastagem os valores são um pouco mais distantes.

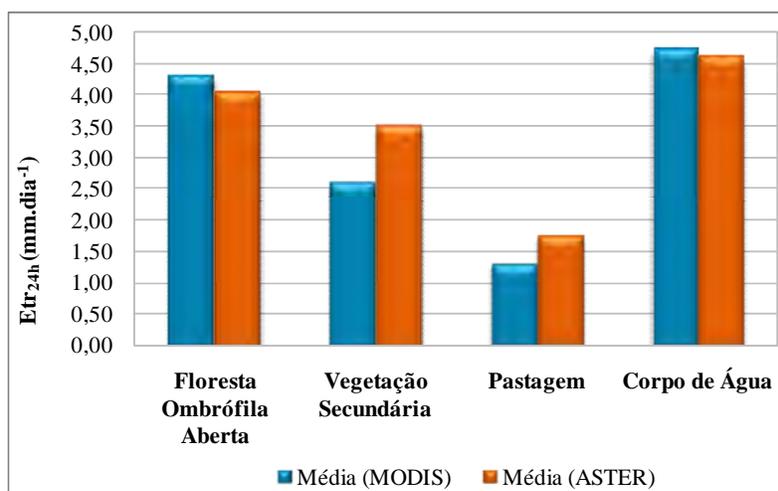


Figura 6.72 - Valores médios de evapotranspiração real diária ( $\text{mm.dia}^{-1}$ ) obtidos a partir dos sensores MODIS e ASTER/TERRA para as áreas teste selecionadas na região da RBJ.

A área de floresta ombrófila aberta apresentou, na média,  $E_{tr24hMODIS}$  5,90% superior a  $E_{tr24hASTER}$  e o corpo de água apresentou  $E_{tr24hMODIS}$  2,60% superior a  $E_{tr24hASTER}$ . A vegetação secundária apresentou valores médios de  $2,61 \text{ mm.dia}^{-1}$  (MODIS) e  $3,51 \text{ mm.dia}^{-1}$  (ASTER), o que corresponde a uma diferença absoluta de  $0,90 \text{ mm.dia}^{-1}$ , portanto o valor médio obtido por dados MODIS foi 25,64% inferior ao obtido pelo sensor ASTER. A área de pastagem apresentou, na média, valor de  $E_{tr24hMODIS}$  25,0% inferior ao valor de  $E_{tr24hASTER}$ . Com relação a essa maior discrepância dos valores nas áreas de vegetação secundária e pastagem, salienta-se que isso pode estar relacionado ao fato da equação de  $Z_{0m}$  não ser calibrada localmente, o que pode ocasionar, especialmente em dados de baixa e moderada resolução espacial, uma menor diferenciação dos coeficientes de rugosidade em áreas que contam com uma maior mistura dos *pixels* (como nesse caso, as áreas de vegetação secundária e pastagem) influenciando primeiramente nos valores de  $H$  e, conseqüentemente, nos valores de  $\lambda E$  e  $E_{tr24h}$ .

## 7 CONCLUSÕES

Com base nos resultados obtidos neste trabalho, foi possível chegar às seguintes conclusões:

- Os mapas gerados por classificação digital para as regiões da FNSA e RBJ, utilizando dados ASTER e MODIS/TERRA, apresentaram Desempenho Geral superior a 94% e permitiram uma avaliação detalhada dos fluxos de energia e evapotranspiração real diária em diferentes tipos de uso/cobertura da terra.
- De uma forma geral, as variáveis estimadas pelo SEBAL (albedo,  $Rn$ ,  $G$ ,  $H$ ,  $\lambda E$  e  $E_{tr_{24h}}$ ), com o uso de dados ASTER e MODIS, variaram de acordo com o tipo de uso/cobertura da terra e responderam às alterações biofísicas e à intensidade pluviométrica nas regiões de estudo nos dias que antecederam a coleta dos dados orbitais.
- As estimativas dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração real diária, com o uso de dados ASTER, nas regiões da FNSA e RBJ, mostraram coerência na distribuição espacial e concordância com os valores encontrados por outros estudos utilizando o SEBAL em tipos de uso/cobertura da terra semelhantes.
- Nas estimativas obtidas para a região da FNSA, com o uso de dados ASTER, nos dias 29/07/2002 e 01/08/2003, verificou-se que, devido à ocorrência de chuva mais próxima ao dia 29/07/2002 os valores médios das imagens de NDVI,  $Rn$ ,  $\lambda E$  e  $E_{tr_{24h}}$  referentes à essa data foram mais altos que os das imagens de 01/08/2003. Em contrapartida, os valores médios das imagens de albedo,  $G$  e  $H$  de 01/08/2003 foram mais altos que os das imagens de 29/07/2002.
- Os valores de albedo, fluxos de energia (com exceção de  $G$ ) e  $E_{tr_{24h}}$  para a área homogênea de pastagem analisada na região da FNSA apresentaram uma razoável concordância com estudos micrometeorológicos em áreas de pastagem na Amazônia.

- Nas estimativas com o uso de dados ASTER na região da RBJ (16/06/2004 e 05/07/2005) verificou-se que a precipitação ocorrida mais próxima à 16/06/2004 proporcionou, para esse dia, valores médios das imagens de NDVI,  $Rn$  e  $\lambda E$  mais elevados que os observados nas imagens do dia 05/07/2005. Esse comportamento ocorreu de acordo com o esperado, no entanto, o mesmo não foi observado para a imagem de  $E_{tr_{24h}}$ . Isto provavelmente se deu pela ocorrência de nuvens próximas à torre micrometeorológica no dia 16/06/2004, que ocasionou uma menor média de radiação solar incidente para esse dia, interferindo negativamente nos valores estimados de evapotranspiração.
- Os valores de albedo,  $Rn$ ,  $\lambda E$  e  $E_{tr_{24h}}$  para a área homogênea de floresta ombrófila aberta avaliada na região da RBJ foram razoavelmente concordantes com estudos micrometeorológicos já realizados na Amazônia, no entanto verificaram-se algumas discrepâncias para os valores de  $G$  e  $H$ .
- Na análise dos casos de mudança de uso/cobertura da terra ocorrentes nas regiões da FNSA e RBJ observou-se que a conversão de: floresta ombrófila aberta para pastagem; floresta ombrófila aberta para vegetação secundária; e vegetação secundária para pastagem, ocasionou um aumento de albedo, diminuição de  $Rn$ , aumento de  $G$ , aumento de  $H$ , e diminuição de  $\lambda E$  e  $E_{tr_{24h}}$ . A mudança de pastagem para queimada gerou uma diminuição de albedo, aumento de  $Rn$ , aumento de  $G$ , aumento de  $H$ , e diminuição de  $\lambda E$  e  $E_{tr_{24h}}$ .
- Os resultados encontrados para os quatro casos de mudança explicitaram a sensibilidade do modelo SEBAL, em conjunto com dados ASTER, em representar quanto e como diferentes alterações no uso/cobertura da terra modificam os fluxos de energia na superfície. Aliado a isso, a boa proximidade entre os valores obtidos e os observados em estudos micrometeorológicos e de modelagem climática também evidenciaram a potencialidade do modelo SEBAL, aliado às imagens ASTER, em fornecer dados confiáveis dos fluxos energéticos e evapotranspiração, podendo funcionar como uma alternativa

metodológica e em caráter de complementaridade com estudos meteorológicos e climáticos.

- A avaliação das medidas de fluxos de superfície obtidas pelas torres micrometeorológicas nos sítios de pastagem (FNSA) e floresta (RBJ) mostrou valores de fechamento do balanço energético concordantes com outros estudos realizados nos sítios do LBA.
- A validação do modelo SEBAL para a condição de pastagem, na qual está situada a torre micrometeorológica do LBA no interior da região da FNSA, indicou uma boa à razoável concordância para as estimativas de albedo,  $R_n$ ,  $H$  e  $\lambda E$ , com erros médios relativos variando entre 5,07% e 15,30%. A  $E_{tr_{24h}}$  apresentou uma baixa concordância com os dados observados em campo, com erro médio relativo de 37,42%. Esse erro se deu principalmente pela equação utilizada para o cômputo da evapotranspiração, que leva em conta a fração evaporativa constante ao longo do dia. As estimativas de  $G$  também apresentaram baixa concordância com os valores medidos *in situ*, que se deu principalmente pela utilização de uma equação empírica não ajustada localmente.
- A validação do SEBAL para a condição de floresta demonstrou que as estimativas de albedo,  $R_n$ ,  $\lambda E$  e  $E_{tr_{24h}}$  apresentaram uma boa à razoável concordância com as medidas *in situ*, com erros médios relativos variando entre 2,77% e 17,95%. Os valores estimados de  $H$  foram inferiores aos medidos nas duas datas avaliadas (16/06/2004 e 05/07/2005) e o erro médio relativo foi de 64,03%, indicando uma baixa concordância entre as estimativas de  $H$  pelo modelo SEBAL e os valores observados na torre micrometeorológica no sítio da RBJ. Acredita-se que essa discrepância se deu pelo método das correlações turbulentas superestimar os valores de  $H$  em áreas de floresta. Com relação às estimativas de  $G$ , verificaram-se diferenças apreciáveis com os valores medidos em campo, que foram reflexo, principalmente, da equação de  $G$  utilizada.

