

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS

**SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO À ESTIMATIVA DA
EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM BIOMAS TROPICAIS**

ANDERSON LUIS RUHOFF

Tese submetida ao Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental como pré-requisito parcial para obtenção do título de Doutor.

Orientador: Prof. Dr. Walter Collischonn

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva	UFCG
Prof. Dr. Otto Côrrea Rotunno Filho	UFRJ
Prof. Dr ^a . Nilza Maria dos Reis Castro	UFRGS

Porto Alegre, RS

2011

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
Instituto de Pesquisas Hidráulicas
Av. Bento Gonçalves, 9500 – CEP 91501-970
Caixa Postal 15029 – Porto Alegre , RS – Brasil

www.iph.ufrgs.br

Direitos Autorais Reservados
© Anderson L Ruhoff, 2011

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Ruhoff, Anderson Luis

Sensoriamento remoto aplicado à estimativa da evapotranspiração em biomas tropicais / Anderson Luis Ruhoff. – 2011.

162 f.

Orientador: Walter Collischonn.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Porto Alegre, BR-RS, 2011.

1. Fluxos de Energia. 2. Calor Latente. 3. Modelos Hidrológicos. 4. Amazônia. 5. Cerrado. 6. MODIS. I. Collischonn, Walter, orient. II. Título.

Ficha catalográfica elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Biblioteca Setorial do Instituto de Pesquisas Hidráulicas
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

www.ufrgs.br

Impresso no Brasil

2011

AGRADECIMENTOS

Tenho certeza de que grande parte do meu mérito deve ser atribuído às pessoas com quem convivi e compartilhei experiências profissionais ao longo dos últimos quatro anos e que tornaram a realização dessa tese de doutorado possível e de certa maneira tão gratificante. Gostaria de agradecer especialmente

- ✓ ao meu orientador, o professor Walter Collischonn, que deu-me a oportunidade de integrar o quadro discente de um excelente programa de pós-graduação e desenvolver essa tese de doutorado, compartilhando comigo algumas de suas inúmeras idéias e grande parte de seu entusiasmo com a questão dos recursos hídricos;
- ✓ aos professores Yadvinder Malhi, da Universidade de Oxford, e Luis Eduardo Aragão, da Universidade de Exeter, que possibilitaram a realização de parte de minha tese de doutorado na Inglaterra e que me chamaram a atenção para a importância da Amazônia em relação às alterações hidrológicas e climáticas em uma escala global, oferecendo-me também suporte pessoal durante as diversas *pints* compartilhadas em alguns *pubs* ingleses;
- ✓ a pesquisadora Qiaozhen Mu, da Universidade de Montana (EUA), por toda sua paciência em responder minhas dezenas de mensagens eletrônicas em relação à estrutura, implementação e validação do algoritmo MOD16;
- ✓ ao professor Humberto Ribeiro da Rocha, da Universidade de São Paulo, que de certa maneira, materializou meus estudos, ao disponibilizar as bases de dados observados para validação dos resultados;
- ✓ ao professor Bernardo Barbosa da Silva, da Universidade Federal de Campina Grande, que colaborou intensamente desde o início com a consolidação da essência dessa tese de doutorado;
- ✓ ao professor Adriano Rolim da Paz, da Universidade Federal da Paraíba, que compartilhou uma imensa quantidade de informações sobre o modelo hidrológico MGB-IPH;
- ✓ aos professores Alfonso Risso e Nilza Castro, que me auxiliaram diversas vezes ao longo de todo o curso e que tiveram muita paciência e atenção em responder as minhas consultas;

- ✓ aos colegas Ramon Morais de Freitas e Marcos Adami, do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, que deslocaram-se para Porto Alegre para compartilhar parte de seu imenso conhecimento sobre processamento de imagens do sensor MODIS;
- ✓ aos colegas Diogo Buarque diogo e Rodrigo Cauduro pela grande quantidade de informações e dados repassados sobre a Bacia Amazônica;
- ✓ aos colegas da sala de estudos em hidrologia, especialmente Claudinéia Saldanha, Frederico Menezes e Janete Reis, com os quais compartilhei excelentes momentos de amizade e incentivo;
- ✓ aos colegas do IPH-UFRGS, que dividiram comigo amizade, momentos de descontração no futebol, no cafezinho, nos churrascos e em algumas idas aos botecos da Cidade Baixa, além das rotinas diárias de trabalho, em especial a Fernando Bike, Leandro Baiano, Francisco Forgiarini, Roger Girardi, Ibraim Fantin, Rafael Souza, Christopher Souza, Fabio Farias, Thiago Pereira, Fabiano Goellner, Débora Bayer, Fausto Canalles, Humberto Tavera, Juan Martin Bravo e Angélica Cardoso;
- ✓ aos servidores técnico-administrativos da Universidade Federal do Rio Grande, em especial a Cláudio Luis Figueiredo da Silva, que sempre estiveram dispostos a auxiliar na resolução de problemas do ordem burocrática que apareceram ao longo dos quatro anos que estive afastado;
- ✓ aos meus colegas de profissão da Universidade Federal do Rio Grande, que compreendem a importância da qualificação contínua e permanente do corpo docente como forma de promover a qualidade do ensino e da pesquisa na instituição;
- ✓ aos meus familiares, em especial a minha mãe Margaret Struecker e meu irmão Gustavo Ruhoff, que sempre me incentivaram a seguir em frente apesar de todas as dificuldades enfrentadas e pelo imenso apoio e compreensão durante toda a minha trajetória acadêmica;

Por fim, agradeço a minha esposa Julia, por todo seu amor e carinho, a quem dedido de forma especial este trabalho!

RESUMO

A vegetação tropical é uma das maiores fontes de evapotranspiração e desempenha um papel importante na dinâmica climática global e nos processos de produtividade primária de ecossistemas terrestres, uma vez que se encontra diretamente ligada aos processos de transferência de massa e energia. Objetivou-se nesta tese de doutorado avaliar a acurácia das estimativas de ET baseadas em modelos de sensoriamento remoto quando comparadas a medições pontuais obtidas a partir de torres de fluxo e a partir do fechamento do balanço hídrico a médio e longo prazo. Foram selecionados dois modelos: para escalas locais e regionais usou-se o algoritmo SEBAL, enquanto que para escalas continentais e globais utilizou-se o algoritmo MOD16. Em relação ao algoritmo SEBAL, a metodologia empregada apresentou bons resultados tanto nas estimativas pontuais dos fluxos de calor latente quanto em relação ao fechamento do balanço hídrico em grandes áreas. Em relação ao algoritmo MOD16, verificou-se que as estimativas de evapotranspiração apresentam melhores resultados a longo prazo e em grandes áreas. As análises aqui realizadas sugerem que os algoritmos SEBAL e MOD16 podem capturar razoavelmente bem as respostas da vegetação em relação à variabilidade espacial e temporal em larga escala. Considerando que esses algoritmos podem ser aplicados desde escalas regionais até escalas globais, os resultados estão em um intervalo aceitável de acurácia, indicando um potencial significativo no monitoramento espacial e temporal do processo de ET de forma contínua e sistemática a partir de informações obtidas por sensoriamento remoto.

Palavras-Chave – Amazônia, Cerrado, Evapotranspiração, Fluxos de Energia, LBA-ECO, MOD16, MODIS, SEBAL, Sensoriamento Remoto.

ABSTRACT

Tropical vegetation is a major source of global land surface evapotranspiration (ET) and plays an important role in the global climate dynamics and in the processes of primary production of terrestrial ecosystems, since it is directly linked to the mass transfer and energy balance. The aim of this doctoral thesis was to evaluate the accuracy of ET estimates based on remote sensing models when compared to measurements obtained from flux towers and hydrological models. Two algorithms were selected: for local and regional scales SEBAL was used, while for continental and global scales, MOD16 was adopted. Regarding SEBAL algorithm, the applied methodology showed that significant results were achieved in both latent heat flux and water balance over large areas. Concerning MOD16 algorithm, the research suggested that evapotranspiration estimates showed better results in the long-term and in large areas. The analysis suggests that MOD16 and SEBAL algorithms can capture reasonably well the responses of vegetation in relation to spatial and temporal variability on a large scale. Taking into consideration that these algorithms can be applied from regional to global scales, the results are in an acceptable range of accuracy, indicating a significant potential for monitoring evapotranspiration using remote sensing data.

Keywords – Amazonia, Cerrado, Evapotranspiration, Energy Fluxes, LBA-ECO, MOD16, MODIS, SEBAL, Remote Sensing.

.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Apresentação do problema	1
1.2. Objetivos da pesquisa	3
1.3. Estrutura e organização da tese	3
2. O VAPOR D'ÁGUA NA ATMOSFERA	5
2.1. Princípios físicos do processo de evapotranspiração	5
2.2. Estimativas de evapotranspiração	9
2.2.1. Estimativas baseadas no balanço hídrico	10
Balanço hídrico em bacias hidrográficas	10
Depleção da umidade do solo	11
Método do tanque de evaporação	11
Lisímetros	12
2.2.2. Estimativas micrometeorológicas do vapor d'água	12
Balanço de energia através da razão de Bowen	12
Monitoramento de vórtices turbulentos	13
Cintilações do índice refrativo do ar	15
2.3. Sensoriamento remoto aplicado à modelagem da evapotranspiração	16
3. MODELAGEM DOS FLUXOS DE ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ÁREAS DO BIOMA CERRADO	22
3.1. Resumo	23
3.2. Introdução	24
3.3. Caracterização da área de estudo	26
3.4. Materiais e Métodos	29
3.4.1. Algoritmo de balanço de energia entre superfície e atmosfera SEBAL	29
Descrição do algoritmo	29
Dados de entrada de sensoriamento remoto	36
Aplicação do algoritmo SEBAL	38

3.4.2. Modelo hidrológico distribuído MGB	38
Descrição do modelo hidrológico	38
Base de dados de entrada do modelo	41
3.4.3. Sítios de monitoramento dos fluxos turbulentos	42
3.5. Resultados e Discussões	44
3.5.1. Validação dos fluxos instantâneos de energia no SEBAL	44
3.5.2. Validação das estimativas de evapotranspiração diária no SEBAL	48
3.5.3. Controle da variância do fluxo de calor latente no SEBAL	52
3.5.4. Validação da evapotranspiração diária no MGB-IPH	56
3.5.5. Comparação da evapotranspiração diária em escala regional	57
3.6. Considerações finais	61
4. VALIDAÇÃO DO ALGORITMO DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO GLOBAL MOD16 EM	63
 ÁREAS TROPICAIS DE CERRADO NO BRASIL	63
4.1. Resumo	64
4.2. Introdução	65
4.3. Caracterização da área de estudo	67
4.4. Materiais e Métodos	67
4.4.1. Algoritmo de evapotranspiração global MOD16	67
Lógica do algoritmo	67
Dados meteorológicos de entrada	74
Dados de sensoriamento remoto de entrada	74
4.4.2. Modelo hidrológico distribuído MGB-IPH	75
4.4.3. Sítios de medições dos fluxos turbulentos	75
4.3. Resultados e Discussões	76
4.3.1. Validação do modelo hidrológico MGB nos sítios PDG e USE	76
4.3.2. Validação do algoritmo MOD16 nos sítios PDG e USE	77
Correlação e variabilidade sazonal da evapotranspiração média de 8 dias	77
Validação da evapotranspiração a longo prazo	82
Controle da variância da evapotranspiração	84

Ajuste dos parâmetros baseados no uso e cobertura da terra	87
4.3.3. Análise da evapotranspiração em escala regional	90
4.3.4. Possíveis fontes de incertezas no algoritmo MOD16	94
4.4. Considerações Finais	96
5. MODELAGEM DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ÁREAS DE FLORESTA TROPICAL AMAZÔNICA	99
5.1. Resumo	100
5.2. Introdução	101
5.3. Materiais e Métodos	104
5.3.1. Descrição do algoritmo MOD16	104
5.3.2. Sítios de monitoramento de vórtices turbulentos	105
5.3.3. Dados de precipitação TRMM e vazão no fechamento do balanço hídrico	109
5.3.4. Análises dos dados de entrada e do algoritmo	110
5.4. Resultados e Discussões	111
5.4.1. Avaliação da acurácia dos dados de reanálise GMAO	111
5.4.2. Validação dos resultados de 8 dias do algoritmo MOD16	113
5.4.3. Validação dos resultados mensais e anuais do algoritmo MOD16	117
5.4.4. Controle da variância da evapotranspiração	119
5.4.5. Fechamento do balanço hídrico	124
5.4.6. Variabilidade espacial e anomalias sazonais de evapotranspiração	127
5.5. Considerações finais	133
6. CONCLUSÕES	136
6.1. Sobre os resultados obtidos	136
6.2. Sobre futuras linhas de pesquisa	139
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	141

LISTA DE FIGURAS

- Fig. 2.1. Moléculas de água em superfície líquida com energia cinética suficiente para passar do estado líquido para gasoso. Um mecanismo de remoção por turbulência é necessário para prevenir um equilíbrio do sistema, sem o qual a vaporização seria compensada pela condensação. Fonte: Brutsaert (2009). 6
- Fig. 2.2. Durante o processo de fotossíntese, as plantas absorvem dióxido de carbono e energia para criar combustíveis (glicose e outros açúcares) para o seu crescimento, liberando vapor d'água e oxigênio para a atmosfera. Fonte: Sellers et al. (1992). 7
- Fig. 2.3. Representação esquemática do processo de resistência superficial e aerodinâmica ao processo de transpiração por difusão molecular através dos estômatos. O ar contido nos espaços intercelulares apresenta-se saturado em relação à temperatura da folha. Os estômatos abrem-se quando a atmosfera encontra-se em uma taxa menor de saturação, liberando vapor d'água. Fonte: Shuttleworth (1992). 8
- Fig. 2.4. Sistema de monitoramento dos vórtices turbulentos. O primeiro vórtice (vórtice 1/tempo 1) apresenta fluxo descendente com a velocidade do vento w_1 . Ao mesmo tempo, o segundo vórtice (vórtice 2/tempo 2) apresenta fluxo ascendente com a velocidade do vento w_2 . Assim, cada vórtice apresenta características específicas (s_1/s_2) em dois intervalos de tempo, como concentração de CO_2 , H_2O e T. Após a medição, as variações temporais são armazenadas em intervalos regulares de tempo. 14
- Fig. 2.5. Torre de monitoramento dos fluxos turbulentos instalada no sítio K67 da Floresta Nacional de Tapajós, PA (esquerda) e detalhe do sistema *eddy covariance* (EC) composto por anemômetro ultrassônico e analisador de gás infravermelho instalado a uma altura de 57 metros (direita) (a). Cintilômetro de grande abertura (LAS) instalado no sítio K34 em Manaus utilizado pelo Projeto LBA na estimativa da ET em áreas de floresta tropical latifoliada (b). Cortesia: LBA-ECO. 16
- Fig. 3.1. Mapa de localização da Bacia do Rio Grande no Brasil. O modelo hidrológico MGB foi aplicado a toda bacia hidrográfica do Rio Grande enquanto o algoritmo SEBAL foi aplicado a uma área de $2^\circ \times 2^\circ$ (quadrado). 27
- Fig. 3.2. Variações fisionômicas típicas de cerrado no Brasil. Fonte: Furley (1999). 28
- Fig. 3.3. *Footprint* das torres de monitoramentos de vórtices turbulentos instaladas em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE). 44
- Fig. 3.4. Comparação entre os fluxos instantâneos de energia estimados pelo algoritmo SEBAL e observados nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE). Saldo de radiação (a), fluxo de calor no solo (b), fluxo de calor sensível (c) e fluxo de calor latente (d). 47
- Fig. 3.5. Análise do fechamento do balanço de energia (a) e correlação da fração evaporativa para dias sem cobertura de nuvens (b) entre dados estimados pelo algoritmo SEBAL e observados nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE). 49
- Fig. 3.6. Fluxos de energia medidos (linhas contínuas e pontilhadas) nos sítios de monitoramento de vórtices turbulentos em 23 de março de 2001 (final da estação chuvosa)

nos sítios PDG (a) e USE (b) e em 06 de junho de 2001 (início da estação seca) nos sítios PDG (c) e USE (d). Nessas figuras, os quadrados representam os fluxos instantâneos de energia estimados através do SEBAL. Variabilidade temporal da fração evaporativa calculada a partir dos dados medidos nos respectivos dias (e). 50

Fig. 3.7. Comparação entre o saldo de radiação médio diário (a) e evapotranspiração diária (b) estimados pelo algoritmo SEBAL e observados nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE) durante as estações seca (triângulo) e chuvosa (bola). 51

Fig. 3.8. Variabilidade espacial da evapotranspiração diária obtida a partir da aplicação do algoritmo SEBAL com imagens MODIS durante os dias 23 de março de 2001 (final da estação chuvosa) (a), 06 de junho de 2001 (início da estação seca) (b), 07 de agosto de 2001 (estação seca) (c) e 31 de outubro (início da estação chuvosa) de 2001 (d). 53

Fig. 3.9. Correlação entre as principais variáveis de entrada e intermediárias do algoritmo SEBAL e o fluxo de calor latente nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE) durante as estações seca (triângulo) e chuvosa (bola). 55

Fig. 3.10. Sazonalidade da evapotranspiração diária estimada pelo modelo hidrológico MGB-IPH (losango preto) e observada pelo sistema EC (quadrado cinza) nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) (a) e plantações de cana-de-açúcar (USE) (b). As lacunas verificadas nos dados medidos correspondem a falhas de medição ou descalibração dos equipamentos. 57

Fig. 3.11. Variabilidade sazonal (a) e correlação (b) entre a evapotranspiração média diária estimada pelo algoritmo SEBAL e pelo modelo hidrológico MGB-IPH em uma área de aproximadamente 38100 km². As barras em (a) representam a diferença entre as estimativas dos dois modelos enquanto as cruzes em (b) representam o erro-padrão das estimativas. 58

Fig. 3.12. Correlação entre a evapotranspiração diária média estimada pelo algoritmo SEBAL e pelo modelo hidrológico MGB-IPH em diferentes unidades de resposta hidrológica. Legenda: pastagens, campos e áreas agrícolas em solos de média capacidade de infiltração (a), áreas agrícolas em solos de alta capacidade de infiltração (b), florestas e reflorestamentos em solos de média capacidade de infiltração (c), e, pastagens, campos e solos expostos em solos de alta capacidade de infiltração (d). 60

Fig. 4.1. Distribuição dos resíduos normalizados (a, b) e plotagem da probabilidade normal (c, d) em função da evapotranspiração estimada pelo modelo hidrológico MGB-IPH e observada pelo sistema EC nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE), respectivamente. 77

Fig. 4.2. Diagramas de dispersão das médias diárias de ET para períodos de 8 dias estimadas pelo algoritmo MOD16 (a e c) e pelo modelo hidrológico MGB-IPH (b e d) e observadas pelo sistema EC nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE), respectivamente, considerando-se as estações seca e chuvosa. As cruzes representam o erro-padrão das estimativas. 79

Fig. 4.3. Série temporal da evapotranspiração estimada pelo algoritmo MOD16, pelo modelo hidrológico MGB-IPH e observada pelo sistema EC nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE). A área sombreada representa a estação climatológica seca, enquanto as barras no topo de cada figura representam o déficit hídrico mensal acumulado (CWD) para $PPT < ET$ ($CWD_{(i)} = PPT_{(i)} - E_{(i)} + CWD_{(i-1)}$). 80