- Os padrões espaciais das estimativas a partir de dados MODIS foram similares aos obtidos com o uso do sensor ASTER, no entanto, observou-se que após o cômputo de H (através do processo iterativo) ocorreu uma perda das relações espaciais entre as estimativas por ambos os sensores.
- Na comparação dos valores médios das imagens estimadas a partir de dados MODIS com as estimativas por dados ASTER, nas regiões da FNSA e da RBJ, observou-se um padrão similar de superestimativa/subestimativa e que os valores médios das imagens geradas por ambos os sensores apresentaram, de um modo geral, boa concordância. Para ambas as regiões, os valores médios das imagens de  $NDVI_{MODIS}$ ,  $Rn_{MODIS}$ , e  $H_{MODIS}$  foram superiores aos das imagens de  $NDVI_{ASTER}$ ,  $Rn_{ASTER}$ , e  $H_{ASTER}$ . Nas demais estimativas (albedo, G,  $\lambda E$  e  $E_{tr_{24h}}$ ) os valores médios das imagens geradas por dados MODIS foram inferiores aos das imagens obtidas através de dados ASTER. Na região da FNSA a maior diferença verificada entre os valores médios das imagens correspondeu ao fluxo de calor sensível (30,23%) e a menor ao albedo (-0,57%). Na região da RBJ a maior diferença também se deu no fluxo de calor sensível (21,65%) e a menor na evapotranspiração real diária (-0,28%).
- Os mapas de desvios elaborados para as regiões da FNSA e da RBJ possibilitaram verificar as tendências dos valores estimados a partir de dados MODIS serem superiores ou inferiores aos estimados por dados ASTER. Na região da FNSA os valores de NDVI,  $Rn$  e H estimados por dados MODIS foram, na maioria das vezes, superiores aos estimados por dados ASTER, enquanto que os valores de albedo, G,  $\lambda E$  e  $E_{tr_{24h}}$  tenderam a ser inferiores. Na região da RBJ os mapas de desvios demonstraram que os valores de NDVI,  $Rn$ ,  $\lambda E$  e  $E_{tr_{24h}}$  estimados por dados MODIS foram, na maioria das vezes, superiores que os estimados por dados ASTER, enquanto que os valores de albedo, G e H tenderam a ser inferiores.
- Na comparação dos valores estimados a partir de dados MODIS com as estimativas por dados ASTER nas áreas teste selecionadas nas regiões da FNSA

e da RBJ, verificaram-se algumas diferenças, consideradas aceitáveis para a generalidade das situações. Na região da FNNSA a maior diferença foi verificada para a estimativa de  $H$  na área de vegetação secundária (84,74%), enquanto que a menor para a estimativa de  $Rn$  na área de floresta ombrófila aberta (0,11%). Na região da RBJ a maior diferença também foi verificada para a estimativa de  $H$  na área de vegetação secundária (132,92%), e a menor para a estimativa de  $Rn$  na área de vegetação secundária (0,72%).

- De acordo com os resultados obtidos com o sensor MODIS/TERRA pode-se dizer que a moderada resolução espacial desses dados pode ter influenciado no aumento do erro das estimativas em comparação com os dados ASTER, pois cada *pixel* pode englobar uma grande variedade de tipos de uso/cobertura da terra. No entanto, a visão espacializada (coerente com a realidade) aliada a alta resolução radiométrica, a alta resolução temporal e o fato dos dados MODIS terem os efeitos da atmosfera minimizados, confirmam a potencialidade desse sensor na estimativa dos fluxos energéticos e evapotranspiração na região amazônica.
- Por fim, conclui-se que o modelo SEBAL foi eficiente no mapeamento da distribuição espacial dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração real diária em áreas inseridas na Amazônia brasileira, a partir da utilização de dados de sensoriamento remoto de alta e moderada resolução espacial. Dessa maneira, o sensoriamento remoto se configura em um importante subsídio para atender as necessidades relativas à quantificação e espacialização dos fluxos de energia em superfície e do balanço hídrico da atmosfera na Amazônia.

### **7.1. Considerações finais**

As mudanças climáticas e as possíveis alterações no meio ambiente ainda não são totalmente compreendidas; portanto, torna-se relevante o aprimoramento de métodos estabelecidos para avaliar, identificar e também possibilitar a mitigação dos efeitos que fatores como as atividades humanas ou até mesmo inerentes a conformação natural do

planeta Terra possam ter sobre os diferentes problemas ambientais. No que concerne ao entendimento do desmatamento e como ele pode afetar o clima, primeiramente é necessário avaliar como as modificações da cobertura vegetal alteram o equilíbrio de energia e o tempo e clima próximo à superfície. A supressão das áreas de floresta nativa altera o balanço de energia na superfície; entretanto, para quantificar esta alteração, é fundamental estabelecer medidas comparativas de variáveis meteorológicas próximo à superfície para as regiões de floresta e áreas desmatadas adjacentes. Uma forma de se conseguir isso é por meio de modelagem, a partir da inter-relação de dados/informações em diferentes escalas.

Os resultados encontrados nesta pesquisa demonstraram que a integração de dados de sensoriamento remoto (EOS/TERRA) com informações de superfície (torres do LBA), por intermédio do modelo SEBAL, constituiu uma proposição útil para a espacialização e avaliação dos fluxos de energia sob diferentes tipos de uso/cobertura da terra na região amazônica, o que pode contribuir para a melhor compreensão da interação entre a floresta tropical e a atmosfera e gerar informações de entrada necessárias aos modelos de superfície acoplados aos modelos de circulação geral da atmosfera. A utilização do modelo SEBAL em uma região com inúmeras peculiaridades como a Amazônia, onde a cobertura de nuvens, a disponibilidade de dados orbitais e a vasta área territorial são problemáticas, possibilitou a estimativa e espacialização dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração real diária de maneira sistemática em uma região onde a maioria das informações são geradas pontualmente. Espera-se que os resultados obtidos subsidiem e incentivem futuros estudos e que possam auxiliar na compreensão do funcionamento climático e hidrológico da região amazônica, bem como na avaliação do impacto, em âmbito regional e global, causado por mudanças de uso/cobertura da terra.

#### **7.1.1. Recomendações**

Embora bons resultados tenham sido alcançados, este ainda é um dos estudos precursores da utilização do modelo SEBAL na Amazônia, e dessa forma, os

conhecimentos necessitam ser ampliados. Visando o aprimoramento de estudos dessa natureza na região amazônica, recomenda-se:

- ✓ Realizar experimentos micrometeorológicos intensivos para a medição dos fluxos de energia em diferentes tipos de uso/cobertura da terra na Amazônia, o que permitiria ampliar a avaliação e validação dos resultados obtidos por modelagem via SEBAL.
- ✓ Parametrizar a equação de fluxo de calor no solo (G) para as características intrínsecas aos principais tipos de uso/cobertura da terra na Amazônia. Uma proposta seria considerar separadamente as contribuições do solo e da vegetação na contabilização desse fluxo, através, por exemplo, do uso de imagens fração.
- ✓ Calibrar localmente os coeficientes empíricos das equações que parametrizam o coeficiente de rugosidade da superfície ( $Z_{0m}$ ) para distintas classes de uso/cobertura da terra da região amazônica.
- ✓ Considerar a Taxa de Energia Armazenada pela Biomassa no cômputo do balanço de energia, em especial, para as áreas de floresta. Na literatura são encontradas diversas expressões simplificadas que poderiam ser inseridas nas parametrizações do modelo SEBAL, como as descritas por Viswanadham et al. (1990) e Michiles (2004).
- ✓ Utilizar a estimativa de evapotranspiração real diária proposta por Trezza (2002), calculada em função da evapotranspiração de referência da *Food and Agriculture Organization* (FAO).
- ✓ Dar continuidade aos estudos com o modelo SEBAL na Amazônia (visando o ajuste do modelo e a validação para os demais sítios do LBA), utilizando dados ASTER e MODIS/TERRA, assim como dados TM/Landsat 5 e MODIS/AQUA. Esse último poderia trazer grandes avanços no conhecimento da variação dos fluxos de energia na parte da tarde, devido seu horário de imageamento ( $\approx 13h30$ ).