- Fig. 4.4. Distribuição dos resíduos normalizados (a e b) e plotagem da probabilidade normal (c e d) em função da evapotranspiração estimada pelo algoritmo MOD16 e observada pelo sistema EC nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE), respectivamente. 82
- Fig. 4.5. Comparação da ET mensal estimada pelo algoritmo MOD16, pelo modelo hidrológico MGB-IPH e medidas pelo sistema EC nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE). As barras verticais em cada coluna representam o erro-padrão da estimativa. 83
- Fig. 4.6. Diagrama de dispersão entre a ET estimada e os dados de sensoriamento de entrada do algoritmo MOD16 nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE). Legenda: LAI (a,b); fPAR (c, d), e, albedo (e, f). 85
- Fig. 4.7. Diagrama de dispersão entre a ET estimada e os dados micrometeorológicos de entrada do algoritmo MOD16 nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE). Legenda: R_s (a,b); e_a (c, d), T_{min} (e, f), T_{avg} (g, h) e, T_{day_avg} (i, j). 86
- Fig. 4.8. Variação sazonal da ET estimada pelo algoritmo MOD16 (a) e valores absolutos acumulados (b) considerando-se diferentes parametrizações de uso e cobertura da terra no sítio de monitoramento instalado em áreas de cerrado (PDG). 89
- Fig. 4.9. Classificação de uso e cobertura da terra na Bacia do Rio Grande para o ano de 2001 obtida a partir do produto MOD12Q1 com resolução espacial de 1 km. 90
- Fig. 4.10. ET média mensal para toda bacia do Rio Grande estimada pelo algoritmo MOD16 e pelo modelo hidrológico MGB. As barras verticais em ambas figuras representam o erro-padrão das estimativas. 91
- Fig. 4.11. Correlação de Pearson (a), RMSE padronizado durante a estação seca (b) e RMSE padronizado durante a estação chuvosa (c) entre ET média diária para períodos de 8 dias estimada pelo algoritmo MOD16 e pelo modelo hidrológico MGB na bacia do Rio Grande durante o ano de 2001. Pixels pretos correspondem a áreas sem informação, ou seja, constituem-se em pixels classificados como superfície de água no produto MOD12Q1 e que não são considerados no algoritmo MOD16. 93
- Fig. 4.12. Diferenças pixel-a-pixel entre a ET anual estimada pelo algoritmo MOD16 e pelo modelo hidrológico MGB-IPH (b), para o ano de 2001. Pixels pretos correspondem a áreas sem informação, ou seja, constituem-se em pixels classificados como superfície de água no produto MOD12Q1 e que não são considerados no algoritmo MOD16. 94
- Fig. 5.1. Localização dos sítios de monitoramento micrometeorológico e de vórtices turbulentos (estrelas) instalados em diferentes transectos da Bacia Amazônica (linha azul) na região norte da América do Sul. 107
- Fig. 5.2. Variabilidade sazonal da ET diária (média de 8 dias) estimada pelo algoritmo MOD16 e observada por torres de fluxos do Programa LBA. O sítio K77 apresenta rotação de culturas agrícolas, com pastagens (P), arroz não-irrigado (R) e soja (S). A área sombreada corresponde a estação climatológica seca, definida por $PPT < ET$, enquanto a área pontilhada no sítio BAN corresponde ao período de inundação sazonal. 115
- Fig. 5.3. Comparação da ET mensal estimada pelo algoritmo MOD16 e observada em sítios de monitoramento em diferentes condições de uso e cobertura da terra do Bioma Amazônico. A linha azul representa a reta 1:1. 119
- Fig. 5.4. Diagrama de dispersão entre as principais variáveis de entrada do algoritmo MOD16 vs. a evapotranspiração estimada (a) e vs. os resíduos normalizados (b) em diferentes tipos de

uso e cobertura da terra no Bioma Amazônico. Legenda: Cerradão (sítio BAN), Agricultura/Pastagem (sítios K77 e FNS), Floresta sazonal (sítio RJA) e Floresta tropical (sítios K34, K67, K83). 121

Fig. 5.5. Análise de componentes principais em áreas de florestas tropicais (sítios K34, K67 e K83) (a), floresta sazonal (sítio RJA) (b), cerradão de inundação sazonal (sítio BAN) (c) e áreas agrícolas/pastagens (sítios K77 e FNS) (d). 123

Fig. 5.6. Valores mensais acumulados da precipitação estimada pelo TRMM 3B42 (a) e evapotranspiração estimada pelo MOD16 (b) para toda a Bacia Amazônica durante o período 2000-2006. A linha sólida representa a média mensal desse período, enquanto a linha pontilhada (b) representa a média mensal para o período 1986-1995 estimada por Fisher et al. (2009). 125

Fig. 5.7. Média anual para o período 2000-2006 da precipitação estimada a partir do sensor TRMM 3B42 (a) e da evapotranspiração estimada a partir do algoritmo MOD16 (b) na Bacia Amazônica. 128

Fig. 5.8. Média sazonal (JFM, AMJ, JAS, OND) para o período 2000-2006 da precipitação estimada a partir do sensor TRMM 3B42 (a) e da evapotranspiração estimada a partir do algoritmo MOD16 (b) na Bacia Amazônica. 129

Fig. 5.9. Anomalias anuais normalizadas de evapotranspiração na Bacia Amazônica entre o período 2000-2005 estimadas a partir do algoritmo MOD16. 131

Fig. 5.10. Evolução sazonal (JFM, AMJ, JAS, OND) e espacial das anomalias normalizadas de precipitação estimada a partir do sensor TRMM 3B42 (a) e da evapotranspiração estimada a partir do algoritmo MOD16 (b) na Bacia Amazônica durante o ano de 2005 em relação ao período 2000-2006. 132

Fig. 5.11. Distribuição de frequência absoluta (pixels) das anomalias normalizadas de evapotranspiração durante o terceiro (JAS) (a) e quarto (OND) (b) trimestre de 2005 em relação ao período 2000-2006. 132

Fig. 5.12. Áreas mais intensamente atingidas pela seca de 2005 na Bacia Amazônica, considerando-se como critério as anomalias negativas de evapotranspiração (desvio-padrão inferior a -1), durante o terceiro (JAS) (a) e quarto (OND) (b) trimestres daquele ano. 133

LISTA DE TABELAS

Tab. 2. 1. Erro na estimativa do fluxo de calor sensível para diferença de 1°C em ($T_s - T_a$).	20
Tab. 2.2. Relação entre resolução espacial de pixels multiespectrais e termais de alguns sistemas sensores usados na estimativa da evapotranspiração.	20
Tab. 3.1. Descrição das variáveis micrometeorológicas e de vórtices turbulentos coletadas nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE).	43
Tab. 3.2. Estatísticas de comparação entre a evapotranspiração diária estimada através do algoritmo SEBAL e do modelo MGB-IPH de acordo com as unidades de resposta hidrológica.	59
Tab. 4.1. Parametrização de controle de abertura e fechamento dos estômatos no algoritmo MOD16 de acordo com a temperatura do ar e do déficit de pressão de vapor d'água para diferentes classes de uso e cobertura da terra.	71
Tab. 4.2. Variância explicada entre a ET estimada e os dados de entrada do algoritmo MOD16 nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE) (n=46).	84
Tab. 4.3. Variância explicada entre os resíduos normalizados da ET estimada e os dados de entrada do algoritmo MOD16 nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE) (n=46).	87
Tab. 4.4. Ajuste dos parâmetros do algoritmo MOD16 baseados na classificação de uso e cobertura da terra para o sítios de monitoramento instalado em áreas de cerrado (PDG).	88
Tab. 4.5. ET média diária estimada pelo algoritmo MOD16 para diferentes classes de uso e cobertura da terra (MOD12Q1) na bacia do Rio Grande durante o ano de 2001 comparada com medições obtidas em outras áreas de estudo.	91
Tab. 5.1. Sítios de monitoramento de vórtices turbulentos do projeto LBA utilizados neste estudo.	106
Tab. 5.2. Estatísticas de comparação entre os dados observados nas torres micrometeorológicas do Programa LBA e os dados de reanálise GMAO utilizados no algoritmo MOD16.	114
Tab. 5. 3. Comparação da ET mensal e anual estimada pelo algoritmo MOD16 e observada pelo sistema EC em diferentes sítios de monitoramento do Bioma Amazônico.	117
Tab. 5.4. Variância explicada entre os dados de entrada do algoritmo MOD16 vs. a evapotranspiração estimada (a) e vs. os resíduos normalizados (b) nos sítios de monitoramento em diferentes condições de uso e cobertura da terra no Bioma Amazônico (n=46).	120
Tab. 5.5. Comparação entre o LAI estimado pelo produto MOD15A2 e medido em diferentes condições de uso e cobertura da terra no Bioma Amazônico.	122
Tab. 5.6. Fechamento do balanço hídrico na Bacia Amazônica para o período 2000-2006.	126

LISTA DE SÍMBOLOS

- σ ($W m^{-2} K^{-4}$) constante de Stefan-Boltzman
- ϵ (-) razão entre o peso molecular do vapor d'água e do ar seco
- A (km^2) área da bacia
- A_n ($MJ m^{-2} dia^{-1}$) energia disponível
- C_c ($m s^{-1}$) condutância do dossel
- C_L ($m s^{-1}$) condutância estomatal potencial média
- c_p ($J kg^{-1} K^{-1}$) calor específico do ar à pressão constante
- C_s ($m s^{-1}$) condutância estomatal
- d (m) deslocamento do plano zero
- D ($W m^{-2}$) fluxo de energia advectiva
- D_{bas} ($m^3 s^{-1}$) escoamento de base
- d_r (-) distância relativa Terra-Sol
- D_{sub} ($m^3 s^{-1}$) escoamento sub-superficial
- D_{sup} ($m^3 s^{-1}$) escoamento superficial
- dT ($^{\circ}C$) gradiente de temperatura
- $dT_{(T_s, max)}$ ($^{\circ}C$) gradiente de temperatura no pixel quente
- $dT_{(T_s, min)}$ ($^{\circ}C$) gradiente de temperatura no pixel frio
- ϵ_a (-) emissividade atmosférica
- e_a (kPa) pressão do vapor d'água
- E_I (mm) interceptação da precipitação pela vegetação
- $E_{I_{max}}$ (mm) interceptação máxima
- E_{pan} (mm) evaporação medida no tanque de evaporação
- ϵ_s (-) emissividade da superfície
- e_s (kPa) pressão de saturação do vapor d'água
- ET (mm) evapotranspiração
- ET_{BH} (mm) evapotranspiração baseada no balanço hídrico
- ET_{transp} (mm) transpiração das plantas
- ET_{wet_c} (mm) evaporação da umidade acumulada no dossel
- ET_{wet_soil} (mm) evaporação do solo de acordo com a umidade
- EVI (-) índice de vegetação melhorado
- f_c (-) fração de cobertura vegetal
- f_{DE} (-) demanda evaporativa remanescente
- $fPAR$ (-) fração de radiação fotossinteticamente absorvida pela vegetação
- $fwet$ (-) fração de superfície úmida no dossel

g (m s^{-2}) aceleração da gravidade
 G (W m^{-2}) fluxo de calor no solo
 $G_{(T_s, \text{max})}$ (W m^{-2}) fluxo de calor no solo no pixel quente
 $g_{l_e_wv}$ (s m^{-1}) condutância de vapor por unidade de área foliar
 g_{l_sh} (s m^{-1}) condutância de calor sensível por unidade de área foliar
 H (W m^{-2}) fluxo de calor sensível
 $H_{(T_s, \text{max})}$ (W m^{-2}) fluxo de calor sensível no pixel quente
 h_c (m) altura da vegetação
 J (W m^{-2}) energia armazenada no dossel
 k (-) constante de von Karman
 k_{pan} (-) coeficiente empírico relacionado a evaporação medida no tanque de evaporação
 L (m) comprimento de Monin-Obukhov
 LAI ($\text{m}^2 \text{m}^{-2}$) índice de área foliar
 LE (W m^{-2}) fluxo de calor latente
 $m(T_{\text{min}})$ (-) fator de limitação da condutância estomatal em temperaturas mínimas
 $m(\text{VPD})$ (-) fator de limitação da condutância estomatal em função do déficit de pressão de vapor d'água
 M_a (kg mol^{-1}) massa molecular do ar seco
 M_w (kg mol^{-1}) massa molecular do vapor d'água
 NDVI (-) índice de vegetação por diferença normalizada
 ϕ (rad) ângulo zenital solar
 P_{atm} (kPa) pressão atmosférica
 PC (mm) percolação de água no solo
 PPT (mm) precipitação
 Q ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) vazão
 q' (kg kg^{-1}) flutuação da umidade específica do ar
 Q_{in} (mm) vazão de entrada de uma bacia hidrográfica
 Q_{out} (mm) vazão de saída de uma bacia hidrográfica
 r_a (s m^{-1}) resistência aerodinâmica
 $r_{a(T_s, \text{max})}$ (s m^{-1}) resistência aerodinâmica no pixel quente
 r_{a_cor} (s m^{-1}) resistência aerodinâmica corrigida
 r_c (s m^{-1}) resistência à transferência convectiva de calor
 r_c (s m^{-1}) resistência cuticular
 r_{cor} (s m^{-1}) resistência corrigida
 r_e (s m^{-1}) resistência estomática
 RH (%) umidade relativa do ar

r_{hc} ($s\ m^{-1}$) resistência para a transferência de calor sensível em superfícies úmidas
 r_{hrc} ($s\ m^{-1}$) resistência aerodinâmica em superfícies úmidas
 $R_{L\uparrow}$ ($W\ m^{-2}$) radiação de onda longa emitida pela superfície
 $R_{L\downarrow}$ ($W\ m^{-2}$) radiação de onda longa emitida pela atmosfera
 R_n ($W\ m^{-2}$) saldo de radiação
 $R_{n(Ts,max)}$ ($W\ m^{-2}$) saldo de radiação no pixel quente
 $R_{n,24h}$ ($W\ m^{-2}$) saldo médio de radiação diária
 $R_{n,c}$ ($W\ m^{-2}$) saldo de radiação no dossel
 $R_{n,soil}$ ($W\ m^{-2}$) saldo de radiação no solo
 r_r ($s\ m^{-1}$) resistência à transferência radiativa de calor
 r_{rc} ($s\ m^{-1}$) resistência para a transferência radiativa de calor através do ar
 r_s ($s\ m^{-1}$) resistência superficial
 R_s ($W\ m^{-2}$) radiação de onda curta incidente sobre a superfície
 r_{si} ($s\ m^{-1}$) resistência superficial considerando a umidade do solo
 r_{tot} ($s\ m^{-1}$) resistência aerodinâmica total ao transporte de calor
 r_v ($s\ m^{-1}$) resistência aerodinâmica total ao transporte de vapor
 r_{vc} ($s\ m^{-1}$) resistência total em superfícies úmidas
 S ($W\ m^{-2}$) constante solar
 T_a ($^{\circ}C$) temperatura do ar
 T_a' ($^{\circ}C$) flutuação da temperatura do ar
 T_{avg} ($^{\circ}C$) temperatura média do ar
 T_{day_avg} ($^{\circ}C$) temperatura média do ar durante o dia
 T_{night} ($^{\circ}C$) temperatura do ar durante a noite
 $t_{overpass}$ (h) hora de aquisição de imagem pelo sistema sensor
 t_{rise} (h) hora do nascer-do-Sol
 T_s ($^{\circ}C$) temperatura de superfície
 $T_{s,max}$ ($^{\circ}C$) temperatura do pixel quente
 $T_{s,min}$ ($^{\circ}C$) temperatura do pixel frio
 t_{set} (h) hora do pôr-do-Sol
 U_* ($m\ s^{-1}$) velocidade de fricção do vento
 U_{*cor} ($m\ s^{-1}$) velocidade de fricção do vento corrigida
 U_{100} ($m\ s^{-1}$) velocidade do vento desprezando-se efeitos de rugosidade da superfície
 Λ (-) fração evaporativa
 V (mm) volume de água contida em uma bacia hidrográfica
 VPD (kPa) déficit de pressão do vapor d'água
 w ($m\ s^{-1}$) velocidade do vento

W (mm) umidade do solo
 w_{10} (m s^{-1}) velocidade do vento a uma altura de 10 metros
 W_L (mm) umidade do solo com efeito sobre a resistência superficial
 W_M (mm) máxima capacidade de armazenamento de umidade do solo
 W_{PM} (mm) umidade do solo em relação ao ponto de murcha
 Z, Z_1, Z_2, Z_x (m) alturas de medição da velocidade do vento
 Z_e (m) altura de medição da umidade do ar
 z_{om} (m) coeficiente de rugosidade da vegetação ao transporte de *momentum*
 z_w (m) altura de medição da velocidade do vento
 α (-) albedo
 β (-) razão de Bowen
 γ ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$) constante psicrométrica
 Δ ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$) gradiente de variação da pressão do vapor d'água em função da temperatura do ar
 λ (MJ kg^{-1}) calor latente de vaporização da água
 μ_A (W m^{-2}) energia utilizada na fotossíntese
 ρ_a (kg m^{-3}) massa específica do ar
 ρ_w (kg m^{-3}) massa específica da água
 τ_{sw} (-) transmissividade atmosférica

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação do problema

A evapotranspiração (ET) representa os processos de passagem da água do estado líquido e sólido para o estado de vapor d'água atmosférico, incluindo a evaporação de água de superfícies líquidas, como rios, lagos e banhados, e a transpiração das plantas através das folhas. Além de ser um importante componente do ciclo hidrológico, a ET desempenha um papel importante na dinâmica climática global e nos processos de produtividade primária de ecossistemas terrestres.

O monitoramento preciso da ET em suas componentes espacial e temporal representa um grande desafio para a compreensão do particionamento energético e hidrológico entre a superfície e a atmosfera em diferentes biomas, principalmente em áreas tropicais que constituem-se nas maiores fontes de ET e que exercem forte controle sobre os processos de circulação atmosférica em escalas regional e global. Logo, entender o comportamento da variabilidade sazonal anual e inter-anual do processo de ET em biomas tropicais torna-se necessário para compreender o sistema climático e hidrológico global. Os biomas tropicais brasileiros, representados principalmente pela Floresta Amazônica e Cerrados, têm sido foco de atenção mundial devido a sua grande diversidade biológica e também pelos efeitos que o desmatamento em grande escala pode estar provocando no clima, na hidrologia e nos ciclos biogeoquímicos em escalas regionais e globais.

Normalmente, a ET é determinada a partir de medições com lisímetros, cintilômetros ou sistemas de covariância de vórtices turbulentos. Porém, esses métodos são limitados porque representam valores pontuais de ET para um local espacialmente restrito ou homogênea. Para grandes áreas, a ET é estimada através do balanço hídrico. Entretanto essa medida, apesar de bastante precisa a longo prazo não representa a variabilidade espacial desse processo. Tendo

em vista as limitações das estimativas pontuais ou mesmo para grandes áreas, desenvolveram-se diversas metodologias para obtenção de dados hidrológicos com base em informações obtidas por sensoriamento remoto. Entretanto, dados ópticos e termais obtidos por sensoriamento remoto apresentam algumas limitações causadas principalmente pela cobertura de nuvens, fatores de escala e baixa frequência de obtenção dos dados. Porém, a principal vantagem da estimativa de ET baseada em sensoriamento remoto consiste em capturar sua variabilidade espacial.

A abordagem utilizada neste estudo procurou responder às seguintes perguntas: (i) qual a acurácia das estimativas de ET em biomas tropicais baseadas em modelos de sensoriamento remoto quando comparadas a medições de campo?; (ii) qual a acurácia do fechamento do balanço hídrico a médio e longo prazo das estimativas para grandes áreas obtidas a partir de modelagem hidrológica e de sensoriamento remoto?; (iii) quais as variáveis de entrada que controlam a variância da ET em modelos baseados em sensoriamento remoto; e (iv) podem esses modelos apresentar sensibilidade à diferentes usos e coberturas da terra ou ainda à anomalias de ET?

As respostas a essas perguntas são relativamente complexas e dependem, possivelmente, de uma série de fatores, dentre eles, os processos ecofisiológicos da vegetação, as características climáticas da área de estudo e até mesmo a maneira pela qual a ET é estimada com base nos dados de sensoriamento remoto, que, mesmo quando estimada com modelos mais sofisticados, ainda apresenta incertezas relativas a sua representatividade espacial. Para responder aos questionamentos propostos anteriormente, a interpretação e análise dos resultados esteve norteada em três entendimentos distintos: (i) estimativas de ET, sejam elas a partir de vórtices turbulentos (EC), cintilômetros ou lisímetros, correspondem às únicas medidas de ET de fato, porém estão restritas a uma escala pontual; (ii) estimativas de ET com base em dados de sensoriamento remoto representam o padrão espacial do processo

para grandes áreas; enquanto (iii) estimativas de ET com base em modelos hidrológicos apresentam resultados validados com o balanço hídrico a longo prazo.