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABRAMS, M. The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER): data products for the high spatial resolution imager on NASA's Terra platform. **International Journal of Remote Sensing**, v. 21, n. 5, p. 847-859, 2000.

AGUIAR, L. J. G. **Balço de radiação em áreas de floresta e de pastagem em Rondônia**. 2007. 70 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2007.

AGUIAR, L. J. G.; COSTA, J. M. N.; FISCHER, G. R.; AGUIAR, R. G.; COSTA, A. C. L.; FERREIRA, W. P. M. Estimativa da radiação de onda longa atmosférica em áreas de floresta e de pastagem no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 2, p. 215-224, 2011.

ALLEN, R. G. Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study. **Journal of Hydrology**, v. 229, n. 1-2, p. 27-41, 2000.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R. A. Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, n. 3-4, p. 251-268, 2005.

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**, v. 133, n. 4, p. 380-394, 2007.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. **SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) advanced training and user's manual - Idaho implementation**. Idaho: Idaho University, 2002. 98 p.

ALMEIDA, C. A. **Estimativa da área e do tempo de permanência da vegetação secundária na Amazônia legal por meio de imagens LANDSAT/TM**. 2008. 129 p. (INPE-15651-TDI/1429). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

ALVALÁ, R. C. S. **Estudo da partição de energia em terrenos complexos (áreas desflorestadas e florestadas)**. 1993. 177 p. (INPE-5522-TDI/519). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1993.

ALVALÁ, R. C. S.; GIELOW, R.; WRHIGHT, I. R.; HODNETT, M. G. Thermal diffusivity of Amazonian soils. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996. p. 139-150.

ALVALÁ, R. C. S.; GIELOW, R.; ROCHA, H. R.; FREITAS, H. C.; LOPES, J. M.; MANZI, A. O.; VON RANDOW, C.; DIAS, M. A. F. S.; CABRAL, O. M. R.; WATERLOO, M. J. Intradiurnal and seasonal variability of soil temperature, heat flux, soil moisture content, and thermal properties under forest and pasture in Rondônia. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 1-20, 2002.

AMARAL, S.; SOARES, J. V.; ALVES, D. S.; MELLO, E. M. K.; ALMEIDA, S. A. S.; SILVA, O. F.; SILVEIRA, A. M. Relações entre Índice de Área Foliar (LAI), Área Basal e Índice de Vegetação (NDVI) em relação a diferentes estágios de crescimento secundário na Floresta Amazônica em Rondônia. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 8. (SBSR), 1996, Salvador. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 1996. p. 485-490. CD-ROM. ISBN 85-17-00014-5. (INPE-6181-PRE/2270). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/deise/1999/01.29.11.24>>. Acesso em: 19 jul. 2012.

ANDERSON, J. R.; HARDY, E. E.; ROACH, J. T.; WITMER, R. E. **Sistema de classificação do uso da terra e do revestimento do solo para utilização com dados de sensores remotos**. Rio de Janeiro: IBGE, 1979. 79 p.

ANDERSON, L. O. **Classificação e monitoramento da cobertura vegetal do estado do Mato Grosso utilizando dados multitemporais do sensor MODIS**. 2004. 247 p. (INPE-12290-TDI/986). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004.

ANDERSON, L. O.; LATORRE, M. L.; SHIMABUKURO, Y. E.; ARAI, E.; CARVALHO JÚNIOR, O. A. **Sensor MODIS: uma abordagem geral**. São José dos Campos: INPE, 2003. 53 p.

ANDRADE, N. L. R.; AGUIAR, R. G.; SANCHES, L.; ALVES, E. C. R. F.; NOGUEIRA, J. S. Partição do saldo de radiação em áreas de floresta amazônica e floresta de transição Amazônia-Cerrado. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 3, p. 346-355, 2009a.

ANDRADE, R. G.; BATISTELLA, M.; VICTORIA, D. C.; BARBOSA, R. A.; PAZ, A. R. **Uso de técnicas de sensoriamento remoto no mapeamento da evapotranspiração de pastagens**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2009b. 44 p.

ANDRADE, R. G.; PAZ, A. R.; VICTORIA, D. C.; DELGADO, R. C.; LIMA, E. P. Análise da evapotranspiração real diária em diferentes classes de uso e cobertura da terra na região do Pantanal. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16. (CBM), 2010, Belém. **Anais...** Rio de Janeiro: CBM, 2010. p 1-5. CD-ROM.

ANDRÉ, R. G. B.; FERRAUDO, A. S.; MOLION, L. C. B. Contrastes climáticos entre as estações seca e chuvosa sobre a floresta amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 11, n. 1-2, p. 76-81, 1996.

- ARRAES, F. D. D; ANDRADE, E. M.; SILVA, B. B. Dinâmica do balanço de energia na Bacia Hidráulica do Açude Orós e suas adjacências. **Revista Caatinga**, v. 25, n. 1, p. 119-127, 2012.
- ARTAXO NETTO, P. E. Break down boundaries in climate research. **Nature**, v. 481, n. 7381, p. 239-239, 2012.
- ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. San Diego: Academic Press, 2001. 420 p.
- BALDOCCHI, D.; JACOVIDES, C. P.; MCCREE, K. J. Seasonal variations in the radiation regime within an oak-hickory forest. **Agricultural for Meteorology**, v. 33, n. 5, p. 177-191, 1984.
- BASTABLE, H. G.; SHUTTLEWORTH, W. J.; DALLAROSA, R. L. G.; FISCH, G.; NOBRE, C. A. Observations of climate, albedo, and surface radiation over cleared undisturbed Amazonian forest. **International Journal of Climatology**, v. 13, n. 7, p. 783-796, 1993.
- BASTIAANSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain**. 1995. 273 p. Tese (Ph.D.) - Wageningen Agricultural University, Wageningen, 1995.
- BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, v. 229, n. 1-2, p. 87-100, 2000.
- BASTIAANSEN, W. G. M.; NOORDMAN, E. J. M.; PELGRUM, H.; DAVIDS, G.; ALLEN, R. G. SEBAL for spatially distributed ET under actual management and growing conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 131, n. 1, p. 85-93, 2005.
- BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL): formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212-213, n. 1-4, p. 198-212, 1998a.
- BASTIAANSEN, W. G. W.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J.; ROERINK, G. J.; VAN DER WAL, T. A remote sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL): validation. **Journal of Hydrology**, v. 212-213, n. 1-4, p. 213-229, 1998b.
- BASTIAANSEN, W. G. M.; ALI, S. A new crop yield forecasting model based on satellite measurements applied across the Indus Basin, Pakistan. **Agriculture Ecosystems & Environment**, v. 94, n. 3, p. 321-340, 2003.
- BERK, A.; BERNSTEIN, L. S.; ANDERSON, G. P.; ACHARYA, P. K.; ROBERTSON, D. C.; CHETWYND, J. H. MODTRAN cloud and multiple scattering upgrades with application to AVIRIS. **Remote Sensing of Environment**, v. 65, n. 3, p. 367-375, 1998.

BEVAN, S. L.; NORTH, P. R. J.; GREY, W. M. F.; LOS, S. O.; PLUMMER, S. E. Impact of atmospheric aerosol from biomass burning on Amazon dry-season drought. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. D09204, p. 1-11, 2009.

BEZERRA, B. G. **Obtenção da evapotranspiração diária no Cariri Cearense utilizando imagens Landsat 5-TM e o algoritmo SEBAL**. 2006. 135 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2006.

BEZERRA, M. V. C. **Determinação do coeficiente de cultivo e da biomassa do algodoeiro irrigado por meio de imagens TM-LANDSAT 5**. 2009. 91 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2009.

BHATTARAI, N.; DOUGHERTY, M.; MARZEN, L. J.; KALIN, L. Validation of evaporation estimates from a modified Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) model in the south-eastern United States. **Remote Sensing Letters**, v. 3, n. 6, p. 511-519, 2012.

BLANKEN, P. D.; BLACK, T. A.; NEUMANN, H. H.; DEN HARTOG, G.; YANG, P. C.; NESIC, Z.; STAEBLER, R.; CHEN, W.; NOVAK, M. D. Turbulent flux measurements above and below the overstory of a boreal aspen forest. **Boundary Layer Meteorology**, v. 89, n. 1, p. 109-140, 1998.

BOEGH, E.; SOEGAARD, H.; THOMSEN, A. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. **Remote Sensing of Environment**, v. 79, n. 2-3, p. 329-343, 2002.

BORBA, J. C. C.; MOURA, M. A. L.; QUERINO, C. A. S.; MARIANO, G. L. Comparação sazonal do saldo de radiação e evapotranspiração (estação seca e chuvosa) na Amazônia - Florestas e Pastagens. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13. (CBM), 2004, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza: NOIX, 2004. p. 1-9. CD-ROM.

BORGES, V. P. **Aplicação do algoritmo SEBAL e imagens Landsat para estimativa da demanda hídrica do algodoeiro irrigado no Oeste da Bahia**. 2008. 84 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Agrárias) - Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, Cruz das Almas, 2008.

BORGES, V. P.; OLIVEIRA, A. S.; SILVA, B. B. Mapeamento e quantificação de parâmetros biofísicos e radiação líquida em área de algodoeiro irrigado. **Ciência e Agrotecnologia**, v. 34, n. 2, p. 485-493, 2010.

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

CAMPAORÉ, H.; HENDRICKX, J. M. H.; HONG, S. H.; FRIESEN, J.; GIESEN, N. C. V.; RODGERS, C.; SZARZYNSKI, J.; VLEK, P. L. G. Evapotranspiration mapping at two scales using optical imagery in the White Volta Basin, Upper East Ghana. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 33, n. 1-2, p. 127-140, 2008.

CARDILLE, J. A.; FOLEY, J. A. Agricultural land-use change in Brazilian Amazon between 1980 and 1995: evidence from integrated satellite and census data. **Remote Sensing of Environment**, v. 87, n. 4, p. 551-562, 2003.

CARDOSO, M.; NOBRE, C. A.; SAMPAIO, G.; HIROTA, M.; VALERIANO, D. M.; CÂMARA, G. Long-term potential for tropical-forest degradation due to deforestation and fires in the Brazilian Amazon. **Biologia**, v. 64, n. 3, p. 433-437, 2009.

CARREIRAS, J. M. B.; PEREIRA, J. M. C. SPOT-4 VEGETATION multi-temporal compositing for land cover change studies over tropical regions. **International Journal of Remote Sensing**, v. 26, n.7, p. 1323-1346, 2005.

CARREIRAS, J. M. B.; PEREIRA, J. M. C.; CAMPAGNOLO, M. L.; SHIMABUKURO, Y. E. Assessing the extent of agriculture/pasture and secondary succession forest in the Brazilian Legal Amazon using SPOT VEGETATION data. **Remote Sensing of Environment**, v. 101, n. 3, p. 283-298, 2006.

CHANDRAPALA, L.; WIMALASUYA, M. Satellite measurements supplemented with meteorological data to operationally estimate evaporation in Sri Lanka. **Agricultural Water Management**, v. 58, n. 2, p. 89-107, 2003.

CHEMIN, Y.; PLATONOV, A.; UL-HASSAN, M.; ABDULLAEV, I. Using remote sensing data for water depletion assessment at administrative and irrigation-system levels: case study of the Ferghana Province of Uzbekistan. **Agricultural Water Management**, v. 64, n. 3, p. 183-196, 2004.

CHRYSOULAKYS, N. Estimation of the all-wave net radiation balance in urban environment with the combined use of Terra/ASTER multispectral imagery and in-situ spatial data. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. D18, p. 4582-4592, 2003.

CORREIA, F. W. S. **Modelagem do impacto de modificações da cobertura vegetal amazônica no clima regional**. 2005. 422 p. (INPE-14094-TDI/1077). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005.

CORREIA, F. W. S.; ALVALÁ, R. C. S.; MANZI, A. O.; GIELOW, R.; KUBOTA, P. Y. Calibração do “Simplified Simple Biosphere Model-SSiB” para áreas de pastagem e floresta na Amazônia com dados do LBA. **Acta Amazonica**, v. 35, n. 2, p. 273-288, 2005.

COSTA FILHO, J. F. **Avaliação dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração em região semi-árida usando imagens orbitais Landsat-5 TM e**

- Terra-Modis**. 2005. 141 p. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2005.
- COSTA, M. H.; FOLEY, J. A. Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations on the climate of Amazonia. **Journal of Climate**, v. 13, n. 1, p. 18-34, 2000.
- COSTA, R. F.; FEITOSA, J. R. P.; FISCH, G.; SOUZA, S. S.; NOBRE, C. A. Variabilidade diária da precipitação em regiões de floresta e pastagem na Amazônia. **Acta Amazonica**, v. 28, n. 4, p. 395-408, 1998.
- CULF, A. D.; ESTEVES, J. L.; MARQUES FILHO, A. O.; ROCHA, H. R. Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996. p. 175-192.
- CULF, A. D.; FISCH, G.; HODNETT, M. G. The albedo of Amazonian forest and rangeland. **Journal of Climate**, v. 8, n. 6, p. 1544-1554, 1995.
- DARNELL, W. L.; GUPTA, S. K.; STAYLOR, W. F. Downward longwave radiation at the surface from satellite measurements. **Journal of Applied Meteorology**, v. 22, n. 11, p. 1956-1960, 1983.
- DAUGHTRY, C. S. T.; KUSTAS, W. P.; MORAN, M. S.; PINTER, P. J.; JACKSON, R. D.; BROWN, P. W.; NICHOLS, W. D.; GAY, L. W. Spectral estimates of net radiation and soil heat flux. **Remote Sensing of Environment**, v. 32, n. 2-3, p. 111-124, 1990.
- DAVIDSON, E. A.; ARAÚJO, A. C.; ARTAXO NETTO, P. E.; BALCH, J. K.; BROWN, I. F.; BUSTAMANTE, M. M.; COE, M. T.; DEFRIES, R. S.; KELLER, M.; LONGO, M.; MUNGER, J. W.; SCHROEDER, W.; SOARES-FILHO, B. S.; SOUZA, C. M.; WOFSY, S. C. The Amazon basin in transition. **Nature**, v. 481, n. 7381, p. 321-328, 2012.
- DELIRE, C.; FOLEY, J. A. Evaluating the performance of a land surface / ecosystem model with biophysical measurements from contrasting environments. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D14, p. 16,895-16,909, 1999.
- DI PACE, F. T.; SILVA, B. B.; SILVA, V. P. R.; SILVA, S. T. A. Mapeamento do saldo de radiação com imagens Landsat 5 e modelo de elevação digital. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 12, n. 4, p. 385-392, 2008.
- DIAS, M. A. F. S.; REGNIER, P. Simulation of mesoscale circulations in a deforested area of Rondônia in dry season. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996. p. 531-547.

DORIGO, W. A.; ZURITA-MILLA, R.; DE WIT, A. J. W.; BRAZILE, J.; SINGH, R.; SCHAEPMAN, M. E. A review on reflective remote sensing and data assimilation techniques for enhanced agroecosystem modeling. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 9, n. 2, p. 165-193, 2007.

DUFFIE, J. A.; BECKMAN, W. **Solar engineering of thermal processes**. New York: John Wiley & Sons, 1980. 944 p.

FEARNSIDE, P. M. Global warming in Amazonia: impacts and mitigation. **Acta Amazonica**, v. 39, n. 4, p. 1003-1012, 2009.

FEITOSA, J. R. P. **Uso de técnica de sensoriamento remoto e imagens Landsat-TM e NOAA-AVHRR na estimativa do balanço de radiação à superfície**. 2005. 164 p. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2005.

FERNANDES, L. C.; PEDROSO, S. C. (Coord.) **Atlas geoambiental de Rondônia**. Porto Velho: SEDAM, 2003. 143 p.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitations distribution over central and western tropical South America. **Climanálise**, v. 5, n. 6, p. 36-45, 1990.

FISCH, G. Climatic aspects of the Amazonian Tropical Forest. **Acta Amazonica**, v. 20, n. 1, p. 39-48, 1990.

FISCH, G.; LEAN, J.; WRIGHT, I. R.; NOBRE, C. A. Simulações climáticas do efeito do desmatamento na região Amazônica: estudo de um caso em Rondônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 12, n. 1, p. 33-48, 1997.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral do clima da Amazônia. **Acta Amazonica**, v. 28, n. 2, p. 101-126, 1998.

FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L. A. T.; DIAS, M. A. F. S.; LYRA, R. F. F.; NOBRE, C. A.; DOLMAN, A. J.; GASH, J. H. C. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 47-59, 2004.

FISCH, G.; WRIGHT, I. R.; BASTABLE, H. G. Albedo grass: a case study of pre and post-burnig. **International Journal of Climatology**, v. 14, n. 1, p. 102-107, 1994.