1.2. Objetivos da pesquisa

O objetivo principal desta tese de doutorado consistiu em verificar a acurácia da ET estimada a partir de modelos baseados em sensoriamento remoto em biomas tropicais úmidos a partir da utilização de imagens de moderada resolução espacial e alta resolução temporal. Foram testados modelos de estimativa de ET de escalas regional e global. Os resultados foram comparados com dados obtidos por correlação de vórtices turbulentos instalados em diferentes transectos de uso e cobertura da terra. Também utilizou-se de modelagem hidrológica e análise do fechamento do balanço hídrico para validar os resultados a longo prazo.

1.3. Estrutura e organização da tese

A presente tese de doutorado integrou dois projetos de pesquisa distintos: (i) *MODIS Global Evapotranspiration (MOD16)* do programa *NASA's Earth Observing System* e (ii) *Carbon Balance in Amazon Forest from Site to Region: Integrating Remote Sensing from Satellites to Ground-based Tower and Biometric Data* do programa LBA. Como área de estudo selecionou-se a Bacia Amazônica, caracterizada pelo bioma de florestas pluviais tropicais, e a Bacia do Rio Grande, caracterizada pelo bioma de cerrados. Foram selecionados dois modelos de estimativa de ET com base em dados de sensoriamento remoto. Para escalas regionais usou-se o algoritmo SEBAL ([Bastiaansen et al., 1998a](#)), enquanto que para escalas continentais e globais utilizou-se o algoritmo MOD16 ([Mu et al., 2011](#)). Para analisar o fechamento do balanço hídrico a médio e longo prazo selecionou-se o modelo hidrológico MGB ([Collischonn, 2001](#)),

além de dados de precipitação obtidos pelo sensor TRMM e dados de vazão medida no exutório das bacias hidrográficas.

Para atingir os objetivos propostos, foram utilizados seis capítulos para descrever as etapas de desenvolvimento e os resultados desta tese de doutorado. O próximo capítulo, *O vapor d'água na atmosfera*, apresenta os princípios físicos do processo de ET, as formulações sobre o balanço de energia entre a superfície e a atmosfera, os principais métodos de medição da ET e uma revisão sobre a utilização de dados de sensoriamento remoto na modelagem da ET. O capítulo 3, *Modelagem dos fluxos de energia e evapotranspiração em áreas do bioma cerrado*, apresenta os resultados da estimativa de ET na Bacia do Rio Grande a partir do algoritmo SEBAL sob a ótica de fechamento do balanço hídricos quando comparado ao modelo hidrológico MGB. O capítulo 4, *Validação do algoritmo de evapotranspiração global MOD16 em áreas tropicais de cerrado no Brasil*, apresenta os resultados de validação das estimativas de ET a partir do algoritmo MOD16 em áreas de cerrado com a utilização de imagens do sensor MODIS, enquanto no capítulo 5, *Modelagem da evapotranspiração em áreas de floresta tropical amazônica*, são apresentados os resultados da modelagem da ET a partir do algoritmo MOD16 na Bacia Amazônica e suas inter-relações com o processo de precipitação (PPT) e vazão (Q) do Rio Amazonas. O capítulo 6, *Conclusões*, apresenta um resumo dos principais resultados obtidos por esta pesquisa, além de algumas sugestões para futuras pesquisas em lacunas que ainda não foram preenchidas pela ciência nesse campo de conhecimento.

2. O VAPOR D'ÁGUA NA ATMOSFERA

2.1. Princípios físicos do processo de evapotranspiração

De acordo com os princípios físicos, duas metodologias são utilizadas para descrever o processo de evapotranspiração (ET) ([Brutsaert, 2009](#)):

- (i) formulações baseadas nos processos aerodinâmicos turbulentos, que consistem basicamente na descrição dos mecanismos de transporte do vapor d'água entre a superfície e a atmosfera;
- (ii) formulações baseadas no balanço de energia entre a superfície e a atmosfera.

Essa classificação, de certa maneira, é insatisfatória, porque dificilmente se explica o processo de ET exclusivamente a partir de uma única teoria. Logo, uma terceira categoria poderia ser considerada:

- (iii) formulações baseadas no balanço hídrico, no qual a ET é considerada como o termo residual na equação da continuidade.

O processo de evaporação ocorre quando a água é convertida do estado sólido ou líquido para o estado de vapor. Esse processo é controlado principalmente pela quantidade de energia disponível e pela facilidade que o vapor d'água encontra na difusão pela atmosfera. Diferentes princípios físicos são responsáveis pela difusão, porém os princípios de evaporação de superfícies líquidas ou do solo são bastante idênticos ([Shuttleworth, 1993](#)).

Em estado líquido, as moléculas de água estão unidas em função de uma força de atração intermolecular. Em estado de vapor, essas moléculas estão distanciadas em mais de dez vezes em relação ao estado líquido, uma vez que a força de coesão é muito menor. No processo de evaporação, a distância entre duas moléculas aumenta significativamente, com uma grande quantidade de energia absorvida para romper a força de atração intermolecular. Essa energia é denominada de calor latente de vaporização da água (λ : MJ kg⁻¹) e diminui com

o aumento da temperatura da superfície (T_s : °C), uma vez que a distância inicial das moléculas aumenta com o aumento dessa temperatura (eq. 2.1) (i.e.: a mudança de estado físico da água consome $2,5 \text{ MJ kg}^{-1}$ a uma temperatura constante de 20°C). A transição das moléculas do estado físico para gasoso requer uma certa quantidade de energia cinética. Posteriormente, é necessário um mecanismo de remoção dessas moléculas para prevenir que estas se condensem e retornem ao estado inicial, mantendo o balanço do sistema igual a zero (fig. 2.1).

$$\lambda = 2,501 * 0,002361 * T_s \quad (2.1)$$

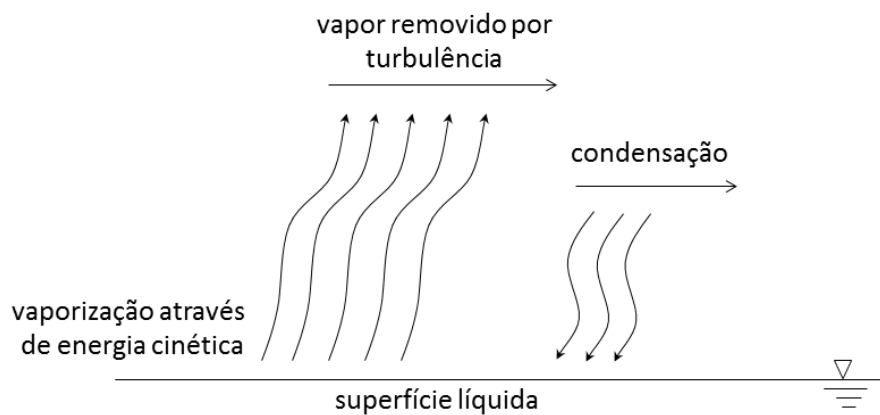


Fig. 2.1. Moléculas de água em superfície líquida com energia cinética suficiente para passar do estado líquido para gasoso. Um mecanismo de remoção por turbulência é necessário para prevenir um equilíbrio do sistema, sem o qual a vaporização seria compensada pela condensação. Fonte: Brutsaert (2009).

O processo de ET também pode ser definido a partir da diferença entre duas taxas, de vaporização determinada pela temperatura do ar (T_a : °C) e de condensação determinada em função da pressão de vapor (e_a : kPa). Se as moléculas gasosas podem se distanciar da superfície da qual se evaporaram, então e_a permanece baixo e a evaporação continua. Entretanto, se as moléculas não se afastam da superfície, e_a aumenta gradativamente até o momento que as taxas de vaporização e condensação se equalizam, cessando o processo de evaporação. Nesse momento, considera-se que o ar está saturado. Para uma determinada T_a encontra-se um ponto de equilíbrio para uma certa e_a , definida como pressão de saturação do vapor d'água (e_s : kPa) (eq. 2.2). A variação de e_s em função de T_a (e_s/dT) permite estabelecer o gradiente de variação da pressão de vapor em função da temperatura (Δ : kPa °C⁻¹) (eq. 2.3).

$$e_s = 0,6108 * \exp\left(\frac{17,27 * T_a}{237,3 + T_a}\right) \quad (2.2)$$

$$\Delta = \frac{4098 * e_s}{(237,3 + T_a)^2} \quad (2.3)$$

A transpiração das plantas relaciona-se com o fechamento e abertura de pequenas estruturas nas folhas (estômatos), que controlam os fluxos de dióxido de carbono (CO₂) e vapor d'água no processo de fotossíntese (**fig. 2.2**). As taxas de transpiração das plantas estão diretamente relacionadas à existência de água no solo e às condições ambientais, tais como disponibilidade de energia, vento, umidade e temperatura do ar.

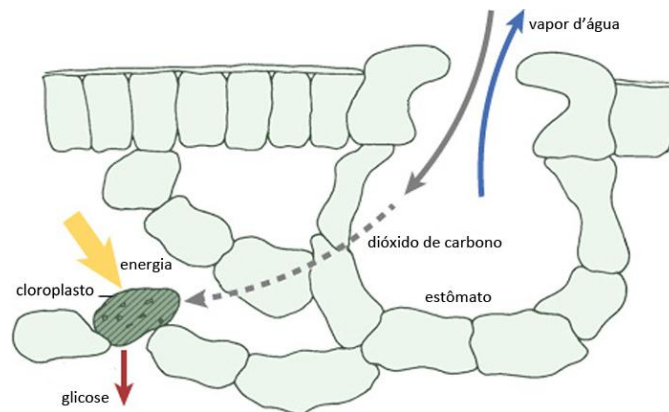


Fig. 2.2. Durante o processo de fotossíntese, as plantas absorvem dióxido de carbono e energia para criar combustíveis (glicose e outros açúcares) para o seu crescimento, liberando vapor d'água e oxigênio para a atmosfera. Fonte: [Sellers et al. \(1992\)](#).

Dada uma certa condição ambiental, os fluxos gasosos encontram uma resistência associada a difusão molecular em função da estrutura foliar que controla a liberação do vapor para a atmosfera. O ar flui através dos estômatos em função da diferença de pressão do vapor d'água, movendo-se das zonas de alta concentração para zonas de baixa concentração. A resistência pode estar associada a superfície da folha (resistência superficial, r_s : s m⁻¹) ou a difusão turbulenta (resistência aerodinâmica, r_a : s m⁻¹) (**fig. 2.3**). Assim, pode-se estabelecer uma analogia dessas resistências com um circuito elétrico ([Moors, 2008](#)), em que o fluxo evaporativo (FE: mm) é a corrente e a diferença de potencial é o déficit de pressão de vapor no ar ($e_s - e_a = VPD$: kPa). r_s pode ser definida como a combinação, para o conjunto da vegetação, da resistência estomática (r_e : s m⁻¹) e cuticular (r_c : s m⁻¹) das folhas (**eq. 2.4**). Mudanças em T_a e na

velocidade do vento (w : $m\ s^{-1}$), além das características de superfície alteram significativamente r_a .

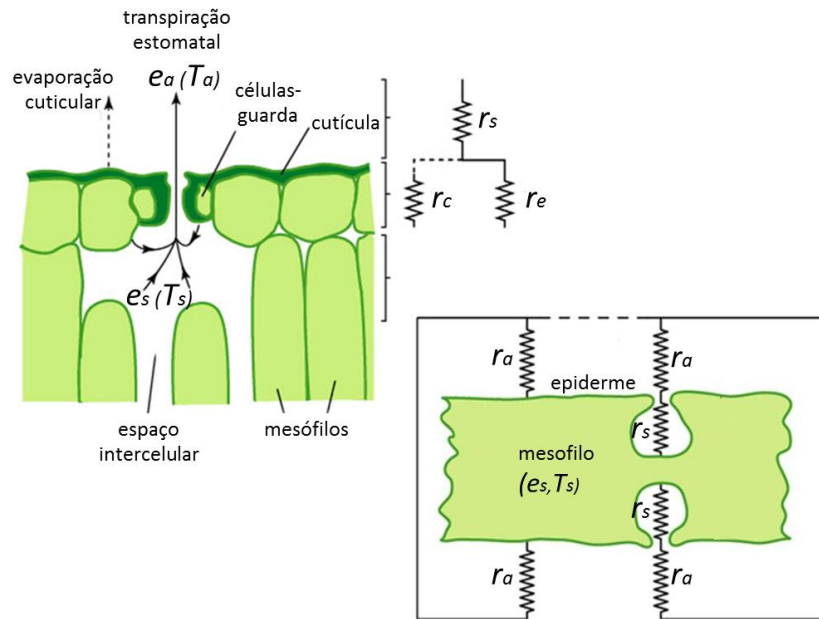


Fig. 2.3. Representação esquemática do processo de resistência superficial e aerodinâmica ao processo de transpiração por difusão molecular através dos estômatos. O ar contido nos espaços intercelulares apresenta-se saturado em relação à temperatura da folha. Os estômatos abrem-se quando a atmosfera encontra-se em uma taxa menor de saturação, liberando vapor d'água. Fonte: Shuttleworth (1992).

$$FE = k * \frac{e_s - e_a}{r_s} \quad (2.4)$$

onde k corresponde a uma constante de ajuste das unidades.

Os fluxos horizontais de ar sobre superfícies naturais são retardados por obstáculos como a própria vegetação e a rugosidade da superfície. Essa interação cria vórtices aleatórios que variam em tamanho, movimento e trajetória. Esse fenômeno, denominado de turbulência, é muito mais eficiente que a difusão molecular, sendo responsável pelas trocas que ocorrem entre áreas próximas à superfície e à atmosfera. A difusão turbulenta é controlada por r_a (eq. 2.5), sendo inversamente proporcional a w e à altura média da vegetação (h_c : m).

$$r_a = \frac{\ln\left[\frac{(z_x - d)}{z_{om}}\right] * \ln\left[\frac{(z_e - d)}{z_{ov}}\right]}{(0,41)^2 * w} \quad (2.5)$$

onde z_x e z_e correspondem a altura de medição do vento e da umidade do ar (m), respectivamente. Assume-se que $z_{om} = 0,123h_c$, $z_{ov} = 0,0123h_c$ e $d = 0,67h_c$.

A equação de Penman-Monteith (**eq. 2.6**) pode ser considerada como um modelo baseado nessa rede de resistências, assumindo que toda energia disponível para a evapotranspiração (ET: mm dia⁻¹) esteja disponível para o dossel. A difusão turbulenta do vapor d'água ocorre primeiro nas folhas em relação à r_s e, posteriormente, na atmosfera em relação à r_a . Enquanto isso, o fluxo de calor sensível (H) ocorre externamente às folhas e ao dossel, difundindo-se na atmosfera em função de r_a .

$$ET = \frac{1}{\lambda} \left[\frac{\Delta A_n + \rho_a c_p \frac{e_s - e_a}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \right] \quad (2.6)$$

onde Δ é dado pela **eq. 2.3**, A corresponde a energia disponível (MJ m⁻² dia⁻¹), ρ_a corresponde a massa específica do ar (kg m⁻³), c_p corresponde ao calor específico do ar à pressão constante (J kg⁻¹ K⁻¹), a diferença $e_s - e_a$ (VPD) é dada em função de uma altura z_e que está relacionada à r_a , enquanto γ corresponde a fator psicrométrico (kPa °C⁻¹) (**eq. 2.7**).

$$\gamma = c_p \frac{P_{atm}}{\epsilon \lambda} * 10^{-3} = 0,0016286 \frac{P_{atm}}{\lambda} \quad (2.7)$$

onde P_{atm} corresponde a pressão atmosférica (kPa) e ϵ corresponde a razão entre o peso molecular do vapor d'água e do ar seco (=0,0622).

2.2. Estimativas de evapotranspiração

A ET pode ser estimada partindo-se do princípio da perda de água de uma determinada superfície ou também através do ganho de vapor d'água pela atmosfera. Para estimar a perda de água de uma superfície considera-se esta como um sistema fechado em um determinado período de tempo deduzindo-se ET em função da perda de água desse sistema, enquanto que, nas estimativas da fase de vapor d'água na atmosfera assume-se que este seja um sistema aberto deduzindo-se ET a partir da integração da taxa de fluxo de vapor d'água através da camada limite turbulenta próxima a superfície ([Shuttleworth, 1993](#)).

O processo direto de obtenção da ET é relativamente complicado de ser realizado, uma vez que se necessita de uma grande gama de variáveis hidrológicas e meteorológicas. [Moors \(2008\)](#) divide esse processo em dois grupos, baseando-se: (i) no balanço hídrico e (ii) em métodos micrometeorológicos. A maior parte das técnicas correspondem a estimativas em escalas locais, com exceção dos métodos do balanço hídrico e do cintilômetro, que apresentam resultados médios para uma determinada área de abrangência.

2.2.1. Estimativas baseadas no balanço hídrico

Balanço hídrico em bacias hidrográficas

O balanço hídrico possibilita a determinação da ET com base na equação da continuidade (**eq. 2.8**).

$$ET = \frac{(Q_{in} - Q_{out})}{A} + PPT - \frac{dV}{A} \quad (2.8)$$

onde V corresponde ao volume de água contida na bacia hidrográfica ou reservatório, Q_{in} corresponde à vazão total de entrada, Q_{out} corresponde à vazão total de saída, ET corresponde à evapotranspiração, PPT corresponde à precipitação e A corresponde ao tamanho da área de estudo. O uso da equação do balanço hídrico para determinar a ET é teoricamente precisa, pois se baseia no princípio físico de conservação de massa ([Tucci, 2004](#)).

A acurácia desse procedimento está relacionado principalmente às incertezas das variáveis de entrada, tais como a variabilidade espacial da PPT e os fluxos de água subterrânea, que desempenham um papel definitivo no balanço hídrico de uma bacia hidrográfica. Os erros associados a medição de variáveis de entrada correspondem aproximadamente a 2% na medição de Q acrescido de 5 ou 10% de incerteza na estimativa de PPT ([Shuttleworth, 1993](#)).

A vazão de rios é considerada como a variável hidrológica mais representativa das mudanças que ocorrem em bacias hidrográficas. A ET , nos casos mais simples, pode ser obtida

através da diferença entre PPT e Q (**eq. 2.9**), considerando-se que não ocorram fluxos horizontais e verticais de água subterrânea nem percolação e que a umidade do solo (W) possa ser desprezada. Esse método apresenta erros que variam entre 5 e 20%. Para um intervalo de tempo anual (ou superior), os erros associados à variação de dV na bacia são minimizados em função da magnitude dos processos de PPT, Q e ET.

$$ET = PPT - Q \quad (2.9)$$

Depleção da umidade do solo

A partir de sucessivas medições da umidade do solo (W), considerando que esta seja representativa da variabilidade espacial desse processo e que Q seja desprezado ou conhecido, ET pode ser calculada (**eq. 2.10**). W pode ser determinada através dos métodos gravimétrico, tensiométrico, dispersão de nêutrons ou reflectômetros ([Shuttleworth, 1993](#)).

$$ET = PC - W \quad (2.10)$$

onde W corresponde ao armazenamento d'água no perfil do solo em um intervalo de tempo t, enquanto PC corresponde ao processo de percolação. Esse método está sujeito à grande variabilidade espacial de W no solo e a acurácia está relacionada principalmente a representatividade da amostragem, com erros que podem superar 30% ([Tucci, 2004](#)).

Método do tanque de evaporação

Os tanques de evaporação ou evaporímetros são instrumentos que possibilitam uma medida direta do poder evaporativo da atmosfera. Esses tanques podem ser apresentados em quatro classes: enterrados, superficiais, fixos e flutuantes. A taxa de evaporação, medida com o auxílio de uma ponta linimétrica apoiada em um tranquilizador, é resultado das mudanças de nível de água no tanque, levando em consideração a PPT. Os valores da evaporação medida superam os obtidos em lagos e reservatórios, devido às diferenças de volume, superfície e

localização e também pelo fato de lagos e reservatório dependerem da variação do transporte de massa e balanço de energia. Para tanto, utiliza-se um fator empírico (k_{pan}) que varia de acordo com as características de cada tanque e local e relaciona a evaporação de um tanque com a ET real ou potencial (eq. 2.11).

$$ET = E_{pan} * k_{pan} \quad (2.11)$$

onde E_{pan} corresponde a evaporação medida no tanque (Allen et al., 2002; Shuttleworth, 1993).