FOLHES, M. T. **Modelagem da evapotranspiração para a gestão hídrica de perímetros irrigados com base em sensores remotos**. 2007. 186 p. (INPE-14814-TDI/1256). Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007.

FOLHES, M. T. Uma aplicação da banda termal do TM/Landsat-5 no gerenciamento dos recursos hídricos. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12. (SBSR), 2005, Goiânia. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2005. p. 3009-3016. CD-ROM, On-line. ISBN 85-17-00018-8. (INPE-12576-PRE/7869). Disponível em: <<http://urlib.net/ltid.inpe.br/sbsr/2004/11.19.14.25>>. Acesso em: 19 jul. 2012.

FRANCHITO, S. H.; MORAES, E. C.; RAO, V. B. Simulations with a radiation model and comparisons with LBA data sets. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 1-11, 2002.

FRENCH, A. N.; JACOB, F.; ANDERSON, M. C.; KUSTAS, W. P.; TIMMERMANS, W.; GIESKE, A.; SU, Z.; SU, H.; MCCABE, M. F.; LI, F.; PRUEGER, J.; BRUNSELL, N. Surface energy fluxes with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA). **Remote Sensing of Environment**, v. 99, n. 1-2, p. 55-65, 2005.

FUJISADA, H.; BAILEY, G. B.; KELLY, G. G.; HARA, S.; ABRAMS, M. J. ASTER DEM performance. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 43, n. 12, p. 2707-2713, 2005.

FUJISAKA, S.; CASTILLA, C.; ESCOBAR, G.; RODRIGUES, V.; VENEKLAAS, E. J.; THOMAS, R.; FISHER, M. The effects of forest conversion on annual crops and pastures: estimates of carbon emissions and plant species loss in a Brazilian Amazon colony. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 69, n. 1, p. 17-26, 1998.

FURLAN, D. N.; BALLESTER, M. V. R.; ANDRADE, R. G. Estimativa dos valores de saldo de radiação e fluxo de calor no solo em diferentes condições antrópicas na bacia do rio Ji-Paraná, Rondônia. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15. (SBSR), 2011, Curitiba. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2011. p. 6301-6308. DVD, Internet. ISBN 978-85-17-00056-0 (Internet), 978-85-17-00057-7 (DVD). Disponível em: <<http://urlib.net/3ERPFRQTRW/39UKSNB>>. Acesso em: 19 jul. 2012.

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, 2000a.

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

GARSTANG, M.; ULANSKI, S.; GRECO, S.; SCALA, J.; SWAP, R.; FITZJARRALD, D.; BROWELL E.; SHIPMAN, M.; CONNORS, V.; HARRIS, R.; TALBOT, R. The Amazon Boundary Layer Experiment (ABLE 2B): a meteorological perspective. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 71, n. 1, p. 19-32, 1990.

GASH, J. H. C.; HUNTINGFORD, C.; MARENGO, J. A.; BETTS, R. A.; COX, P. M.; FISCH, G.; FU, R.; GANDU, A. W.; HARRIS, P. P.; MACHADO, L. A. T.; VON RANDOW, C.; SILVA DIAS, M. A. F. Amazonian climate: results and future research. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 187-193, 2004.

GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A. Climatic effects of Amazonian deforestation: some results from ABRACOS. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 5, p. 823-830, 1997.

GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. An overview of ABRACOS. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996. p. 1-14.

GASH, J. H. C.; SHUTTLEWORTH, W. J. Tropical deforestation: albedo and the surface-energy balance. **Climatic Change**, v. 19, n. 1-2, p. 123-133, 1991.

GIAMBELLUCA, T. W. Hydrology of altered tropical forest. **Hydrological Processes**, v. 16, n. 8, p. 1665-1669, 2002.

GIAMBELLUCA, T. W.; NULLET, M.; ZIEGLER, A. D.; TRAN, L. Latent and sensible energy flux over deforested land surfaces in the eastern Amazon and northern Thailand. **Singapore Journal of Tropical Geography**, v. 21, n. 2, p. 107-130, 2000.

GILLESPIE, A.; ROKUGAWA, S.; MATSUNAGA, T.; COTHERN, J. S.; HOOK, S. J.; KAHLE, A. B. A temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) images. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36, n. 4, p. 1113-1126, 1998.

GIONGO, P. R. **Mapeamento do balanço de energia e evapotranspiração diária por meio de técnicas de sensoriamento remoto**. 2011. 122 p. Tese (Doutorado em Irrigação e Drenagem) - Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2011.

GOMES, H. B. **Balances de radiação e energia em áreas de cultivo de cana-de-açúcar e cerrado no Estado de São Paulo mediante imagens orbitais**. 2009. 108 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2009.

GU, J.; SMITH, E. A.; MERRITT, J. D. Testing energy balance closure with GOES retrieved net radiation and in situ measured eddy correlation fluxes in BOREAS. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D22, p. 881-893, 1999.

HARTMANN, D. L. **Global physical climatology**. New York: Academic Press, 1994. 441p.

HEMAKUMARA, H. M.; CHANDRAPALA, L.; MOENE, A. F. Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer. **Agricultural water management**, v. 58, n. 2, p. 109-122, 2003.

- HÖLSCHER, D.; SÁ, T. D. A.; BASTOS, T. X.; DENICH, M.; FÖLSTER, H. Evaporation from young secondary vegetation in eastern Amazonia. **Journal of Hydrology**, v. 193, n. 1-4, p. 293-305, 1997.
- HOOK, M. A. S.; RAMACHANDRAN, B. **ASTER user handbook version 2**. Pasadena: Jet Propulsion Laboratory/NASA, 1999. 133 p.
- HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 2, n. 11, p. 1388-1403, 1989.
- HOUBORG, R.; SOEGAARD, H.; EMMERICH, W.; MORAN, S. Inferences of all-sky solar irradiance using Terra and Aqua MODIS satellite data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 28, n. 20, p. 4509-4535, 2007.
- HUETE, A. R. A Soil Adjusted Vegetation Index (SAVI). **Remote Sensing of Environment**, v. 25, n. 3, p. 295-309, 1988.
- HUETE, A. R.; TUCKER, C. J. Investigation of soil influences in AVHRR red and near-infrared vegetation index imagery. **International Journal of Remote Sensing**, v. 12, n. 6, p. 1223-1242, 1991.
- HUETE, A. R.; WARRICK, A. R. Assessment of vegetation and soil water regimes in partial canopies with optical remotely sensed data. **Remote Sensing of Environment**, v. 32, n. 2-3, p. 155-167, 1990.
- HURTADO, E; SOBRINO, J. A. Daily net radiation estimated from air temperature and NOAA-AVHRR data: a case study of The Iberian Peninsula. **International Journal of Remote Sensing**, v. 22, n. 8, p. 1521-1533, 2001.
- JACOBS, J. M.; MYERS, D. A.; ANDERSON, M. C.; DIAK, G. R. GOES surface insolation to estimate wetlands evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, v. 266, n. 1-2, p. 53-65, 2002.
- JENSEN, J. R. **Remote sensing of the environment: an earth resource perspective**. Upper Saddle River: Prentice Hall, 2000. 544 p.
- JUSTICE, C. O.; VERMOTE, E.; TOWNSHED, J. R. G.; DEFRIES, R.; ROY, D. P.; HALL, D. K.; SALOMONSON, V. V.; PRIVETTE, J. L.; RIGGS, G.; STRAHLER, A.; LUCHT, W.; MYNENI, R. B.; KNYAZIKHIN, Y.; RUNNING, S. W.; NEMANI, R. R.; WAN, Z.; HUETE, A. R.; VAN LEEUWEN, W.; WOLFE, R. E.; GIGLIO, L.; MULLER, J. P.; LEWIS, P.; BARNSLEY, M. J. The moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): land remote sensing for global change research. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36, n. 4, p. 1228-1247, 1998.
- KAMPF, S. K.; TYLER, S. W. Spatial characterization of land surface energy fluxes and uncertainty estimation at the salar of Atacama, Northern Chile. **Advances in the Water Resources**, v. 29, n. 2, p. 336-354, 2006.

KAUFMAN, Y. J.; HOBBS, P. V.; KIRCHHOFF, V. W. J. H.; ARTAXO NETTO, P. E.; REMER, L. A.; HOLBEN, B. N.; KING, M. D.; WARD, D. E.; PRINS, E. M.; LONGO, K. M.; MATTOS, L. F.; NOBRE, C. A.; SPINHIRNE, J. D.; JI, Q.; THOMPSON, A. M.; GLEASON, J. F.; CHRISTOPHER, S. A.; TSAY, S. C. Smoke, Clouds, and Radiation - Brazil (SCAR-B) experiment. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D24, p. 31783-31808, 1998.