Lisímetros

São estruturas constituídas de um reservatório de solo com volume médio de 1 m^3 , providos de um sistema de drenagem e instrumental de medição. Conhecendo-se o volume de PPT, Q_{out} e o volume de água drenado para o fundo do equipamento (Q_{base}), que posteriormente é coletado e medido, a ET é calculada a partir da equação do balanço hídrico (eq. 2.12).

$$ET = PPT - Q_{out} - Q_{base} - dV \quad (2.12)$$

As variáveis hidrológicas controladas junto ao lisímetro permitem estabelecer a ET real ou potencial, mantendo-se as condições naturais de umidade do solo ou em capacidade de campo.

2.2.2. Estimativas micrometeorológicas do vapor d'água

Balanço de energia através da razão de Bowen

A razão de Bowen (β) (eq. 2.13) está diretamente relacionada a razão entre as diferenças de T e e_a entre dois níveis (Moors, 2008). O método assume que a difusividade de H e e_a são equivalentes, eliminando os efeitos da estabilidade atmosférica e dos processos turbulentos.

$$\beta = \frac{H}{LE} = \gamma \frac{dT_a}{de_a} \quad (2.13)$$

onde γ corresponde a constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$). LE pode ser calculado combinando-se β e o balanço de energia em superfície, assumindo-se que a energia armazenada no ar e no dossel possa ser desprezada (**eq. 2.14**).

$$LE = \frac{R_n - G}{1 + \beta} = \frac{R_n - G}{1 + \gamma * \left(\frac{\Delta T_a}{\Delta e_a}\right)} \quad (2.14)$$

Esse método está relacionado à utilização de sensores de medição de T_a e e_a em dois níveis, além de radiômetros para medição de R_n e G . Um dos problemas práticos do método da razão de Bowen associado ao balanço de energia está relacionado à variabilidade de H ao longo do dia (início da manhã e final da tarde), normalmente sendo positivo durante o dia e negativo durante a noite. Assim, H e dT igualam-se a zero ao final do dia não podendo, portanto, ser aplicado durante esses períodos. O mesmo ocorre com os fluxos $R_n - G$ durante a noite, reduzindo a aplicabilidade do método.

Monitoramento de vórtices turbulentos

O monitoramento de vórtices turbulentos (**fig. 2.4**), também conhecido como *eddy covariance* (EC), é a técnica mais utilizada em medições de fluxos de calor, vapor d'água, gás carbônico e metano entre a superfície e a atmosfera ([Baldocchi et al., 2001](#)). As medições dos vórtices ocorrem através de um sistema de monitoramento acoplado a uma torre micrometeorológica (**fig. 2.5a**), baseando-se no princípio de que o fluxo vertical de uma grandeza (escalar ou vetorial) na camada superficial é proporcional à covariância de w e da concentração dessa grandeza (**eq. 2.15** e **eq. 2.16**). O sistema EC é composto por um anemômetro sônico, um analisador de gases (CO_2 e H_2O) de ciclo aberto e um sistema de aquisição, registro, armazenamento e processamento de dados acoplado a um computador.

$$LE = \rho_a \overline{w'q'} \quad (2.15)$$

$$H = \rho_a c_p \overline{w' T_a'} \quad (2.16)$$

onde q' corresponde a flutuação da umidade específica do ar (kg kg^{-1}), w' corresponde às flutuações em w e T_a' corresponde às flutuações em T_a .

Quando o equipamento é instalado em uma torre micrometeorológica, o método possui algumas vantagens como (i) não perturbar o meio ambiente; (ii) obter uma média espacial do fluxo para uma área que, dependendo da rugosidade da superfície, da altura do ponto de medida e da homogeneidade do terreno, pode se estender desde dezenas de metros até alguns quilômetros do ponto de medida (*footprint*) e (iii) poder ser utilizado na obtenção de registro contínuo a longo prazo dos fluxos de energia entre superfície e atmosfera. O método do EC mede variações ambientais de curto prazo (de trinta em trinta minutos ou de hora em hora) e de longo prazo (sazonal e anual) fornecendo informações valiosas nos processos que controlam a troca de CO_2 e de vapor d'água, bem como a sensibilidade do ecossistema à variabilidade do clima.

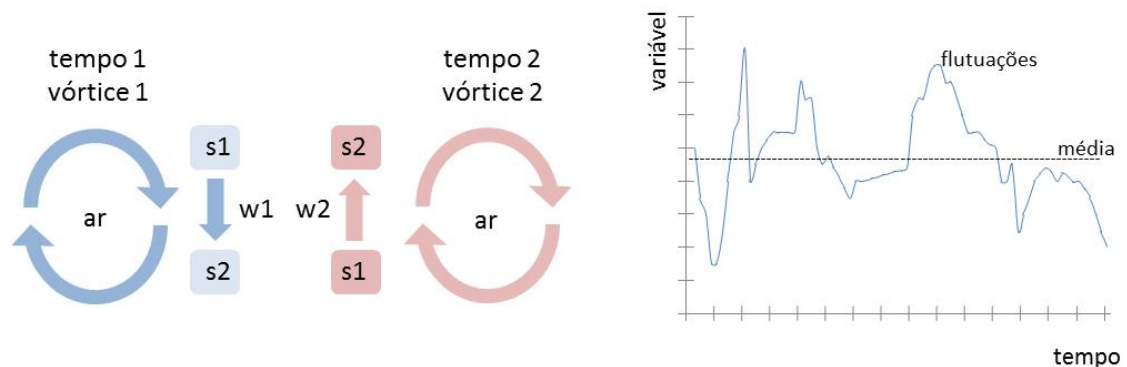


Fig. 2.4. Sistema de monitoramento dos vórtices turbulentos. O primeiro vórtice (vórtice 1/tempo 1) apresenta fluxo descendente com a velocidade do vento w_1 . Ao mesmo tempo, o segundo vórtice (vórtice 2/tempo 2) apresenta fluxo ascendente com a velocidade do vento w_2 . Assim, cada vórtice apresenta características específicas (s_1/s_2) em dois intervalos de tempo, como concentração de CO_2 , H_2O e T . Após a medição, as variações temporais são armazenadas em intervalos regulares de tempo.

Embora o método EC seja considerado como a estimativa mais precisa dos fluxos de energia, existem alguns problemas que devem ser resolvidos. O principal é que, mesmo durante o dia, em que as condições de obtenção dos dados são geralmente ideais, o fechamento completo do balanço de energia, não é alcançado. Em biomas tropicais, a soma

dos fluxos de calor latente e sensível (H+LE) é de aproximadamente 70-80% do fluxo disponível de energia (R_n-G) (Malhi et al., 2002). Além disso, o método é complexo de se aplicar na prática, devido a necessidade de utilização de instrumentos de resposta rápida para medir as flutuação da velocidade vertical do vento e dos escalares, além dos problemas de manutenção, calibração e operação (Baldocchi et al., 2001).

Cintilações do índice refrativo do ar

O monitoramento de H e LE através do cintilômetro ocorre por meio de medições das flutuações do índice refrativo do ar, também causadas pela turbulência atmosférica. Consiste em um transmissor óptico ou de ondas de radio e de um receptor, instalados em pontos opostos, com distâncias entre 250 m e 5 km (fig. 2.5b). O receptor detecta a intensidade das flutuações do sinal transmitido (cintilações). Considerando a teoria da similaridade de Monin-Obukhov, H pode ser obtido com a combinação dessas cintilações e de dados adicionais de w e do balanço de energia (eq. 2.17) (Moors, 2008).

$$\frac{C_{T2} * (z-d)^{2/3}}{\left(\frac{w'T_a'}{u_*}\right)^2} = C_{TT1} * \left(1 - C_{TT2} * \left(\frac{z-d}{L}\right)\right)^{-2/3} \quad (2.17)$$

onde u_* corresponde a velocidade de fricção do vento ($m s^{-1}$), C_{T2} corresponde as flutuações de T em função do índice refrativo do ar, d corresponde ao deslocamento do plano zero (m), C_{TT1} e C_{TT2} correspondem a constantes com valores de 4,9 e 9,0, respectivamente (de Bruin et al., 1993). Uma vez determinado o valor de H, pode-se obter LE em função do fechamento do balanço de energia.

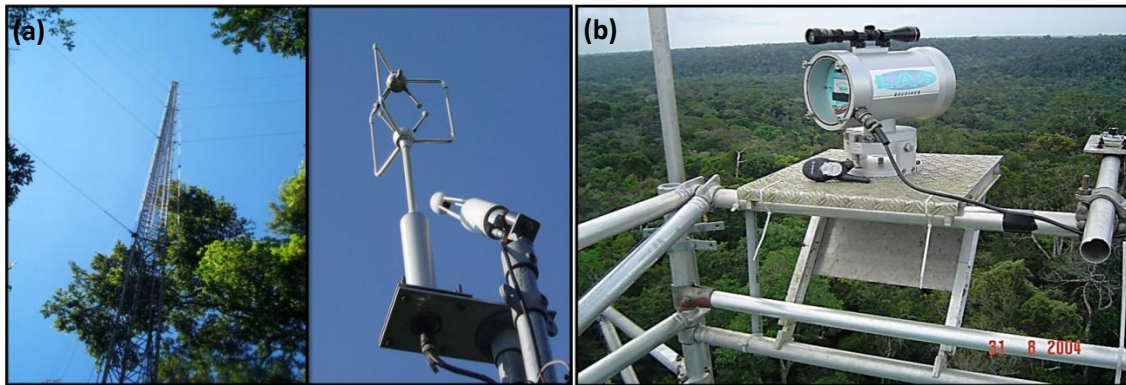


Fig. 2.5. Torre de monitoramento dos fluxos turbulentos instalada no sítio K67 da Floresta Nacional de Tapajós, PA (esquerda) e detalhe do sistema *eddy covariance* (EC) composto por anemômetro ultrassônico e analisador de gás infravermelho instalado a uma altura de 57 metros (direita) (a). Cintilômetro de grande abertura (LAS) instalado no sítio K34 em Manaus utilizado pelo Projeto LBA na estimativa da ET em áreas de floresta tropical latifoliada (b). Cortesia: LBA-ECO.

2.3. Sensoriamento remoto aplicado à modelagem da evapotranspiração

A determinação dos fluxos de vapor d'água entre superfície e atmosfera, usualmente ocorrem em escalas pontuais, não podendo ser extrapoladas para escalas regionais em função de sua grande variabilidade espacial. Dessa forma, os dados de sensoriamento remoto constituem-se em uma poderosa ferramenta para obtenção de informações em diferentes escalas temporais e espaciais (Couralt et al., 2005; Li e Lyons, 1999; Kustas e Norman, 1996).

Diferentes métodos foram desenvolvidos para estimar espacialmente a ET utilizando dados de sensoriamento remoto, que podem ser classificados em três categorias: (i) métodos empíricos e estatísticos, baseados em dados infravermelhos termais são introduzidos diretamente em modelos empíricos (Jung et al., 2010; Glenn et al., 2008a,b; Nagler et al., 2005); (ii) métodos residuais do balanço de energia, que combinam algumas relações empíricas com modelos físicos e que utilizam dados de sensoriamento remoto para estimar parâmetros de entrada dos modelos (Kustas e Anderson, 2009; Allen et al., 2007; Bastiaanssen et al., 2005); (iii) outros modelos físicos que utilizam a lógica de equações como Penman-Monteith para calcular a ET (Fischer et al., 2009; Cleugh et al., 2007; Mu et al., 2011).

Os métodos empíricos e estatísticos utilizam relações simplificadas, derivadas de escalas pontuais (Jackson et al., 1977), extrapoladas para escalas regionais. O método assume que é possível estimar o fluxo de calor latente, LE, através da diferença $T_s - T_a$ (eq. 2.18).

$$LE = R_n + a - b * (T_s - T_a) \quad (2.19)$$

onde a e b são constantes ajustadas de acordo com a área de estudo. Para tanto, considera-se que a fração evaporativa (Λ) é constante ao longo do dia e que G pode ser desprezado. Steinmetz et al. (1989) analisaram o erro médio dessas estimativas, que pode variar entre 10 e 15% em escala local e entre 20 e 30% em escala regional, estando diretamente ligado a parametrização de T_a . Outros métodos empíricos utilizam relações associadas às características da vegetação, como índices de vegetação (EVI/NDVI), índice de área foliar (LAI), saldo de radiação, entre outras variáveis (eq. 2.19).

$$LE = f(R_n, EVI, T_s) \quad (2.19)$$

As variações nos fluxos de calor latente são associadas quantitativamente às mudanças espaciais e temporais da cobertura vegetal, uma vez que em condições normais de suprimento de água e nutrientes observa-se uma alta correlação negativa entre T_s e os índices de vegetação. Com a diminuição de T_s ocorre um aumento do efeito refrigerante causado por LE, associado ao conteúdo de água da vegetação (Nemani e Running, 1989). Outros modelos, como o diagrama VI-TS, que exploram a correlação entre T_s e índices de vegetação (VI) como NDVI ou EVI, associando maiores taxas de ET com menores valores de T_s (Nishida et al., 2003b; Carlson et al., 1995; Moran et al., 1994; Nemani e Running, 1989).

Os métodos baseados no balanço de energia (eq. 2.20) geralmente computam LE (a partir de R_n , G e H, desprezando outros termos (Couralt et al., 2005; Kustas e Norman, 1996; Bastiaanssen et al., 1998a,b; Su, 2002; Allen et al., 2005; Tasumi et al. (2005).

$$LE = R_n - H - G \quad (2.20)$$

R_n pode ser estimado em função da radiação solar global incidente (R_s), radiação de onda longa incidente (R_L), albedo de superfície (α), emissividade (ϵ_s) e temperatura de superfície (T_s) (**eq. 2.21**).

$$R_n = R_s(1 - \alpha) + \epsilon_s * R_L - \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (2.21)$$

Para aproximações do balanço de energia, H pode ser calculado usando r_a entre a superfície e uma altura de referência (normalmente a 2 metros) (**eq. 2.22**). Logo, LE pode ser estimado a partir do método residual, fazendo com que LE esteja linearmente relacionado a $T_s - T_a$ e r_a (**eq. 2.23**).

$$H = \rho_a c_p * (T_s - T_a) / r_a \quad (2.22)$$

$$LE = R_n - G - \rho_a c_p * (T_s - T_a) / r_a \quad (2.23)$$

A transformação dos fluxos instantâneos de LE para escala diária (ET_{24h}) (**eq. 2.24**) geralmente ocorre a partir da fração evaporativa (Λ) (**eq. 2.25**) e do saldo de radiação diário ($R_{n,24h}$).

$$ET_{24h} = \Lambda * R_{n,24h} \quad (2.24)$$

$$\Lambda = \frac{LE}{R_n - G} \quad (2.25)$$

Para os modelos baseados no balanço de energia, como SEBAL, SEBS, SEBI, S-SEBI, a T_s é uma das variáveis mais importantes, entretanto esses modelos apresentam algumas desvantagens. A primeira está relacionada à estimativa de H usando a combinação $T_s - r_a$ para determinar o gradiente de temperatura (dT), o que de certa maneira dificulta a obtenção de estimativas acuradas (Gowda et al., 2008), principalmente em grandes áreas. A segunda refere-se aos fluxos de LE ou ET que podem exceder a disponibilidade de energia (R_n) em função de outros processos não contabilizados no balanço energético (*i.e.*: como os fluxos advectivos) (Glenn et al., 2007).

Reduzindo-se a dependência de informações baseadas exclusivamente em sensoriamento remoto, os modelos baseados na equação de Penman-Monteith (eq. 2.26) também incluem dados meteorológicos diários.

$$ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma(1 + r_s/r_a)} \quad (2.26)$$

Vários estudos analisaram a acurácia da equação de Penman-Monteith adaptada para utilização com dados de sensoriamento remoto (Vinukollu et al., 2011; Ferguson et al., 2010a; Ferguson et al., 2010b; Teixeira, 2010; Fisher et al., 2009; Zhang et al., 2008; Cleugh et al., 2007). Essa equação possibilita uma simulação robusta para estimar a ET porque (i) combina as principais variáveis que comandam o processo, (ii) fornece restrições de energia sobre a taxa de evaporação, (iii) os fluxos estimados não são sensíveis a apenas uma variável de uma maneira geral (Cleugh et al., 2007). As variáveis meteorológicas podem ser obtidas através de dados de reanálise ou modelos climáticos (regionais ou globais) porém essa resolução espacial é demasiadamente inferior à resolução espacial dos dados ópticos e termais, o que pode sugerir problemas de escala ou ainda baixa representatividade espacial desses dados.

Apesar do forte apelo teórico dos métodos citados acima, a estimativa de ET a partir de dados derivados de sensoriamento remoto apresentam alguns problemas, principalmente relacionados a: (i) diferença de temperatura entre dois níveis ($T_s - T_a$), (ii) obtenção de variáveis meteorológicas para grandes áreas e a (iii) resolução espacial de dados termais, inferior à resolução espacial de dados ópticos. Modelos baseados principalmente em T_s , como o SEBAL, apresentam uma forte sensibilidade relacionada a dT , no qual uma diferença de apenas 1 K pode representar um erro de até 87 W m^{-2} na estimativa de H (tab. 2.1) (Couralt et al., 2005).

Tab. 2. 1. Erro na estimativa do fluxo de calor sensível para diferença de 1°C em (Ts - Ta).

Altura do dossel (m)	Velocidade do vento (m s ⁻¹)	Erro H (Wm ⁻²)
1	1	8
1	5	40
10	1	17
10	5	87

Fonte: [Couralt et al. \(2005\)](#).

Para superar o problema da resolução espacial dos dados termais, [Kustas et al. \(2003\)](#) sugerem um processo de desagregação para estimar T_s, com base no NDVI ou EVI, considerando que os pixels multiespectrais usados na geração dos índices de vegetação, apresentam uma resolução espacial superior aos pixels termais usados na determinação de T_s (**tab. 2.2**). No caso de estimativa de ET para grandes áreas, como para aplicações hidrológicas e climáticas, os sensores AVHRR, GOES e MODIS oferecem uma extensa base de imagens com excelente resolução temporal. Entretanto, para aplicações em escalas maiores, como no gerenciamento de recursos hídricos em pequenas e médias bacias hidrográficas ou no manejo de cultivos agrícolas, a resolução espacial desses sensores é insuficiente dada a inclusão de diversos usos da terra dentro do mesmo pixel. Sensores como ASTER e LANDSAT apresentam vantagem nesse quesito, porém apresentam baixa resolução temporal, o que dificulta a aplicação sistemática desses modelos ([Gowda et al., 2008](#)).

Tab. 2.2. Relação entre resolução espacial de pixels multiespectrais e termais de alguns sistemas sensores usados na estimativa da evapotranspiração.

Sistema sensor	Período de Revisita	Resolução espacial multiespectral (m)	Resolução espacial termal (m)
ASTER	16 dias	15 m	90 m
AVHRR	0,5 dia	1100 m	1100 m
GOES	15 min	4000 m	4000 m
LANDSAT TM	16 dias	30 m	120 m
LANDSAT ETM	16 dias	30 m	60 m
MODIS	0,5 dia	250 m	1000 m

Além das limitações dos modelos inerentes a fatores de escala e baixa frequência de obtenção dos dados, os dados óticos e termais de sensoriamento remoto também apresentam algumas limitações causadas principalmente pela cobertura de nuvens. Mesmo nos casos de sensores que apresentam resolução temporal diária, como no caso do AVHRR e MODIS, a

probabilidade de obtenção de imagens diárias sem cobertura de nuvens é baixa. Como exemplo pode-se citar a área sob influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Nesses locais, as chances de obtenção de imagens com 30% ou menos de cobertura de nuvens é mínima entre os meses de novembro e maio (durante a estação chuvosa), aumentando consideravelmente entre os meses de junho e setembro (estação seca). No período anual, a probabilidade de obtenção de imagens com menos de 30% de cobertura de nuvem é inferior a 10% na faixa entre 0 e 5° de latitude Sul (Asner, 2001). Em uma média para o período entre 2000 e 2006, verificou-se que a 3,0° de latitude sul, a disponibilidade de composições MODIS de 8 dias é de 12 imagens por ano, enquanto que, para 10° e 12° de latitude sul, a disponibilidade dessas composições é de 18 e 26 imagens por ano, respectivamente, sendo que, para ambos os casos, as composições são temporalmente concentradas na estação seca.

Apesar da grande potencialidade da aplicação de dados de sensoriamento remoto no monitoramento hidrológico, os desafios são ainda consideráveis justamente pela limitação desses dados, seja pelas lacunas temporais existentes entre os sucessivos imageamentos, limitação dos dados ópticos e termais associados à cobertura de nuvens ou pelo imageamento impreciso em diferentes níveis (camadas) da atmosfera.

3. MODELAGEM DOS FLUXOS DE ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ÁREAS DO BIOMA CERRADO

Anderson L Ruhoff; Adriano R Paz; Walter Collischonn; Luiz EOC Aragao; Humberto R Rocha;
Yadvinder S Malhi. A MODIS-based energy balance to estimate evapotranspiration in two
contrasting tropical land cover types. *Remote Sensing*. (In preparation).

3.1. Resumo

A evapotranspiração desempenha um papel importante na dinâmica climática global e nos processos de produtividade primária de ecossistemas terrestres, uma vez que se encontra diretamente ligada aos processos de transferência de massa e energia. As limitações impostas por observações pontuais motivaram o desenvolvimento de técnicas envolvendo dados de sensoriamento remoto para estimar a evapotranspiração para grandes áreas. Objetivou-se avaliar a precisão do algoritmo SEBAL na estimativa dos componentes do balanço de energia em escala regional. Utilizaram-se 28 imagens do sensor Terra MODIS para testar o algoritmo. Os dados estimados foram analisados com base em estimativas obtidas por correlação de vórtices turbulentos e através do modelo hidrológico MGB-IPH. Os resultados indicam que a metodologia empregada apresentou $r^2=0,64$ no fluxo de calor latente instantâneo em áreas de cana-de-açúcar e $r^2=0,62$ em áreas de cerrado, enquanto que, para estimativas da evapotranspiração diária obteve-se $r^2=0,76$ e $r^2=0,66$, respectivamente. O fechamento do balanço de energia mostra uma subestimativa de 7% dos fluxos turbulentos em plantações de cana-de-açúcar e 9% em áreas de cerrado. Comparando-se a evapotranspiração média diária estimada pelo SEBAL e pelo MGB-IPH em uma área de 38.100 km² obteve $r^2=0,88$. O controle da variância no algoritmo está associado principalmente à temperatura de superfície e ao índice de vegetação. Verificou-se que o SEBAL apresenta tendência de superestimar os resultados, tanto em escala pontual quanto regional, em decorrência da baixa sensibilidade à umidade do solo e ao estresse hídrico. Entretanto, os resultados obtidos confirmam o potencial do algoritmo SEBAL associado as imagens do sensor MODIS na estimativa dos fluxos de energia e evapotranspiração para grandes áreas.

Palavras-Chave

Cerrado, Evapotranspiração, modelagem hidrológica, MODIS, SEBAL.

3.2. Introdução

A evapotranspiração (ET) é um dos mais importantes fatores reguladores do clima, tanto em escala local quanto global, consistindo na ligação entre energia, clima e hidrologia. Tradicionalmente a ET é computada a partir do resíduo do balanço hídrico, enquanto a estimativa do processo ocorre por meio de equipamentos, como lisímetros ou sistema de correlação de vórtices turbulentos (EC). Porém, estes métodos são limitados porque estimam valores pontuais de ET para um local específico e não para uma escala regional ou uma bacia hidrográfica. Considerando ainda o custo de instalação de complexos equipamentos de medição e a escassez de recursos humanos e econômicos, nos últimos anos desenvolveram-se metodologias para rápida obtenção de dados hidrológicos para grandes áreas com base em dados de sensoriamento remoto.

Para estimar os fluxos de energia entre a superfície e a atmosfera, vários algoritmos foram desenvolvidos nos últimos anos, como os modelos SEBAL ([Bastiaanssen et al., 1998a,b](#)), SEBS ([Su, 2002](#)), T-SEB ([Norman et al., 1995](#)), R-SEB ([Kalma e Jupp, 1990](#)), Alexi e DisAlexi ([Norman et al., 2003](#)) e S-SEBI ([Roerink et al., 2000](#)). Esses algoritmos têm como objetivo determinar a ET para escalas locais e regionais, através do balanço completo dos fluxos de energia, utilizando dados de sensoriamento remoto e dados meteorológicos complementares. O algoritmo SEBAL tem sido muito utilizado por diversos autores, obtendo-se valores de ET considerados consistentes quando comparados a dados obtidos em campo, com variações de até 10% no resultado final ([Bezerra et al., 2008](#); [Zwart e Bastiaanssen, 2007](#); [Silva e Bezerra, 2006](#); [Hemakumara et al., 2003](#); [Allen et al., 2002](#); [Lagouarde et al., 2002](#); [Bastiaanssen, 2000](#); [Kite e Drogers, 2000](#); [Wang et al., 1995](#)). Outros pesquisadores apresentaram resultados com maiores incertezas. [French et al. \(2005\)](#) obtiveram erros de até 25% em regiões agrícolas, enquanto [Jacob et al. \(2002\)](#) obtiveram erros superiores a 30%. Alguns estudos relativos ao SEBAL também já foram testados no Brasil, destacando-se [Giacomoni \(2005\)](#), [Paiva \(2005\)](#), [Folhes \(2007\)](#), [Mendonça \(2007\)](#), [Nicácio \(2007\)](#) e [Andrade \(2008\)](#).

Conceitualmente, o SEBAL foi desenvolvido para aplicações em escalas locais e regionais com a utilização de imagens do satélite LANDSAT (Allen et al., 2002), que possui resolução espacial de 30 m e período de revisita de 16 dias. Porém, com o lançamento de novos sistemas sensores, especialmente o sensor MODIS, que possui resolução espacial de 500 m e período de revisita diário, o monitoramento dos processos físico-químicos da superfície terrestre ganhou um novo impulso. A disponibilidade atual de dados de sensoriamento remoto em diferentes resoluções temporais, espaciais e espectrais permite propor o desenvolvimento de novas metodologias para monitorar e compreender as características dos complexos sistemas ambientais.

A grande vantagem de utilização de dados do sensor MODIS está na resolução temporal, uma vez que podem ser geradas estimativas de fluxos de energia para escalas regionais, continentais e globais, em um intervalo de tempo diário (Justice et al., 2002), o que não é possível com sensores como LANDSAT TM e ETM+, que apresentam largura de imageamento e período de revisita restritas (Lauer et al., 1997). Muitas pesquisas relatam a influência do fator de escala em sensoriamento remoto nos resultados das estimativas de ET. Maiores resoluções espaciais podem contribuir significativamente no aumento da acurácia das estimativas (Carmel, 2004; Van Rompaey et al., 1999; Dai e Khorram, 1998), enquanto que menores resoluções podem representar perda de informações importantes para diversas aplicações ambientais (Carmel et al., 2001; Gupta et al., 1986).

Apesar da alta resolução temporal, a moderada resolução espacial dos dados do sensor MODIS e sua utilização em algoritmos de balanço de energia entre superfície e atmosfera em escala regional pode contribuir significativamente no acréscimo do erro das estimativas de ET, uma vez que dentro de cada pixel estão contidos diversos tipos de usos e cobertura da terra. Porém, a alta sensibilidade radiométrica das 36 bandas espectrais associada às correções geométricas e atmosféricas dos dados podem compensar o problema da resolução espacial do sensor na estimativa desses fluxos. Estimativas de ET para escalas continentais e globais

baseadas em dados de sensores remotos de moderada resolução espacial, apresentam resultados com acurácia significativamente elevada (Mu et al., 2011; Mallick et al., 2009; Venturini et al., 2008; Cleugh et al., 2007; Mu et al., 2007a; Batra et al., 2006; Nishida et al., 2003a,b).

O objetivo deste estudo consistiu em estimar os fluxos de energia entre a superfície e a atmosfera em escala regional com a utilização de dados de sensoriamento remoto de moderada resolução espacial em áreas tropicais de cerrado. Os resultados foram validados com dados obtidos por EC, e em escala de bacia hidrográfica, através de modelagem hidrológica. Para a estimativa de ET com base em modelos de balanço de energia em escala regional utilizou-se o algoritmo SEBAL (Allen et al., 2002; Bastiaanssen et al., 1998a,b) enquanto que o modelo hidrológico MGB-IPH (Collischonn et al., 2007; Collischonn e Tucci, 2001) foi utilizado para a estimativa em escala de bacia hidrográfica. O SEBAL foi empregado para a determinação da ET para dias sem cobertura de nuvens, através do balanço completo da radiação e da energia entre a superfície terrestre e a atmosfera, utilizando dados de sensoriamento remoto e alguns dados complementares de superfície, enquanto o MGB é um modelo hidrológico distribuído aplicável à grandes bacias hidrográficas, composto por módulos para estimar todas as componentes do ciclo hidrológico.

3.3. Caracterização da área de estudo

O MGB-IPH foi aplicado a Bacia do Rio Grande, uma área tropical de cerrado localizada entre os estados de São Paulo e Minas Gerais (Brasil) enquanto que o SEBAL foi aplicado a uma área de 2° x 2° (fig. 3.1). A Bacia do Rio Grande tem uma área de drenagem de 145.000 km² e está compreendida entre as coordenadas de 19°15' e 23°00' de latitude sul e 43°30' e 51°00' de longitude oeste.

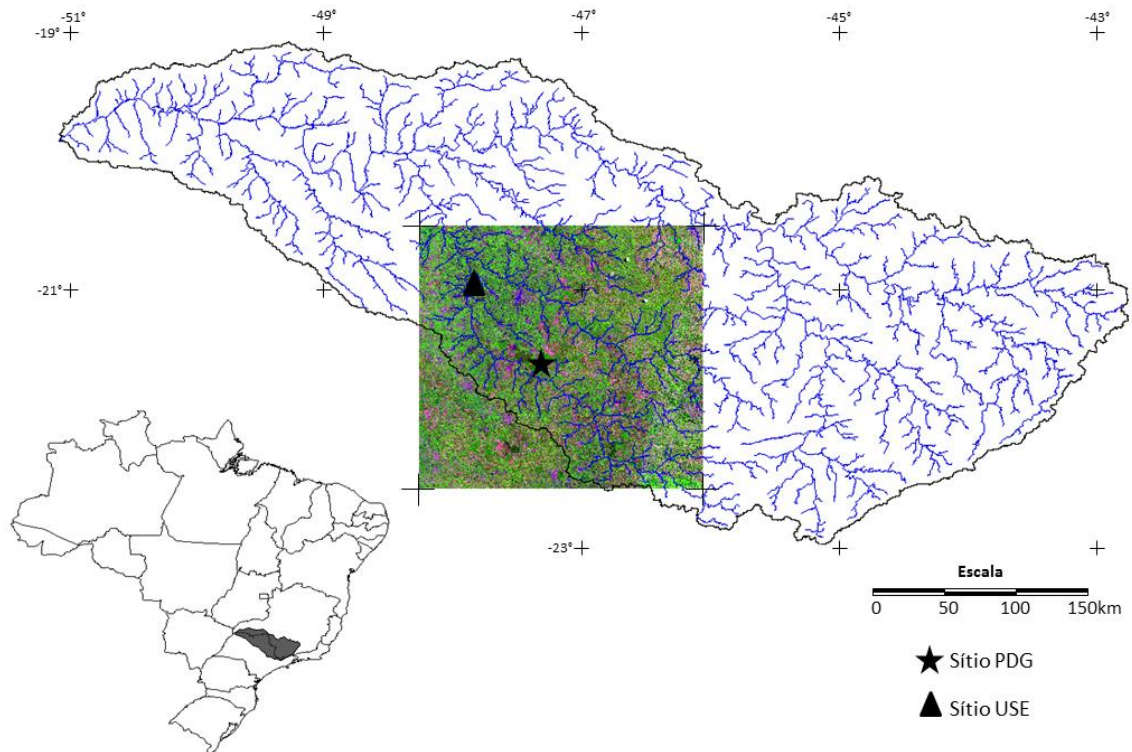


Fig. 3.1. Mapa de localização da Bacia do Rio Grande no Brasil. O modelo hidrológico MGB foi aplicado a toda bacia hidrográfica do Rio Grande enquanto o algoritmo SEBAL foi aplicado a uma área de 2°x2° (quadrado).

A Bacia do Rio Grande é caracterizada por vegetação remanescente de cerrado e pela intensa produção agrícola, com grandes lavouras de cana-de-açúcar, cítricos e eucalipto. As variações fisionômicas de cerrado refletem-se na mudança da altura e da densidade da vegetação (**fig. 3.2**), incluindo: (i) campos limpos, que apresentam predominância de gramíneas de até 0,5 m, (ii) campos sujos, que se apresentam como gramíneas com arbustos esparsos de até 2 m; (iii) campos cerrados, que apresentam predomínio herbáceo-subarbustivo, com árvores esparsas de até 5 m; (iv) cerrado, composto principalmente por arbustos e árvores entre 5 e 10 m, em grande adensamento; e, (v) cerradão, caracterizado por florestas estacionais semidecíduais, com predomínio de árvores com mais de 10 m e componente herbáceo pouco desenvolvido (Furley, 1999; Batalha, 1997; Eiten, 1972).

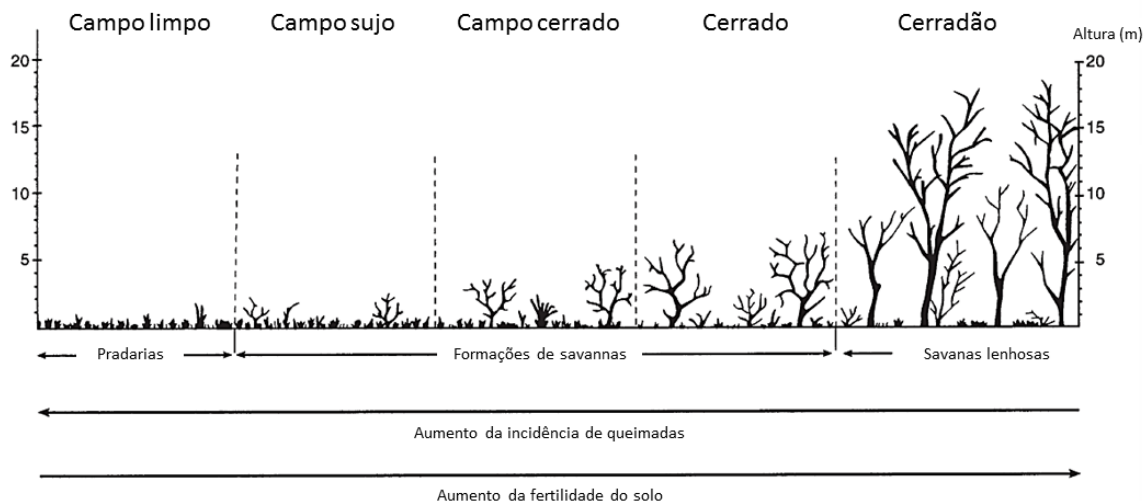


Fig. 3.2. Variações fisionômicas típicas de cerrado no Brasil. Fonte: Furley (1999).

O tipo climático da região, segundo a classificação de Koeppen, corresponde a Cwa: as temperaturas médias mensais variam de 17,6°C (no mês mais frio, julho) a 23,5°C (no mês mais quente, fevereiro). A precipitação (PPT) média anual é de 1.500 mm fortemente concentrada no verão, enquanto a ET média anual é de aproximadamente 900 mm. As variações sazonais do clima são controladas principalmente por sistemas atmosféricos de grande escala, o que minimiza a sensibilidade aos processos convectivos. O sistema típico de PPT corresponde basicamente a: (i) chuvas frontais, que ocorrem em qualquer época do ano, com maior frequência no outono e no inverno, e (ii) chuvas convectivas, que ocorrem tipicamente entre setembro e abril. Essas variações de PPT intrasazonais decorrem em função da variação atmosférica de grande escala, como as flutuações de sistemas e padrões atmosféricos típicos da América do Sul, como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), as Correntes de Jatos Subtropicais (CJS), a Alta da Bolívia (AB), e também de escala inter-hemisférica, como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Juárez, 2004).

A variância do processo de ET está fortemente condicionada a: (1) variação da disponibilidade de energia, representada pela radiação solar incidente; (2) processo de circulação atmosférica local, que regula o sistema de PPT e as condições de umidade do ar e do solo; e, (3) condições da vegetação, que apresentam modificações significativas com a

alternância de estações secas e úmidas (Ruhoff et al., 2009). No cerrado, o processo de ET apresenta notável amplitude sazonal, variando de 6 mm dia⁻¹ (estação chuvosa, que compreende principalmente os meses de dezembro, janeiro e fevereiro) até 1 mm dia⁻¹ (estação seca, que compreende principalmente os meses de junho, julho e agosto) (Rocha et al., 2002). Em áreas agrícolas, a ET depende do tipo e do ciclo da cultura, uma vez que ocorrem variações significativas na estrutura da vegetação, passando de condições de solo descoberto a cultivos plenamente desenvolvidos.

3.4. Materiais e Métodos

3.4.1. Algoritmo de balanço de energia entre superfície e atmosfera SEBAL

Descrição do algoritmo

O SEBAL utiliza informações da superfície obtidas por sensoriamento remoto e dados meteorológicos para estimar as componentes do balanço de energia. A necessidade de informações multiespectrais e termais permite que o algoritmo seja aplicado somente à imagens adquiridas livres de cobertura de nuvens. O fluxo de calor latente instantâneo (LE: W m⁻²) foi estimado como resíduo da equação do balanço de energia (eq. 3.1), contabilizando-se a diferença entre o saldo de radiação (R_n: W m⁻²), o fluxo de calor no solo (G: W m⁻²) e o fluxo de calor sensível (H: W m⁻²). A descrição completa do algoritmo pode ser obtida em Bastiaansen et al. (1998a,b) e Allen et al. (2002).

$$LE = R_n - G - H \quad (3.1)$$

Estimativa do saldo de radiação

A energia proveniente do Sol é o fator mais importante no desenvolvimento dos processos físicos que influenciam as condições do clima na Terra. R_n representa a energia

disponível aos processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem na superfície terrestre sendo definido como o balanço de radiação de todos os fluxos radiativos que chegam e saem de uma superfície (**eq. 3.2**).

$$R_n = R_{s\downarrow}(1 - \alpha) + \varepsilon_s R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} \quad (3.2)$$

onde $R_{s\downarrow}$ corresponde a radiação de ondas curtas incidentes ($W m^{-2}$), $R_{L\downarrow}$ corresponde radiação de ondas longas provenientes da atmosfera ($W m^{-2}$), $R_{L\uparrow}$ corresponde radiação de ondas longas emitidas ($W m^{-2}$), α corresponde ao albedo de superfície (adimensional) e ε_s corresponde a emissividade da superfície (adimensional). Considerando-se um dia sem cobertura de nuvens, $R_{s\downarrow}$ pode ser determinado em função da **eq. (3.3)**.

$$R_{s\downarrow} = S * \cos\phi * d_r * \tau_{sw} \quad (3.3)$$

onde S corresponde a constante solar ($1367 W m^{-2}$), ϕ corresponde ao ângulo zenital solar (rad), d_r corresponde a distância relativa Terra-Sol (adimensional) (**eq. 3.4**) e τ_{sw} corresponde a transmissividade atmosférica (adimensional) (**eq. 3.5**).

$$d_r = 1 + 0,33 * \cos\left(\frac{2\pi}{365} * DJ\right) \quad (3.4)$$

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 * 10^{-5} * z \quad (3.5)$$

onde DJ corresponde ao dia juliano e z corresponde a altitude de cada pixel da imagem (m).

α é estimado de acordo com a **eq. (3.6)**, proposta por [Tasumi et al. \(2008\)](#).

$$\alpha = \sum_{b=1}^7 [\rho_b \omega_b] \quad (3.6)$$

onde ρ_b corresponde a reflectância de superfície para sete bandas espectrais das imagens MOD09GHK, enquanto ω_b corresponde ao coeficiente que representa a fração de radiação solar em direção a superfície que ocorre em cada comprimento de onda de cada uma das sete bandas espectrais do sensor MODIS. [Tasumi et al. \(2008\)](#) apresentam os coeficientes de cada uma das bandas do sensor MODIS para a composição do albedo de superfície.

$R_{L\downarrow}$ e $R_{L\uparrow}$ podem ser determinadas pelas **eq. (3.7)** e **eq. (3.8)**.