KIMES, D. S.; NELSON, R. F.; SALAS, W. A.; SKOLE, D. L. Mapping secondary tropical forest and forest age from SPOT HRV data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 20, n. 18, p. 3625-3640, 1999.

KONGO, V. M.; JEWITT, G. P. W. Preliminary investigation of catchment hydrology in response to agricultural water use innovations: a case study of the Potshini catchment-South Africa. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 31, n. 15-16, p. 976-987, 2006.

KUSTAS, W. P.; PRUEGER, J. H.; HUMES, K. S.; STARKS, P. J. Estimation of surface heat fluxes at field scale using surface layer versus mixed-layer atmospheric variables with radiometric temperature observations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, n. 2, p. 224-238, 1999.

LAGOUARDE, J. P.; BRUNET, Y.; KERR, Y.; IMBERNON, J. Estimating the daily upward longwave radiation from NOAA-AVHRR data for mapping net radiation. **Advanced Space Research**, v. 11, n. 3, p. 151-161, 1991.

LAMAUD, E.; OGÉE, J.; BRUNET, Y.; BERBIGIER, P. Validation of eddy flux measurements above the understorey of a pine forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 106, n. 3, p. 187-203, 2001.

LEAN, J.; BUTTON, C. B.; NOBRE, C. A.; ROWNTREE, P. R. The simulated impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996. p. 549-576.

LEAN, J.; ROWNTREE, P. R. A GCM simulation of the impact of Amazonian deforestation on climate using an improved canopy representation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 119, n. 511, p. 509-530, 1993.

LEAN, J.; ROWNTREE, P. R. Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics. **Journal of Climate**, v. 10, n. 6, p. 1216-1235, 1997.

LEITÃO, M. M. V. B. R. **Balanco de radiação em três ecossistemas da Floresta Amazônica**: Campina, Campinarana e Mata Densa. 1994. 153 p. (INPE-5587-TDI/549). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1994.

- LI, F.; KUSTAS, W. P.; ANDERSON, M. C.; PRUEGER, J. H.; SCOTT, R. L. Effect of remote sensing spatial resolution on interpreting tower-based flux observation. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, n. 2, p. 337-349, 2008.
- LIANG, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I algorithms. **Remote Sensing of Environment**, v. 76, n. 2, p. 213-238, 2001.
- LIBERATO, A. M. Estimativa do albedo e índice de área foliar na Amazônia. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 4, n. 1, p. 22-32, 2011.
- LILLESAND, T. M.; KIEFER, R. W.; CHIPMAN, J. W. **Remote sensing and image interpretation**. 5. ed. New York: John Wiley & Sons, 2004. 763 p.
- LUCAS, R. M.; HONZÁK, M.; CURRAN, P. J.; FOODY, G. M.; MILNE, R.; BROWN, T. Mapping the regional extent of tropical forest regeneration stages in the Brazilian legal Amazon using NOAA AVHRR data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 21, n. 15, p. 2855-2881, 2000.
- MA, Y.; TSUKAMOTO, O.; ISHIKAWA, H.; SU, Z.; MENENTI, M.; WANG, J.; WEN, J. Determination of regional land surface heat flux densities over heterogeneous landscape of HEIFE integrating satellite remote sensing with field observation. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 80, n. 3, p. 485-501, 2002.
- MALHI, Y. S.; PEGORARO, E.; NOBRE, A. D.; PEREIRA, M. G. P.; GRACE, J.; CULF, A. D. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 1-17, 2002.
- MANZI, A. O.; PLANTON, S. A simulation Amazonian deforestation using a GCM calibrated with ABRACOS and ARME data. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996. p. 503-529.
- MARQUES FILHO, A. O. Regime de radiação solar e características da vegetação - Modelos de inversão. **Acta Amazonica**, v. 27, n. 2, p. 119-134, 1997.
- MARQUES FILHO, A. O.; GÓES RIBEIRO, M. N.; FATTORI, A. P.; FISCH, G.; JANUÁRIO, M. Evaporação potencial de florestas. **Acta Amazonica**, v. 16-17, n. único, p. 277-292, 1986.
- MASUDA, K.; LEIGTON, H. G.; LI, Z. A new parameterization for the determination of solar flux absorbed at the surface from satellite measurements. **Journal of Climate**, v. 8, n. 6, p. 1615-1629, 1995.
- MCWILLIAM, A. L.; CABRAL, O. M. R.; GOMES, B. M.; ESTEVES, J. L.; ROBERTS, J. M. Forest and pasture leaf-gas exchange in south-west Amazonia. In: GASH, J. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. New York: John Wiley & Sons, 1996. p. 265-285.

- MEDINA, J. L.; CAMACHO, E.; RECA, J. Determination and analysis of Regional Evapotranspiration in southern Spain based on remote sensing and GIS. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 23, n. 4, p. 427-432, 1998.
- MEIRELES, M., **Estimativa da evapotranspiração real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5-TM na bacia do Acaraú-CE**. 2007. 89 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2007.
- MENDONÇA, J. C. **Estimação da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região Norte Fluminense, RJ**. 2007. 167 p. Tese (Doutorado em Produção Vegetal) - Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro, Campos dos Goytacazes, 2007.
- MICHILES, A. A. S. **Taxas de armazenamento de energia e fluxos de calor nos troncos em floresta de terra firme na Amazônia Central**. 2004. 215 p. (INPE-12323-TDI/992). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004.
- MICHILES, A. A. S. **Taxas de armazenamento térmico na biomassa e balanço de energia em superfície para áreas de floresta de terra firme na Amazônia**. 2009. 184 p. (INPE-15771/TDI-1514). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.
- MOLION, L. C. B. On the dynamic climatology of the Amazon basin and associated rain-producing mechanisms. In: DICKINSON, R. E. (Ed.). **Geophysiology of Amazonia: vegetation and climate interactions**. New York: John Wiley & Sons, 1987. p. 391-407.
- MORAES, E. C. **Parametrização dos processos radiativos em modelos climáticos simples**. 2002. 289 p. (INPE-11424-TDI/952). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002.
- MORAES, E. C.; ALMEIDA, F. C. Aferição do método de estimativa da radiação solar por satélite. In: SIMPOSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 4. (SBSR), 1986, Gramado. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 1986. p. 472-478. On-line.
- MORAES, E. C.; FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B. Effects of biomass burning in Amazonia on climate: a numerical experiment with a statistical-dynamical model. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. D05109, p. 1-12, 2003.
- MORAN, E.; BRONDIZIO, E.; PAUL, M. Integrating Amazonian vegetation, land-use, and satellite data. **BioScience**, v. 44, n. 5, p. 329-338, 1994.
- MOREIRA, L. C. J. **Evapotranspiração da melancia irrigada por meio do sebal, balanço hídrico e correlações turbulentas**. 2009. 92 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2009.

MORTON, D. C.; DEFRIES, R. S.; SHIMABUKURO, Y. E.; ANDERSON, L. O.; ARAI, E.; ESPIRITO-SANTO, F. B.; FREITAS, R.; MORISETTE, J. Cropland expansion changes deforestation dynamics in the southern Brazilian Amazon. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 103, n. 39, p. 14637-14641, 2006.

MOURA, R. G. **Estudo das radiações solar e terrestre acima e dentro de uma floresta tropical úmida**. 2001. 147 p. (INPE-14615-TDI/1194). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001.

NICÁCIO, R. M. **Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do rio São Francisco**. 2008. 337 p. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2008.

NOBRE, C. A.; FISCH, G.; ROCHA, H. R.; LYRA, R. F. F.; ROCHA, E. P.; COSTA, A. C. L.; UBARANA, V. N. Observations of the atmospheric boundary layer in Rondônia. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996. p. 413-424.

NOBRE, C. A.; OLIVEIRA, G. S.; VELASQUEZ, L. F. S. Mudanças climáticas e Amazônia. **Ciência e Cultura**, v. 59, n. 3, p. 22-27, 2007.

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v. 4, n. 10, p. 957-988, 1991.

NOVO, E. M. L. M. **Sensoriamento remoto: princípios e aplicações**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blucher LTDA, 1992. 307 p.

OKE, T. R. **Boundary layer climates**. 2. ed. New York: Methuen & Co. Ltd, 1987. 435 p.

OLIOSO, A.; BRAUD, I.; CHANZY, A.; COURAULT, D.; DEMARTY, J.; KERGOAT, L.; LEWAN, L.; OTTLE, C.; PREVOT, L.; ZHAO, G.; CALVET J.; CAYROL, P.; JONGSCHAAP, R.; MOULIN, S.; NOILHAN, J.; WIGNERON, J. SVAT modeling over the Alpilles-ReSeDA experiment: comparing SVAT models over wheat fields. **Agronomy**, v. 22, n. 6, p. 651-668, 2002.

OLIVEIRA, G. S. **Conseqüências climáticas da substituição gradual da floresta tropical amazônica por pastagem degradada ou por plantação de soja: um estudo de modelagem**. 2008. 417 p. (INPE-15263-TDI/1346). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

OLIVEIRA, G. S.; NOBRE, C. A.; COSTA, M. H.; PRAKKI, S.; SOARES FILHO, B. S.; CARDOSO, M. F. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. L17709, p. 1-7, 2007.

OLIVEIRA, M. B. L. **Estudo das trocas de energia sobre a floresta amazônica**. 2010. 183 p. Tese (Doutorado em Ciências de Florestas Tropicais) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus, 2010.

PAIVA, C. M.; FRANÇA, G. B.; LIU, W. T. H.; ROTUNNO FILHO, O. C. A comparison of experimental energy balance components data and SEBAL model results in Dourados, Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, v. 32, n. 6, p. 1731-1745, 2011.

PEREIRA, A. R., ANGELOCCI L. R., SENTELHAS P. C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. 1. ed. Guaíba: Editora Agropecuária, 2002. 436 p.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. **Evapo(transpi)ração**. 1. ed. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183 p.

PEREIRA, G.; MORAES, E. C.; ARAI, E.; OLIVEIRA, L. G. L. Estudo preliminar da estimativa da reflectância e albedo de microssistemas pantaneiros a partir de imagens de satélite. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 1, n. 59, p. 55-61, 2007.

PEREIRA, M. G. P. **Balço de radiação e de energia em um ecossistema de floresta tropical na Amazônia Central**. 2001. 61 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2001.

PINTO, L. D. V. O. **Fluxos de energia sobre uma floresta tropical na Amazônia**. 2003. 62 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

PRIANTE FILHO, N.; VOURLITIS, G. L.; HAYASHI, M. M. S.; NOGUEIRA, J. S.; CAMPELO JUNIOR, J. H.; NUNES, P. C.; SOUZA, L. S. E.; COUTO, E. G.; HOEGER, W.; RAITER, F.; TRIENWEILER, J. L.; MIRANDA, E. J.; PRIANTE, P. C.; FRITZEN, C. L.; LACERDA, M.; PEREIRA, L. C.; BIUDES, M. S.; SULI, G. S.; SHIRAIWA, S.; PAULO, S. R.; SILVEIRA, M. Comparison of the mass and energy exchange of a pasture and a mature transitional tropical forest of a southern Amazon Basin during the wet-dry season transition. **Global Change Biology**, v. 10, n. 5, p. 863-876, 2004.

PRUEGER, J. H.; KRUSTAS, W. P.; HIPPS, L. Z. Aerodynamic parameters and sensible heat flux estimates for a semi-arid ecosystem. **Journal of Arid Environments**, v. 57, n. 1, p. 87-100, 2004.

QUERINO, C. A. S.; MOURA, M. A. L.; LYRA, R. F. F.; MARIANO, G. L. Avaliação e comparação de radiação solar global e albedo com ângulo zenital na região amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 42-49, 2006.

RASCHKE, E.; PREUSS, H. J. The determination of the solar radiation budget at the earth's surface from satellite measurements. **Meteorologic Rundschau**, v. 32, n. 1, p. 18-28, 1979.

REICHSTEIN, M.; FALGE, E.; BALDOCCHI, D.; PAPALE, D.; AUBINET, M.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; BUCHMANN, N.; GILMANOV, T.; GRANIER, A.; GRÜNWARD, T.; HAVRÁNKOVÁ, K.; ILVESNIEMI, H.; JANOUS, D.; KNOHL, A.; LAURILA, T.; LOHILA, A.; LOUSTAU, D.; MATTEUCCI, G.; MEYERS, T.; MIGLIETTA, F.; OURCIVAL, J. M.; PUMPANEN, J.; RAMBAL, S.; ROTENBERG, E.; SANZ, M.; TENHUNEN, J.; SEUFERT, G.; VACCARI, F.; VESALA, T.; YAKIR, D.; VALENTINI, R. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. **Global Change Biology**, v. 11, n. 9, p. 1424-1439, 2005.

RESCHKE, G. A. **Influência do desmatamento no balanço de radiação e nos fluxos de calor sensível e calor latente em Ji-Paraná, Rondônia**. 1996. 51 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 1996.

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

ROBERTS, J. M.; CABRAL, O. M. R.; DA COSTA, J. P.; MCWILLIAM, A. L.; SÁ, T. D. A. An overview of the leaf area index and physiological measurements during ABRACOS. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996. p. 287-306.

ROCHA, H. R.; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; MENTON, M. C.; PINTO, L. D. V. O.; FREITAS, H. C.; SILVA FIGUEIRA, A. M. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. **Ecological Applications**, v. 14, n. 4, p. 522-532, 2004.

RODRIGUEZ, D. A. **Impactos dos padrões espaciais da vegetação nas variáveis atmosférica e terrestre do ciclo hidrológico, em bacia de Floresta Amazônica**. 2011. 208 p. (sid.inpe.br/mtc-m18/2011/02.23.18.55-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011.

ROJAS, F.; SCHOWENGERDT, R. A.; BIGGAR, S. F. Early results on the characterization of the Terra MODIS spatial response. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, n. 1-2, p. 50-61, 2002.

- ROSENBERG, N. J.; BLAD, B. L.; VERMA, S. B. **Microclimate: the biological environment**. 2. ed. Lincon: John Wiley & Sons, 1983. 481 p.
- RUDORFF, B. F. T.; SHIMABUKURO, Y. E.; CEBALLOS, J. C. **O sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil**. 1. ed. São José dos Campos: Parêntese, 2007. 425 p.
- SALATI, E.; MARQUES, J. Climatology of Amazon region. In: SIOLI, H. (Ed). **The Amazon: limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin**. Dordrecht: W. Junk, 1984. p. 85-126.
- SANDHOLT, I.; ANDERSEN, H. S. Derivation of actual evapotranspiration in the Senegalese Sahel using NOAA-AVHRR data during the 1987 growing season. **Remote Sensing of Environment**, v. 46, n. 2, p. 164-172, 1993.
- SANTOS, C. A. C.; NASCIMENTO, R. L.; RAO, T. V. R.; MANZI, A. O. Net radiation estimation under pasture and forest in Rondônia, Brazil, with TM Landsat 5 images. **Atmosfera**, v. 24, n. 4, p. 435-446, 2011.
- SANTOS, C. A. C.; SILVA, B. B. Estimativa da evapotranspiração da bananeira em região semi-árida através do algoritmo S-SEBI. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 16, n. 1, p. 9-20, 2008.
- SANTOS, L. A. R. **Análise e caracterização da camada limite convectiva em área de pastagem, durante o período de transição entre a estação seca e chuvosa na Amazônia (experimento RACCI-LBA/Rondônia)**. 2005. 118 p. (INPE-14049-TDI/1064). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005.
- SANTOS, T. V. **Fluxos de calor na superfície e evapotranspiração diária em áreas agrícolas e de vegetação nativa na bacia do Jacuí por meio de imagens orbitais**. 2009. 96 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.
- SENAY, G. B.; BUDDE, M.; VERDIN, J. P.; MELESSE, A. M. A coupled remote sensing and simplified surface energy balance approach to estimate actual evapotranspiration from irrigated fields. **Journal of Sensors**, v. 7, n. 2, p. 979-1000, 2007.
- SESTINI, M. F.; ALVALÁ, R. C. S.; MELLO, E. M. K.; VALERIANO, D. M.; CHAN, C. S.; NOBRE, C. A. N.; PAIVA, J. A. C.; REIMER, E. S. **Elaboração de mapas de vegetação para utilização em modelos meteorológicos e hidrológicos**. São José dos Campos: INPE, 2002. 74 p.

SHIMABUKURO, Y. E.; DUARTE, V.; MOREIRA, M. A.; ARAI, E.; RUDORFF, B. F. T.; ANDERSON, L. O.; ESPÍRITO-SANTO, F. D. B.; FREITAS, R. M.; AULICINO, L. C. M.; MAURANO, L. E.; ARAGÃO, J. R. L. **Detecção de áreas desflorestadas em tempo real: conceitos básicos, desenvolvimento e aplicação do projeto DETER.** São José dos Campos: INPE, 2005. 63 p.

SHUTTLEWORTH, W. J. Micrometeorology of temperate and tropical forest. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, v. 324, n. 1223, p. 199-334, 1989.