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a * \sigma * T_a^4 \quad (3.7)$$

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_s * \sigma * T_s^4 \quad (3.8)$$

onde ε_a corresponde a emissividade atmosférica (adimensional) (**eq. 3.9**), σ corresponde a constante de Stefan-Boltzman ($5,67*10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), enquanto T_a corresponde a temperatura do ar (K) e T_s corresponde a temperatura de superfície (K). Para o cálculo de ε_s utilizou-se a proposta de [Van de Griend e Owe \(1993\)](#) em função do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) (**eq. 3.10**).

$$\varepsilon_a = 0,85(-\ln\tau_{sw})^{0,09} \quad (3.9)$$

$$\varepsilon_s = 1,009 + 0,047 * \ln(\text{NDVI}) \quad (3.10)$$

Estimativa do fluxo do calor no solo

O fluxo de calor no solo ([Bastiaanssen et al., 2000](#)) pode ser obtido segundo a **eq. (3.11)**.

$$\frac{G}{R_n} = \left[\frac{T_s - 273,15}{\alpha} (0,0038 * \alpha + 0,0074\alpha^2)(1 - 0,98 * \text{NDVI}^4) \right] \quad (3.11)$$

Estimativa do fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível ([Bastiaanssen et al., 1998a](#)) foi determinado de acordo com a **eq. (3.12)**.

$$H = \frac{\rho_a * c_p * dT}{r_a} \quad (3.12)$$

onde ρ_a corresponde a massa específica do ar (kg m^{-3}) e c_p corresponde ao calor específico do ar à pressão constante ($\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), r_a corresponde a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s m^{-1}) e dT corresponde ao gradiente de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), ou seja, a diferença entre a temperatura da superfície (T_s em uma altura Z_1 de 0,1 m) e a temperatura do ar (T_a em uma

altura de referência Z_2 de 2 m). r_a é inicialmente determinada, considerando-se uma condição de estabilidade da atmosfera (eq. 3.13).

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{k * U_*} \quad (3.13)$$

onde k corresponde a constante de von Karman (0,41) e U_* corresponde a velocidade de fricção do vento ($m s^{-1}$) (eq. 3.14).

$$U_* = \frac{k * w}{\ln\left(\frac{Z_x}{Z_{om}}\right)} \quad (3.14)$$

onde w corresponde a velocidade do vento ($m s^{-1}$) em uma altura conhecida Z_x (m) e Z_{om} corresponde ao coeficiente de rugosidade da vegetação (m) em torno da estação (eq. 3.15).

$$Z_{om} = 0,123 * h_c \quad (3.15)$$

onde h_c corresponde a altura média da vegetação (m) em torno da estação micrometeorológica. A partir de U_* determina-se a velocidade do vento (U) a uma altura na qual assume-se que os efeitos da rugosidade da superfície possam ser desprezados (U_{100} : $m s^{-1}$) (eq. 3.16).

$$U_{100} = U_* \left(\frac{\ln\left(\frac{Z_{100}}{Z_{om}}\right)}{k} \right) \quad (3.16)$$

Com a hipótese de que U_{100} é constante em toda a área, pode-se estimar U_* para cada pixel da imagem (eq. 3.17).

$$U_* = \frac{U_{100} * k}{\ln\left(\frac{100}{Z_{om}}\right)} \quad (3.17)$$

Para as eq. (3.16) e eq. (3.17), Z_{om} é obtido de acordo com a eq. (3.18).

$$Z_{om} = \exp(3,157 * NDVI - 2,818) \quad (3.18)$$

De posse dos valores de U_* , estima-se r_a para cada pixel (eq. 3.19).

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{k * U_*} \quad (3.19)$$

No SEBAL, dT é determinado por meio de um processo de calibração interna para condições extremas, consistindo na seleção de dois pixels âncoras, o “pixel quente” e o “pixel frio”. O “pixel frio” é selecionado sobre áreas bem irrigadas, em condições ideais de ET, tais como lavouras agrícolas irrigadas por pivô central ou grandes superfícies de água, onde H é considerado nulo. O “pixel quente” é selecionado sobre áreas sem vegetação fotossinteticamente ativa e sem umidade, como solos desprovidos de vegetação, em condições críticas de ET assumindo que LE é considerado nulo nessas áreas (Bastiaanssen et al., 1998a). Desse modo, é construída uma relação linear entre a T_s e dT (eq. 3.20).

$$dT = a + b * T_s \quad (3.20)$$

Os coeficientes a e b são determinados por meio da aplicação da equação do balanço de energia em condições de nulidade dos fluxos de calor latente e sensível nos “pixels quentes” e nos “pixels frios” (eq. 3.21 e eq. 3.22).

$$b = \frac{dT(T_{s,max})}{(T_{s,max}) - (T_{s,min})} \quad (3.21)$$

$$a = -b * T_{s,min} \quad (3.22)$$

onde $T_{s,max}$ e $T_{s,min}$ correspondem a temperatura do “pixel quente” e do “pixel frio” ($^{\circ}C$), respectivamente. Os gradientes máximos $dT_{(T_{s,max})}$ e mínimos $dT_{(T_{s,min})}$ são equivalentes aos “pixel quente” e “pixel frio” da imagem ($^{\circ}C$) (eq. 3.23 e eq. 3.24).

$$dT_{(T_{s,max})} = H_{(T_{s,max})} * \frac{r_{a(T_{s,max})}}{\rho a c_p} \quad (3.23)$$

$$dT_{(T_{s,min})} = 0 \quad (3.24)$$

onde $r_{a(T_{s,max})}$ corresponde a resistência aerodinâmica ao transporte de calor referente ao pixel de temperatura máxima ($s\ m^{-1}$), enquanto $H_{(T_{s,max})}$ corresponde ao calor sensível para o “pixel quente” ($W\ m^{-2}$) (eq. 3.25).

$$H_{(T_{s,max})} = R_{n(T_{s,max})} - G_{(T_{s,max})} \quad (3.25)$$

onde $R_n (T_{s,max})$ corresponde ao saldo de radiação ($W m^{-2}$) e $G_{(T_{s,max})}$ corresponde ao fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$), ambos para o “pixel quente”.

A primeira estimativa de H é realizada sob condições de neutralidade atmosférica. Considerando que essas condições exercem um efeito expressivo sobre r_a , há necessidade de assimilar os efeitos da estabilidade atmosférica, através do comprimento de Monin-Obukov (Paulson 1970; Webb et al., 1970) (eq. 3.26). A obtenção de H com correção de estabilidade atmosférica no SEBAL é realizado através de um processo iterativo que se encerra com a convergência numérica de r_a e dT (Allen et al., 2002).

$$L = -\frac{\rho_a c_p U_*^3 T_s}{g * k * H} \quad (3.26)$$

onde L corresponde ao comprimento de Monin-Obukov (m) e g corresponde a aceleração da gravidade ($m s^{-2}$). A correção de estabilidade atmosférica e das condições de transporte de calor pode ser realizada de acordo com as eq.(3.27) a eq. (3.35).

Para condições de instabilidade atmosférica ($L < 0$), tem-se

$$\Psi_{h(100m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(100m)}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+(x_{(100m)})^2}{2} \right) - 2 \operatorname{atan} * x_{(100m)} + 0,5\pi \quad (3.27)$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1+(x_{(2m)})^2}{2} \right) \quad (3.28)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2 \ln \left(\frac{1+(x_{(0,1m)})^2}{2} \right) \quad (3.29)$$

Onde

$$x_{100m} = \left(1 - 16 \frac{100}{L} \right)^{0,25} \quad (3.30)$$

$$x_{2m} = \left(1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0,25} \quad (3.31)$$

$$x_{0,1m} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L} \right)^{0,25} \quad (3.32)$$

Para condições de estabilidade atmosférica ($L > 0$), tem-se

$$\Psi_{m(100m)} = -5 \left(\frac{100}{L} \right) \quad (3.33)$$

$$\Psi_{m(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (3.34)$$

$$\Psi_{m(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L} \right) \quad (3.35)$$

Após as estimativas dos valores de $\Psi_{h(m)}$ e $\Psi_{m(m)}$, é realizada a correção do valor da velocidade de fricção (U_{*cor}) para cada pixel da imagem (**eq. 3.36**).

$$U_{*cor} = \frac{U_{100} * k}{\ln\left(\frac{100}{Z_{oh}}\right) - \Psi_{m(100m)}} \quad (3.36)$$

De posse de U_{*cor} obtém-se a resistência aerodinâmica corrigida ($r_{a_{cor}}$) para o transporte de calor (**eq. 3.37**).

$$r_{a_{cor}} = \frac{\ln\left(\frac{Z_{Ref}}{Z_{oh}}\right) - \Psi_{h(2m)} + \Psi_{h(0,1m)}}{U_{*cor} * k} \quad (3.37)$$

$r_{a_{cor}}$ é obtido após a correção da condição de estabilidade atmosférica inicialmente assumida. Para isso, determinam-se novos valores de U_{*cor} e $r_{a_{cor}}$, que por sua vez, são utilizados na repetição do processo, partindo-se do cálculo de dT , até que se atinja uma convergência de dT e r_a .

Estimativa da evapotranspiração diária

A partir do resíduo da equação do balanço de energia, pode-se estimar a fração evaporativa (Λ , **eq. 3.38**) e a ET diária (ET_{24h} , mm dia⁻¹, **eq. 3.39**). Segundo [Crago \(1996\)](#), Λ possui uma característica importante, que é sua regularidade e constância em dias sem cobertura de nuvens. Nesse sentido, admite-se que seu valor instantâneo representa, adequadamente o seu valor médio diurno, o que possibilita analisar a variabilidade espacial do processo de ET e estimar o valor diário em larga escala.

$$\Lambda = \frac{LE}{R_n - G} \quad (3.38)$$

$$ET_{24h} = \frac{86400 * \lambda * R_{n_24h}}{\lambda} \quad (3.39)$$

onde λ corresponde ao calor latente de vaporização da água (MJ kg^{-1}) (eq. 3.40), e R_{n_24h} corresponde ao saldo de radiação média diário (W m^{-2}) (eq. 3.41), que foi estimada a partir de uma função senoidal proposta por Bisht et al. (2005) com base em Lagouarde e Brunet (1983).

$$\lambda = 2,501 - 0,00236(T_s - 273,15) * 10^6 \quad (3.40)$$

$$R_{n_24h} = \frac{2 * R_n}{\pi * \text{sen}\left[\left(\frac{t_{\text{overpass}} - t_{\text{rise}}}{t_{\text{set}} - t_{\text{rise}}}\right) * \pi\right]} \quad (3.41)$$

onde t_{overpass} corresponde ao instante de aquisição da imagem pelo sensor MODIS (h), t_{set} corresponde ao instante do pôr do Sol (h) e t_{rise} corresponde ao instante do nascer do Sol (h).

Dados de entrada de sensoriamento remoto

O sensor MODIS está instalado a bordo dos satélites Terra e Aqua, que operam em órbitas heliosíncronas descendentes, com inclinação aproximada de 98°. O horário de passagem pela área de imageamento corresponde a aproximadamente 10:30 e 13:30 horas, para os satélites Terra e Aqua, respectivamente. Esses satélites integram o programa EOS (*Earth Observing System*), cujo objetivo compreende o estudo das relações entre as formações vegetais e os processos globais de larga escala (Justice et al., 2002). O sensor MODIS foi projetado para atender a três campos de estudos distintos: terra, oceano e atmosfera. Apresenta 36 bandas espectrais, das quais as sete primeiras estão direcionadas para aplicações terrestres. Justice et al. (2002) apresentam as principais especificações técnicas do sensor MODIS: a cobertura do satélite Terra é diária para latitudes superiores a 30 graus e a cada dois dias para latitudes inferiores a 30 graus; a cobertura de imageamento é de aproximadamente 2.330 km e a resolução espacial varia entre 250 e 1.000 m no nadir.

Para a realização deste estudo utilizou-se os produtos MOD09 GHK C5 (Vermote et al., 2008), MOD11 C5 (Wan, 2007) e MOD13 C5 (Solano et al., 2010). O produto MOD09GHK, uma

estimativa da reflectância espectral da superfície, corresponde a 7 bandas espectrais derivadas da bandas 1 a 7 de ondas curtas. Para cada banda são feitas correções dos efeitos dos gases atmosféricos, de aerossóis e de nuvens cirrus aplicados a todos os pixels que passaram pelo controle de qualidade do nível 1B.

O MOD11A1, correspondente à temperatura de superfície, é um produto-chave para descrever os processos da superfície terrestre, sendo utilizado em estudos climáticos, hidrológicos, ecológicos e biológicos. A estimativa de T_s é realizada para dias sem cobertura de nuvens. Os pixels são selecionados a partir de uma máscara de nuvens (produto MOD35L2), excluindo-se pixels afetados por aerossóis e nuvens. Também são consideradas informações sobre geometria, ângulo de visada e vapor d'água na atmosfera (Wan e Dozier, 1996). Segundo Wan e Li (2008), a acurácia dos dados de T_s é inferior a 1K, sendo 0,5°K na maior parte dos casos. Porém, em pixels contaminados por cobertura de nuvens e aerossóis pesados, a acurácia pode variar entre 4 e 11°C, uma vez que a máscara de cobertura de nuvens não discrimina todos esses pixels afetados, particularmente aqueles próximos às bordas das nuvens.

O produto MOD13A1 disponibiliza dois índices de vegetação (EVI/NDVI) que fornecem informações das variações temporais e espaciais da vegetação, além das condições de atividade fotossintética em suporte a detecção de mudanças biofísicas e fenológicas (Huete et al, 1999). O algoritmo empregado para o cálculo dos índices de vegetação utiliza informações sobre correção geométrica, máscara de nuvens, ângulo de visada e ângulo solar. Os valores de radiância que compõem a imagem de saída são provenientes do produto MOD09GHK, escolhidos qualitativamente dentre um universo de 16 possibilidades para cada posição. A cada pixel gerado é atribuído um coeficiente de qualidade (QC) referente à quantidade de nuvens detectada nos valores de entrada.

Aplicação do algoritmo SEBAL

O SEBAL foi aplicado a 28 dias com atmosfera sem cobertura de nuvens entre os meses de fevereiro e novembro de 2001. Destes, 19 dias correspondem a estação seca (abril a setembro) e 9 correspondem a estação chuvosa (outubro a março). Além da cobertura de nuvens que dificultou o processo de seleção de imagens MODIS diárias na estação chuvosa, os meses de janeiro e fevereiro apresentaram muitas lacunas nos dados turbulentos. Os dados micrometeorológicos de entrada do algoritmo (w e T_a) foram obtidos do sítio PDG em função do menor número de falhas.

3.4.2. Modelo hidrológico distribuído MGB

Descrição do modelo hidrológico

O MGB é um modelo hidrológico distribuído concebido para grandes bacias, com áreas de drenagem superior a 10.000 km² (Collischonn et al., 2007a; Collischonn e Tucci, 2001), composto por módulos para calcular o balanço hídrico em intervalo de tempo diário, considerando os processos de precipitação (PPT), interceptação (EI), evapotranspiração (ET), percolação (PC), escoamentos superficial (D_{sup}), sub-superficial (D_{sub}), subterrâneo (D_{bas}) e armazenamento de água no solo (W), e propagação do escoamento ao longo da rede de drenagem (Q). A bacia foi dividida em células regulares de 10 km de resolução, as quais foram conectadas por canais representando a rede de drenagem (Paz e Collischonn, 2007).

Cada célula foi dividida em blocos com base nas unidades de resposta hidrológica (Kouwen et al., 1993), permitindo levar em conta a variabilidade das características físicas da bacia no interior de cada célula. O número de blocos foi escolhido de acordo com o número de grupos resultantes da combinação das características de uso do solo, cobertura vegetal e tipo de solo. Um bloco é caracterizado no modelo por uma série de parâmetros, como o

armazenamento máximo de água no solo, altura da vegetação, resistência superficial, índice de área foliar e albedo.

O escoamento resultante de todos os blocos de uma célula foi somado, sendo propagado pela rede de drenagem pelo método Muskingum-Cunge até a célula a jusante (Tucci, 1998). A PPT foi gerada por interpolação dos dados disponíveis de pluviômetros. As demais variáveis meteorológicas foram obtidas através dos postos meteorológicos.

No MGB, a evaporação do volume interceptado e a transpiração das diferentes coberturas vegetais foram calculadas separadamente, utilizando a formulação de Penman-Monteith (eq. 3.42) (Shuttleworth, 1993), seguindo-se a abordagem de Wigmosta et al. (1994).

$$ET_{24h} = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a * c_p (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma (1 + r_s / r_a)} * \frac{1}{\lambda * \rho_w} \quad (3.42)$$

onde ET_{24h} corresponde a ET diária (mm dia^{-1}), Δ corresponde a taxa de variação da pressão de saturação do vapor d'água ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), R_n corresponde ao saldo de radiação (W m^{-2}), G corresponde ao fluxo de calor no solo (W m^{-2}), ρ_a e ρ_w correspondem a massa específica do ar e da água (kg m^{-3}), respectivamente, e_s e e_a correspondem a pressão de saturação do vapor d'água e a pressão real do vapor d'água (kPa), respectivamente, γ corresponde a constante psicrométrica ($0,066 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), λ corresponde ao calor latente de vaporização da água ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), enquanto r_s e r_a correspondem a resistência superficial da vegetação e aerodinâmica (s m^{-1}), respectivamente.

Assume-se que a evaporação do volume interceptado ocorre mais facilmente do que a evaporação de água do solo e a transpiração das plantas. A energia disponível para a ET é utilizada primeiramente para evaporar o volume interceptado. Dessa forma, após a evaporação, ocorre a evaporação da umidade da primeira camada de solo. Caso ainda exista demanda evaporativa, ocorre a evaporação da segunda camada de solo. A máxima capacidade

de interceptação (EI_{max}) é determinada para cada bloco em função do índice de área foliar (LAI: $m^2 m^{-2}$) (eq. 3.43) (Ubarana, 1996).

$$EI_{max} = 0,2 * LAI \quad (3.43)$$

onde o valor do LAI foi estabelecido em função das características do uso e cobertura da terra de cada bloco segundo valores recomendados na literatura (Collischonn e Tucci, 2001). A evaporação potencial da lâmina interceptada no dossel (EIP: mm) foi calculada considerando que r_s como nula e r_a dependente de U e h_c (eq. 3.44 e eq. 3.45).

$$r_a = \frac{6,25}{w_{10}} \left(\ln \left(\frac{10}{z_{om}} \right) \right)^2 \quad \text{para } h < 10 \text{ m} \quad (3.44)$$

$$r_a = \frac{94}{w_{10}} \quad \text{para } h \geq 10 \text{ m.} \quad (3.45)$$

onde w_{10} ($m s^{-1}$) corresponde a velocidade do vento a uma altura de 10 m e z_{om} corresponde ao coeficiente de rugosidade da superfície (m). Após a evaporação de EI, a demanda evaporativa remanescente (f_{DE}) foi atendida pela transpiração calculada para cada tipo de cobertura vegetal. A f_{DE} (eq. 3.46) é utilizada como um fator corretivo no cálculo da ET das coberturas vegetais (eq. 3.47). Para os casos em que EI é maior que EIP, então EI iguala-se a EIP.

$$f_{DE} = \frac{EIP - EI}{EIP} \quad (3.46)$$

$$ET_{24h} = f_{DE} * \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a * C_p (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma (1 + r_s / r_a)} * \frac{1}{\lambda * \rho_w} \quad (3.47)$$

No cálculo da transpiração, foram utilizados valores de r_a e r_s variáveis conforme o tipo de cobertura vegetal e fatores ambientais (Collischonn e Tucci, 2001). r_a é dependente apenas de h_c e w , enquanto r_s representa a resistência ao fluxo de umidade do solo através das plantas até a atmosfera e varia conforme o tipo de dossel e fatores ambientais como W, T_a e R_s . No MGB, são adotados valores de referência para r_s característicos de cada vegetação, mas que variam conforme as restrições de W (Wigmosta et al., 1994). Assume-se que as condições de solo não restringem a ET se W está acima de 50% da capacidade de armazenamento máximo

de água no solo (W_m : mm) (Shuttleworth, 1993). Nesse caso r_s é considerada como um valor mínimo típico da vegetação não afetada pelas condições de umidade do solo. Se o armazenamento de água no solo está no intervalo entre o ponto de murcha (W_{PM} : mm) e o início do efeito sobre a r_s (W_L : mm), então r_s aumenta (eq. 3.48). Caso W seja inferior ao valor referente a W_{PM} , então a restrição é máxima e a ET é nula. Por simplificação, W_{PM} foi considerando como sendo igual a 10% de W_m .

$$r_s = r_{si} * \frac{W_L - W_{PM}}{W - W_{PM}} \quad (3.48)$$

onde r_{si} ($s\ m^{-1}$) corresponde a r_s ajustada de acordo com W . Detalhes sobre o balanço de água no solo do modelo MGB podem ser obtidos em Collischonn (2001) e Collischonn e Tucci (2001).