SHUTTLEWORTH, W. J.; GASH, J. H. B.; LLOYD, C. R.; MOORE, C. J.; ROBERTS, J.; MOLION, L. C. B.; NOBRE, C. A.; SÁ, L. D. A.; MARQUES FILHO, A. D.; FISH, G.; FATTORI, A. P.; RIBEIRO, M. N. G.; CABRAL, O. M. R. Amazonian evaporation. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, n. 1, p. 179-191, 1987.

SHUTTLEWORTH, W. J.; MOLION, L. C. B. Studies of Amazon evaporation. **EOS, Transactions, American Geophysical Union**, v. 69, n. 16, p. 359-359, 1988.

SILVA, B. B.; BEZERRA, M. V. C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens Landsat 5-TM. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 14, n. 2, p. 174-186, 2006.

SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C. Balanço de radiação no perímetro irrigado São Gonçalo - PB mediante imagens orbitais. **Revista Caatinga**, v. 24, n. 3, p. 145-152, 2011.

SILVA, B. B.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 - TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 2, p. 243-252, 2005.

SILVA, L. D. B. **Evapotranspiração do capim Tanzânia (*Panicum maximum* Jcq) e grama-batatais (*Paspalum notatum* Flugge) utilizando o método do balanço de energia e lisímetro de pesagem.** 2003. 93 p. Tese (Doutorado em Agronomia) - Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2003.

SOUZA FILHO, J. D. C.; RIBEIRO, A.; COSTA, M. H. Variação sazonal do balanço de radiação em uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 318-330, 2006.

TAGHVAEIAN, S.; NEALE, C. M. U. Water balance of irrigated areas: a remote sensing approach. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 26, p. 4132-4141, 2011.

TANG, B. H.; LI, Z.; ZHANG, R. H. A direct method for estimating net surface shortwave radiation from MODIS data. **Remote Sensing of Environment**, v. 103, n. 1, p. 115-126, 2006.

TARASOVA, T. A.; NOBRE, C. A.; ECK, T. F.; HOLBEN, B. N. Modeling of gaseous, aerosol, and cloudiness effects on surface solar irradiance measured in Brazil's Amazonia 1992-1995. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. D2, p. 26961-26969, 2000.

TASUMI, M. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery**. 2003. 357 p. Tese (Ph.D.) - University of Idaho, Idaho, 2003.

TEIXEIRA, A. H. C. Determining regional actual evapotranspiration of irrigated crops and natural vegetation in the São Francisco river basin (Brazil) using remote sensing and Penman-Monteith equation. **Remote Sensing**, v. 2, n. 5, p. 1287-1319, 2010.

TIMMERMANS, W. J.; KUSTAS, W. P.; ANDERSON, M. C.; FRENCH, A. N. An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes. **Remote Sensing of Environment**, v. 108, n. 4, p. 369-384, 2007.

TIMMERMANS, W. J.; MEIJERINK, A. M. J. Remotely sensed actual evapotranspiration: implications for groundwater management in Botswana. **Journal of Applied Geohydrology**, v. 1, n. 3-4, p. 222-233, 1999.

TOMASELLA, J.; HODNETT, M. G. Estimating unsaturated hydraulic conductivity of Brazilian soils using soil-water retention data. **Soil Science**, v. 162, n. 10, p. 703-712, 1997.

TREZZA, R. **Evapotranspiration using a satellite-based surface energy balance with standardized ground control**. 2002. 247 p. Tese (Ph.D.) - Utah State University, Logan, 2002.

TUCCI, C. E. M.; BELTRAME, L. F. S. Evaporação e evapotranspiração. In: TUCCI, C. E. M. (Ed.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2. ed. Porto Alegre: Editora UFRGS, 1997. p. 253-287.

TWINE, T. E.; KUSTAS, W. P.; NORMAN, J. M.; COOK, D. R.; HOUSER, P. R.; MEYERS, T. P.; PRUEGER, J. H.; STARKS, P. J.; WESELY, M. L. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 103, n. 3, p. 279-300, 2000.

UHL, C.; BUSCHBACHER, R.; SERRÃO, E. A. S. Abandoned pastures in eastern Amazonia. I. Patterns of plant succession. **Journal of Ecology**, v. 76, n. 3, p. 663-681, 1988.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. 2. ed. Brasília: INMET, 2001. 532 p.

VIEIRA, I. C. G.; ALMEIDA, A. S.; DAVIDSON, E. A.; STONE, T. A.; CARVALHO, C. J. R.; GUERRERO, J. B. Classifying successional forests using

Landsat spectral properties and ecological characteristics in eastern Amazon. **Remote Sensing of Environment**, v. 87, n. 4, p. 470-481, 2003.

VILANI, M. T.; SANCHES, L.; NOGUEIRA, J. S.; PRIANTE FILHO, N.  
Sazonalidade da radiação, temperatura e umidade em uma floresta de transição  
Amazônia Cerrado. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 119-131,  
2006.

VILLA NOVA, N. A.; REICHARDT, K. Evaporação e evapotranspiração. In: RAMOS,  
F.; OCCHIPINTI, A. G.; REICHARDT, K.; MAGALHÃES, P. C.; CLEARY, R. P.  
(Ed.). **Engenharia hidrológica**. Rio de Janeiro: ABRH, 1989. p. 145-197.

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

VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA, P. J.; ZANCHI, F. B.;  
SILVA, R. L.; HODNETT, M. G.; GASH, J. H. C.; ELBERS, J. A.; WATERLOO, M.  
J.; CARDOSO, F. L.; KABAT, P. Comparative measurements and seasonal variations  
in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia.  
**Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 5-26, 2004.

WANG, W.; LIANG, S.; AUGUSTINE, J. A. Estimating high spatial resolution clear-  
sky land surface upwelling longwave radiation from MODIS Data. **IEEE Transactions  
on Geoscience and Remote Sensing**, v. 47, n. 5, p. 1559-1570, 2009.

WEBLER, A. D. **Caracterização e análise da variação temporal de componentes  
micrometeorológicos em uma área de pastagem no sudoeste da Amazônia**. 2011. 70  
p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Engenharia Ambiental) -  
Universidade Federal de Rondônia, Ji-Paraná, 2011.

WILSON, K.; GOLDSTEIN, A.; FALGE, E.; AUBINET, M.; BALDOCCHI, D.;  
BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CEULEMANS, R.; DOLMAN, H.; FIELD, C.;  
GRELLE, A.; IBROM, A.; LAW, B. E.; KOWALSKI, A.; MEYERS, T.;  
MONCRIEFF, J.; MONSON, R.; OECHEL, W.; TENHUNEN, J.; VALENTINI, R.;  
VERMA, S. Energy balance closure at FLUXNET sites. **Agricultural and Forest  
Meteorology**, v. 113, n. 1-4, p. 223-243, 2002.

WRIGHT, I. R.; GASH, J. H. C.; ROCHA, H. R.; SHUTTLEWORTH, W. J.; NOBRE,  
C. A.; MAITELLI, G. T.; ZAMPARONI, C. A. G. P.; CARVALHO, P. R. A. Dry  
season micrometeorology of central Amazonian ranchland. **Quarterly Journal of the  
Royal Meteorological Society**, v. 118, n. 508, p. 1083-1099, 1992.

WRIGHT, I. R.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; ROCHA, H. R.; ROBERTS, J. M.;  
VERTAMATTI, E.; CULF, A. D.; ALVALÁ, R. C. S.; HODNETT, M. G.;  
UBARANA, V. N. Towards a GCM surface parameterization of Amazonia. In: GASH,

J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996. p. 473-504.

YAMAGUCHI, Y.; KAHLE, A. B.; TSU, H.; KAWAKAMI, T.; PNIEL, M. Overview of Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36, n. 4, p. 1062-1071, 1998.

ZANCHI, F. B.; WATERLOO, M. J.; AGUIAR, L. J. G.; VON RANDOW, C.; KRUIJT, B.; CARDOSO, F. L.; MANZI, A. O. Estimativa do Índice de Área Foliar (IAF) e Biomassa em pastagem no estado de Rondônia, Brasil. **Acta Amazonica**, v. 39, n. 2, p. 335-348, 2009.

ZHAN, X.; SOHLBERG, R. A.; TOWNSHEND, J. R. G.; DIMICELI, C.; CARROLL, M. L.; EASTMAN, J. C.; HANSEN, M. C.; DEFRIES, R. S. Detection of land cover changes using MODIS 250 m data. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, n. 1-2, p. 336-350, 2002.

ZWART, S. J.; BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL for detecting spatial variation of water productivity and scope for improvement in eight irrigated wheat systems. **Agricultural Water Management**, v. 89, n. 3, p. 287-296, 2007.