Base de dados de entrada do modelo

O modelo foi utilizado com intervalo de tempo diário. O período de 1970-1980 foi usado para calibração do modelo, enquanto o período de 1981-2001 foi usado para validação (Collischonn et al., 2007b). Foram utilizados dados de 273 postos pluviométricos distribuídos irregularmente sobre toda a bacia, provenientes da base de dados HidroWeb (Agência Nacional de Águas, 2010) e do Sistema Integrado de Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo (Coordenadoria de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo, 2010). Os dados meteorológicos foram obtidos de 14 plataformas de coleta de dados do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (2010). Para a definição dos blocos, foram utilizadas informações de tipos de solos do Projeto Radam Brasil (Ministério das Minas e Energia, 1982) e imagens LANDSAT 7 ETM+ (Global Land Cover Facility, 2010) para classificação do uso da terra.

As imagens LANDSAT foram classificadas em quatro classes distintas: (i) lâminas d'água, (ii) florestas e áreas de reflorestamento, (iii) áreas agrícolas e (iv) campos, pastagens e solos expostos. Os tipos de solo foram reagrupados em três classes básicas, conforme a capacidade

de infiltração: solos de alta, média ou baixa capacidade de infiltração. Após o cruzamento dos planos de informação referentes aos tipos de solos e usos da terra, foram definidos seis unidades de resposta hidrológica (blocos) para a modelagem da bacia do Rio Grande: (1) pastagens, campos e áreas agrícolas em solos de média capacidade de infiltração; (2) áreas agrícolas em solos de alta capacidade de infiltração; (3) solo de baixa capacidade de infiltração; (4) florestas e áreas de reflorestamento em solos de média capacidade de infiltração; (5) pastagens, campos e solos expostos em solos de alta capacidade infiltração; e, (6) lâminas d'água. [Collischonn et al. \(2007b\)](#) descrevem o processo completo de classificação das imagens LANDSAT e da determinação das unidades de resposta hidrológica. Os coeficientes de Nash-Sutcliffe (NS) de ajuste do modelo ficaram acima de 0,7 em todas as sub-bacias em ambos períodos de calibração e validação, enquanto os erros de volume ficaram inferiores a 0,5% na calibração e a 7% na validação ([Tucci et al., 2008](#)).

3.4.3. Sítios de monitoramento dos fluxos turbulentos

Os sítios de monitoramento EC foram instalados no ano 2000 em duas áreas distintas: (i) no Cerrado Pé-de-Gigante (PDG), um ecossistema natural de cerrado, em Santa Rita do Passa Quatro, e, (ii) na Usina Santa Elisa (USE), uma plantação de cana-de-açúcar, em Sertãozinho. Os sensores de R_n e G (REBS), conectados a um sistema de aquisição de dados (Campbell-CR10X), amostravam as variáveis a cada 15 segundos e armazenavam as médias a cada 10 minutos. Os fluxos de LE e H foram medidos a uma altura de 7 metros (USE) e 21 metros (PDG), através de um sistema de covariância de vórtices turbulentos (EC). O sistema, composto por um analisador de gás infravermelho (IRGA-LICor 6262) e de um anemômetro ultra-sônico tridimensional (Gill-1012R2A), realizava medições dos fluxos turbulentos a cada 10 segundos através das flutuações a 10 Hz, armazenando os dados em médias de 30 minutos. [Rocha et al. \(2002\)](#), [Juárez \(2004\)](#) e [Cabral et al. \(2003\)](#) apresentam descrições detalhadas dos

equipamentos utilizados e dos processos de medição dos fluxos turbulentos e de energia nos sítios USE e PDG (**tab. 3.1**).

Tab. 3.1. Descrição das variáveis micrometeorológicas e de vórtices turbulentos coletadas nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE).

Variável	Símbolo (Unidade)	Sensor		Posição (m)	
		Sítio PDG	Sítio USE	Sítio PDG	Sítio USE
Temperatura do ar	T (°C)	Psicrometro CSI HMP45C	Psicrometro CSI HMP45C	21	7
Umidade relativa	UR (%)	Psicrometro CSI HMP45C	Psicrometro CSI HMP45C	21	7
Pressão Atmosférica	Press (hPa)	Vaisalla	Vaisalla	21	7
Velocidade do vento	U (m s ⁻¹)	RM Young	RM Young	21	7
Irradiância solar global incidente	Ki (W m ⁻²)	LiCor 200X	LiCor 200X	21	7
Saldo de radiação	Rn (W m ⁻²)	REBS	REBS	21	7
Fluxo de calor no solo	G (W m ⁻²)	REBS	REBS	0	0
Umidade do solo	W (m ³ m ⁻³)	CSI 615	CSI 615	-0,1	-0,1
Temperatura do solo	Ts (°C)	CSI 108	CSI 108	-0,1	-0,1
Fluxo de calor sensível	H (W m ⁻²)	<i>Eddy correlation</i>	<i>Eddy correlation</i>	21	7
Fluxo de calor latente	LE (W m ⁻²)	<i>Eddy correlation</i>	<i>Eddy correlation</i>	21	7

A 7 m de altura no sítio USE, a contribuição máxima das fontes se dão com *footprint* entre 40 e 60 m, enquanto, no sítio PDG, com observações a 21 m, a máxima contribuição está entre 120 e 170 m (**fig. 3.3a**). A contribuição acumulada do fluxo em condições neutras indicam que mais de 80% do fluxo medido na cana-de-açúcar provêm de 500 m de distância, enquanto que, no caso do cerrado 80% do fluxo provêm de aproximadamente a 1.500 m (**fig. 3.3b**) (Juárez, 2004). Em condições instáveis, normalmente predominantes durante o dia, o *footprint* é geralmente menor que o calculado sob condições neutras, ou seja, a área-fonte e o máximo de contribuição estão mais próxima da torre de observação.

As medições dos fluxos turbulentos de LE no sítio USE apresentaram problemas de calibração do sensor IRGA entre os meses de agosto e dezembro de 2001 (Juárez, 2004). Portanto, para análise da ET no sítio USE somente os dados de fevereiro a julho de 2001 foram

considerados. Alguns equipamentos da torre instalada no sítio PDG apresentaram falhas de calibração durante os meses de janeiro e setembro de 2001 e os fluxos turbulentos de H e LE medidos não foram utilizados no estudo.

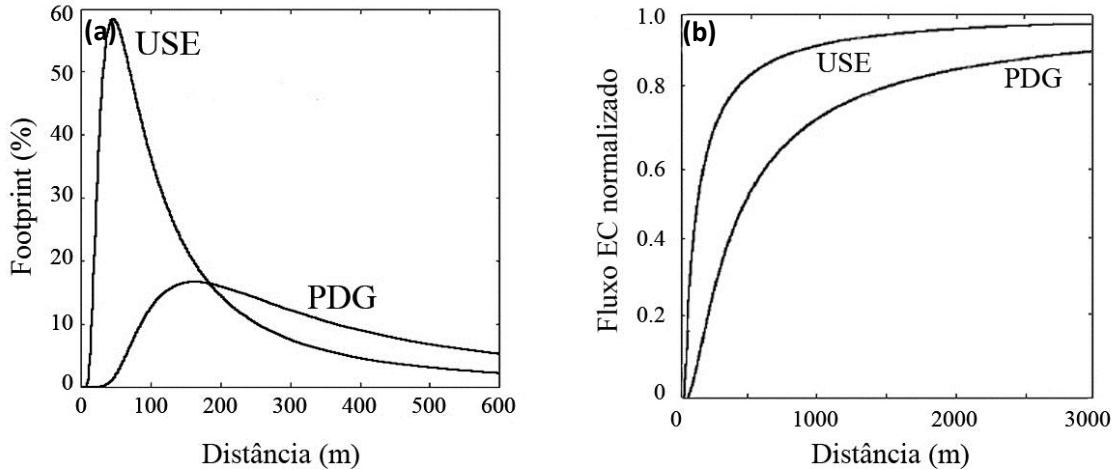


Fig. 3.3. *Footprint* das torres de monitoramentos de vórtices turbulentos instaladas em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE).

3.5. Resultados e Discussões

3.5.1. Validação dos fluxos instantâneos de energia no SEBAL

Os valores instantâneos de R_n próximos ao meio-dia estimados com base no SEBAL apresentaram coeficiente de determinação $r^2=0,88$ ($p<0,05$) no sítio USE e $r^2=0,83$ ($p<0,05$) no sítio PDG (fig. 3.4a), quando comparado aos dados observados. A sazonalidade apresenta-se bem definida, de acordo com o processo de incidência de radiação solar sobre a superfície terrestre, com máximos durante a estação chuvosa e mínimos durante a estação seca. No sítio USE, o erro médio quadrático (RMSE) foi de 37 W m^{-2} (4%), enquanto que no sítio PDG o RMSE foi de 47 W m^{-2} (2%). O SEBAL superestimou em média 15 W m^{-2} (2%) o R_n observado em áreas de cana-de-açúcar, enquanto que, em áreas de cerrado houve uma subestimativa de 15 W m^{-2} (2%). Verificou-se que os maiores erros na estimativa de R_n ocorreram na estação chuvosa, correspondendo provavelmente a dias parcialmente nublados ou com presença de nuvens que

não foram detectadas e corrigidas pela máscara utilizada nos produtos MOD11 (Wan et al., 2002).

Os valores instantâneos de G observados no sítio USE variaram aproximadamente entre 12 e 58 $W m^{-2}$, nas estações seca e chuvosa, respectivamente, enquanto no sítio PDG os valores instantâneos observados variaram entre 8 e 24 $W m^{-2}$. Os dados estimados apresentaram moderada correlação sazonal com os dados observados (fig. 3.4b), com variações entre 40 e 120 $W m^{-2}$ no sítio USE, e 29 e 70 $W m^{-2}$ no sítio PDG, nas estações seca e chuvosa, respectivamente. Em valores absolutos, G foi superestimado em média em 41 e 35 $W m^{-2}$. Mendonça (2007) também verificou superestimativas de G utilizando o algoritmo SEBAL com imagens do sensor MODIS, considerando que essa superestimativa pode estar relacionada à cobertura da superfície pelo dossel, que funciona como um isolante térmico, evitando que a radiação atinja o solo. Dessa forma, os fluxos observados no solo apresentam valores muito baixos, enquanto o sensor MODIS capta a energia armazenada principalmente na superfície do dossel.

A estimativa de H apresentou maiores incertezas em relação aos dados observados. A média do fluxo de calor sensível instantâneo estimado pelo SEBAL no sítio USE foi de 217 ± 68 $W m^{-2}$, enquanto a média observada pelo sistema EC foi de 175 ± 55 $W m^{-2}$. No sítio PDG, a média estimada foi de 170 ± 71 $W m^{-2}$, enquanto a média observada foi de 179 ± 51 $W m^{-2}$. O RMSE foi de 36 e 38 $W m^{-2}$, nos sítios USE e PDG, o que corresponde a 22% e 21%, respectivamente. Verificou-se que o coeficiente de correlação é inferior aos verificados em R_n , G e LE. Obteve-se de $r^2=0,60$ ($p<0,05$) no sítio USE e $r^2=0,52$ ($p<0,05$) no sítio PDG (fig. 3.4c). Para ambos os casos, esse coeficiente é levemente inferior na estação seca. As discrepâncias nas estimativas de H podem ser explicadas pela combinação de uma série de fatores relacionados a simplificações e a incertezas introduzidas no algoritmo, tais como r_s e r_a , Z_{om} , ϵ_a , U e T_a (Jacob et al., 2002). Entretanto, essas discrepâncias são similares a outros resultados (Jacob et al, 2002; Anderson et al., 1997; Kustas et al., 1996; Zhan et al., 1996) na validação de

diferentes modelos de estimativa de fluxos turbulentos em diferentes condições de uso e cobertura da terra.

Os fluxos de LE estimados pelo SEBAL representaram coerentemente a sazonalidade, porém um padrão de superestimativa dos resultados foi verificado. No sítio USE, a superestimativa média foi de 23 W m^{-2} (10%) com $r^2=0,64$ ($p<0,05$), enquanto que, no sítios PDG essa superestimativa foi de aproximadamente 70 W m^{-2} (38%) com $r^2=0,62$ ($p<0,05$) (**fig. 3.4d**). No sítio USE, a estimativa de LE apresentou média de $271\pm 100 \text{ W m}^{-2}$, enquanto os dados observados pelo sistema EC apresentaram média de $287\pm 87 \text{ W m}^{-2}$, com RMSE de 34 W m^{-2} (17%). No sítio PDG, a estimativa do fluxo de calor latente apresentou média de $386\pm 93 \text{ W m}^{-2}$ enquanto os dados observados pelo sistema EC apresentaram média de $285\pm 122 \text{ W m}^{-2}$, com RMSE de 81 W m^{-2} (41%). Esses resultados são percentualmente similares aos resultados encontrados por [Nishida et al. \(2003\)](#), [Jiang e Islam \(2003\)](#) e [Battacharya et al. \(2010\)](#) em escala

O resultado do fechamento do balanço de energia ([Brutsaert, 1982](#)), uma comparação dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente ($H+LE$) estimados pelo SEBAL com a energia disponível (R_n-G) observada, mostra uma subestimativa de aproximadamente 7% dos fluxos turbulentos no sítio USE e 9% no sítio PDG, com $r^2=0,88$ ($p<0,05$) e $r^2=0,85$ ($p<0,05$), respectivamente (**fig. 3.5a**). Como as medidas e as estimativas de R_n , G , H e LE são realizadas por métodos diferentes, o fechamento do balanço de energia indica se há ou não concordância entre esses valores. No sítio USE a média de $H+LE$ estimados pelo SEBAL foi de $516\pm 68 \text{ W m}^{-2}$ enquanto a média de R_n-G medida foi de $488\pm 78 \text{ W m}^{-2}$. No sítio PDG a média de $H+LE$ estimados pelo SEBAL foi de $589\pm 109 \text{ W m}^{-2}$ enquanto a média R_n-G medida foi de $539\pm 94 \text{ W m}^{-2}$.

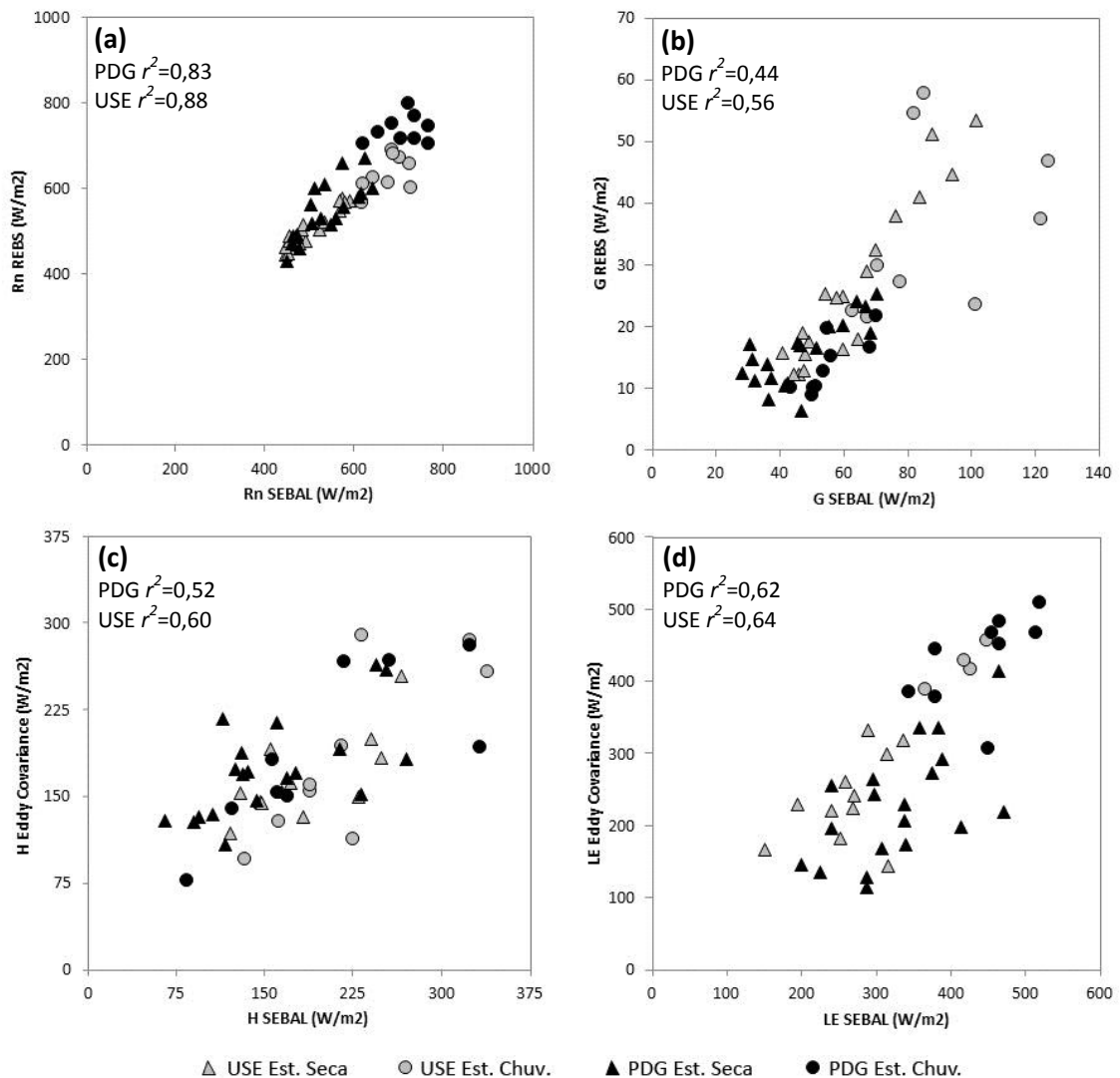


Fig. 3.4. Comparação entre os fluxos instantâneos de energia estimados pelo algoritmo SEBAL e observados nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE). Saldo de radiação (a), fluxo de calor no solo (b), fluxo de calor sensível (c) e fluxo de calor latente (d).

Realizando uma análise do fechamento do balanço de energia, Juárez (2004) encontrou uma subestimativa de 24 e 23% dos fluxos turbulentos em plantações de cana-de-açúcar e cerrado, respectivamente, sugerindo que as limitações podem estar inerentes ao sistema EC. Wilson et al. (2002) mencionaram 5 fatores que podem contribuir para subestimativas nos fluxos turbulentos medidos pelo sistema EC: (i) erros sistemáticos associados com a amostragem das áreas-fonte, não correspondendo o *footprint* dos fluxos turbulentos com os sensores que medem as outras componentes da energia disponível; (ii) tendências sistemáticas nos instrumentos; (iii) fontes de energia não consideradas, como o

armazenamento do ar, na biomassa e corpos aquáticos, se houver; (iv) advecção horizontal e/ou vertical de calor e vapor de água; além de (v) perdas na alta e baixa frequência dos fluxos turbulentos.

Nem sempre é possível encontrar um resultado satisfatório, isto porque podem ocorrer erros de medidas especialmente os que usam a técnica EC, que normalmente subestimam os fluxos turbulentos em função das diferentes alturas em que são colocados os sensores de R_n (alguns metros acima da superfície) e o de G (alguns centímetros abaixo da superfície), além da heterogeneidade da superfície (Foken, 2008; Culf et al., 2004). Observa-se que o fechamento do balanço de energia pelo SEBAL apresenta resultados coerentes, porém análises pontuais de H e LE não devem ser consideradas como foco principal na avaliação do algoritmo, mas sim a possibilidade de espacialização dos fluxos de energia para diferentes usos e coberturas da terra.

3.5.2. Validação das estimativas de evapotranspiração diária no SEBAL

A estimativa da ET diária requer a integração dos fluxos instantâneos de R_n , G e LE estimados a partir do SEBAL através de Λ e $R_{n_{24h}}$. Λ , correspondente ao percentual de energia utilizada em LE em função da energia disponível ($R_n - G$), utilizada para a estimativa da ET diária deve ser admitida como um indicador razoavelmente constante da partição de energia durante o dia (Crago, 1996; Shuttleworth et al., 1989). Inicialmente verificou-se a acurácia de Λ estimada quando comparada a Λ observada. Posteriormente, analisou-se a validade de Λ como um indicador constante do particionamento energético ao longo do dia (considerou-se o período compreendido entre 7:00 horas e 17:00 horas). Comparando-se a Λ instantânea estimada com a observada, verificou-se que houve uma superestimativa de 12% e 18% nos sítios USE e PDG, respectivamente, muito provavelmente pela subestimativa dos fluxos turbulentos medidos pelo sistema EC e do balanço de energia, o que implica em uma redução significativa de Λ (fig. 3.5b). O erro de estimativa da Λ apresentado por Bhattacharya et al.

(2010) foi de 12%, enquanto Stisen et al. (2008) apresentaram erros entre 12% e 19%. Os resultados são muito similares, embora Bhattacharya et al. (2010) tenha obtido $r^2=0,49$, muito superior ao obtido neste estudo, com $r^2=0,20$ ($p<0,05$) tanto em áreas de cerrado quanto em plantações de cana-de-açúcar. A **fig. (3.6)** apresenta a estimativa dos fluxos instantâneos de energia através do SEBAL e o ciclo diário de energia observado nos sítios de monitoramento EC em dois dias durante a estação chuvosa e seca, associados a variabilidade diurna de Λ nesses sítios.

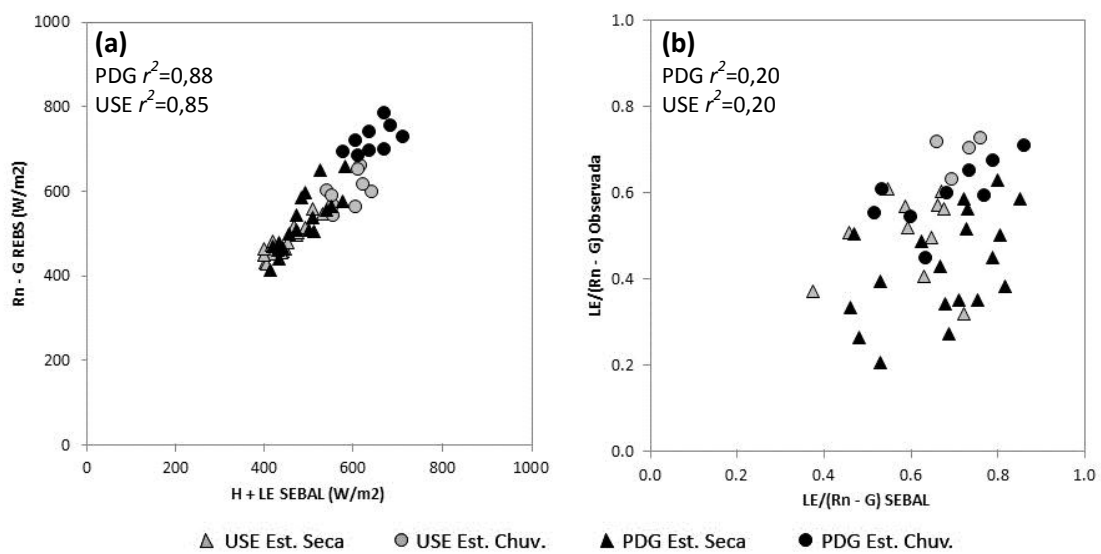


Fig. 3.5. Análise do fechamento do balanço de energia (a) e correlação da fração evaporativa para dias sem cobertura de nuvens (b) entre dados estimados pelo algoritmo SEBAL e observados nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE).

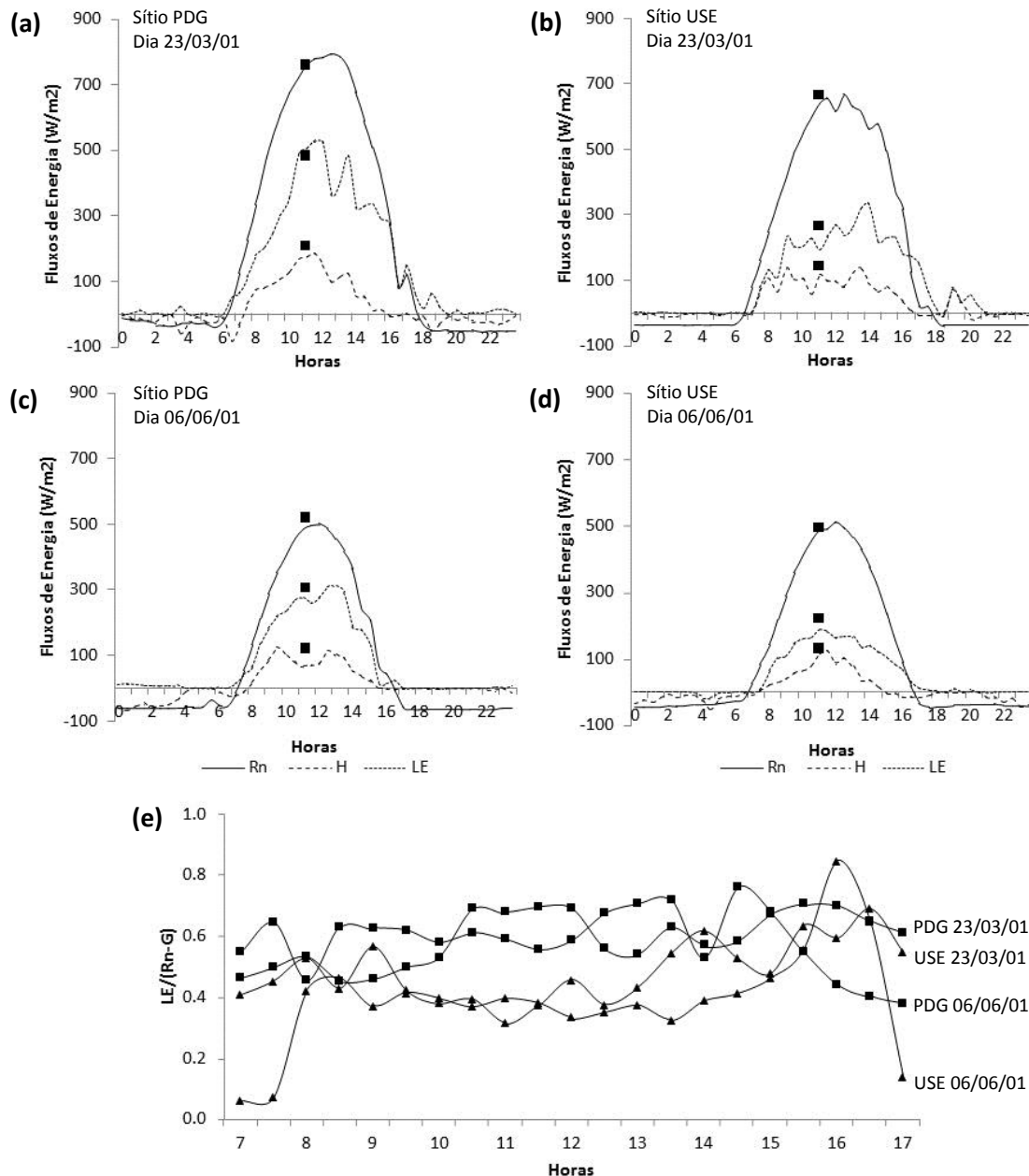


Fig. 3.6. Fluxos de energia medidos (linhas contínuas e pontilhadas) nos sítios de monitoramento de vórtices turbulentos em 23 de março de 2001 (final da estação chuvosa) nos sítios PDG (a) e USE (b) e em 06 de junho de 2001 (início da estação seca) nos sítios PDG (c) e USE (d). Nessas figuras, os quadrados representam os fluxos instantâneos de energia estimados através do SEBAL. Variabilidade temporal da fração evaporativa calculada a partir dos dados medidos nos respectivos dias (e).

A conversão dos dados instantâneos para dados diários de ET utilizando-se um modelo senoidal permitiu verificar que a variação sazonal estimada de $R_{n_{24h}}$ (fig. 3.7a) e da ET_{24h} (fig. 3.7b) está de acordo com os dados observados, respectivamente. Obteve-se $r^2=0,85$ ($p<0,05$) e $r^2=0,86$ ($p<0,05$) para $R_{n_{24h}}$ nos sítios USE e PDG, respectivamente. $R_{n_{24h}}$ foi superestimado em aproximadamente 23 W m^{-2} (15%) e 26 W m^{-2} (23%) nos sítios USE e PDG, respectivamente,

uma vez que esse método não apresenta um fator de correção das perdas de radiação ao longo do dia, normalmente observada em função da cobertura de nuvens ou concentração de aerossóis na atmosfera. Obteve-se $r^2=0,76$ ($p<0,05$) e $r^2=0,66$ ($p<0,05$) para ET_{24h} nos sítios USE e PDG, respectivamente. No sítio USE, os dados de ET_{24h} estimados variaram entre 5,9 mm dia⁻¹ na estação chuvosa e 1,2 mm dia⁻¹ na estação seca, enquanto os dados observados variaram entre 5,0 mm dia⁻¹ na estação chuvosa e 1,5 mm dia⁻¹ na estação seca. No sítio PDG, a ET estimada variou entre 6,6 mm dia⁻¹ na estação chuvosa e 2,3 mm dia⁻¹ na estação seca, enquanto os dados observados variaram entre 6,5 mm dia⁻¹ na estação chuvosa e 1,2 mm dia⁻¹ na estação seca. Os dados estimados e observados apresentam desvio-padrão semelhante, porém a ET foi superestimada em média 0,8 mm dia⁻¹ (32%) no sítio USE e 1,15 mm dia⁻¹ no sítio PDG (55%), refletindo as superestimativas de Λ e em $R_{n,24h}$. O RMSE foi de 0,8 mm dia⁻¹ (34%) no sítio USE e 1,2 mm dia⁻¹ (60%) no sítio PDG.

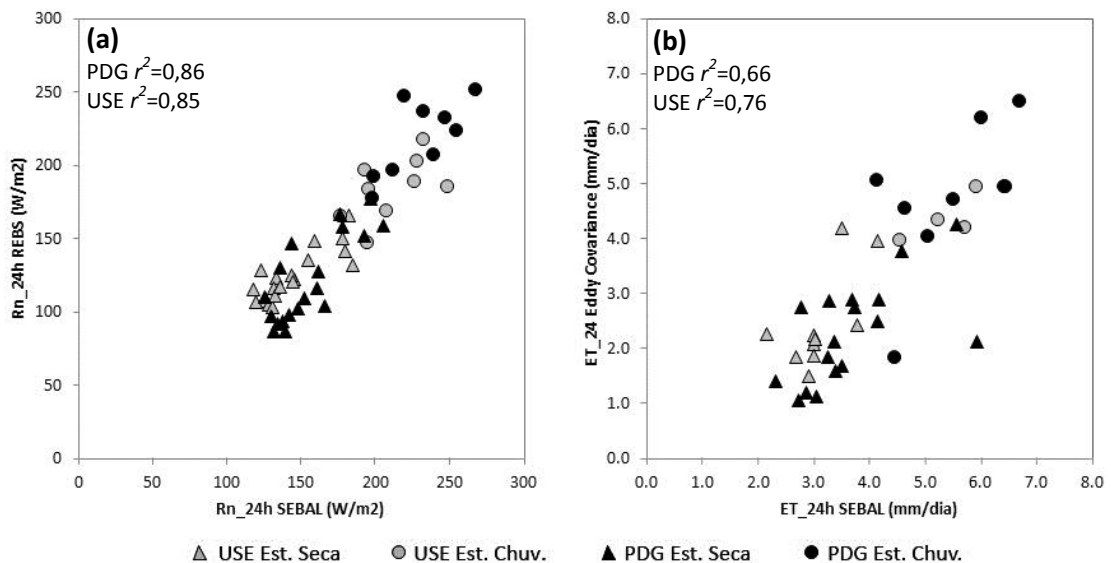


Fig. 3.7. Comparação entre o saldo de radiação médio diário (a) e evapotranspiração diária (b) estimados pelo algoritmo SEBAL e observados nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE) durante as estações seca (triângulo) e chuvosa (bola).

A **fig. 3.8** apresenta um exemplo da variabilidade espacial da ET diária obtidas a partir da aplicação do algoritmo SEBAL com imagens MODIS durante quatro fases distintas: dias 23 de

março (final da estação chuvosa), 06 de junho (início da estação seca), 07 de agosto (estação seca) e 31 de outubro (início da estação chuvosa).

3.5.3. Controle da variância do fluxo de calor latente no SEBAL

Para entender o que controla a variância da ET no SEBAL calculou-se o coeficiente de determinação (r^2) entre as principais variáveis de entrada do modelo (albedo, T_s e NDVI) e variáveis intermediárias (ϵ_s , Z_{om} , dT , U^* , r_a e R_n) com LE (**fig. 3.9**). A partir dos resultados apresentados, observa-se: (i) a importância do NDVI na estimativa de LE (não considerou-se ϵ_s e Z_{om} uma vez que estes são estimados em função do NDVI, o que explica a alta correlação dessas variáveis com LE), (ii) a importância na precisão da escolha dos pixels âncoras e na determinação de dT , em contraposição à baixa correlação entre T_s e LE, e, (iii) a influência de R_n no controle de LE.

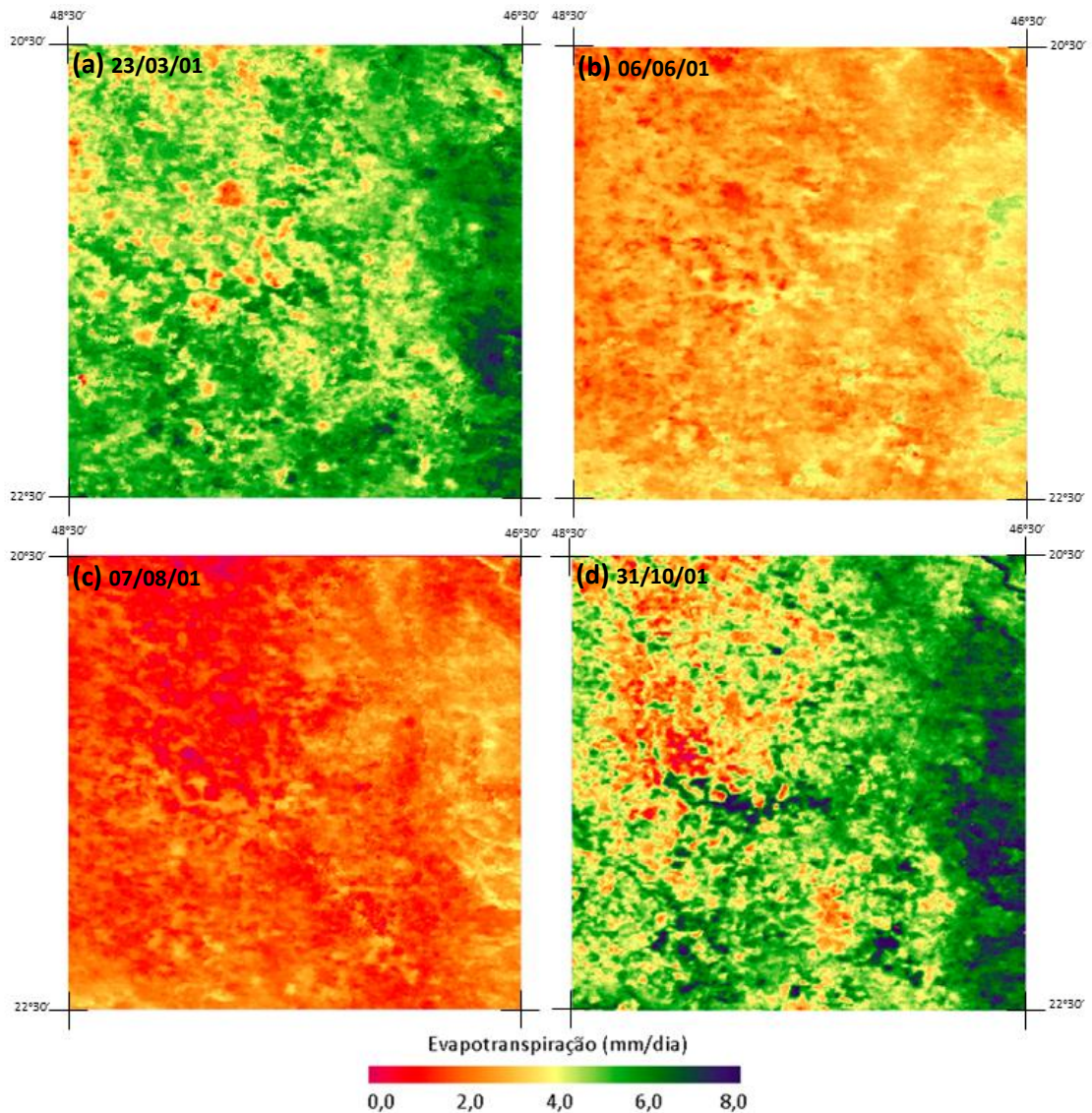


Fig. 3.8. Variabilidade espacial da evapotranspiração diária obtida a partir da aplicação do algoritmo SEBAL com imagens MODIS durante os dias 23 de março de 2001 (final da estação chuvosa) (a), 06 de junho de 2001 (início da estação seca) (b), 07 de agosto de 2001 (estação seca) (c) e 31 de outubro (início da estação chuvosa) de 2001 (d).

O NDVI utiliza informações espectrais nos comprimentos de onda infravermelho próximo (NIR, entre 0,7 a 1,0 μm) para analisar a atividade fotossintética terrestre e as variações estruturais do dossel (Huete et al., 2002). As variações nos fluxos de LE são associadas quantitativamente as mudanças espaciais e temporais da cobertura vegetal, uma vez que em condições normais de suprimento de água e nutrientes observa-se uma alta correlação negativa entre T_s e NDVI. Com a diminuição de T_s ocorre um aumento do efeito refrigerante causado por LE, associado ao conteúdo de água da vegetação (Nemani e Running,

1989), pressupondo-se assim que existem relações intrínsecas entre fluxos de LE e NDVI, controlados normalmente por R_n .

Apesar da forte correlação entre NDVI e LE, duas limitações podem ser destacadas: (i) a saturação do NDVI em áreas de vegetação bastante densa e (ii) a baixa correlação entre NDVI e estresse hídrico. Geralmente, o NDVI apresenta um nível de saturação assintótico em áreas com elevados índices de biomassa (Sellers, 1985). Esses efeitos de saturação podem mascarar alterações na dinâmica da vegetação e nos processos biofísicos. Além disso, o NDVI tem capacidade limitada para recuperar informações do teor de água na vegetação, uma vez que esse índice explora o comprimento de onda relacionado à estrutura interna da folha e aos processos de fotossíntese, não correspondendo assim a uma medida diretamente relacionada com a quantidade de água na folha e ao estresse hídrico da vegetação (Ceccato et al., 2002). A quantidade de água disponível na estrutura interna da folha em grande medida controla a reflectância no espectro infravermelho de ondas curtas (SWIR, entre 1,2 e 2,6 μm) (Tucker, 1980).

A superestimativa nos fluxos de LE a partir do algoritmo SEBAL, verificada no sítio PDG principalmente na estação seca, pode estar relacionada a limitação do NDVI em recuperar informações da vegetação sob fortes condições de estresse hídrico. Em áreas de vegetação natural de cerrado como no sítio PDG, que apresenta estação seca de 5 meses, a vegetação perde parte significativa das folhas verdes nos estratos arbóreo e herbáceo, reduzindo assim sua capacidade de transpiração. Porém, a vegetação continua fotossinteticamente ativa, através do acesso a umidade nos baixos níveis do solo, o que se observa em menor intensidade em áreas agrícolas, como nos cultivos de cana-de-açúcar no sítio USE.

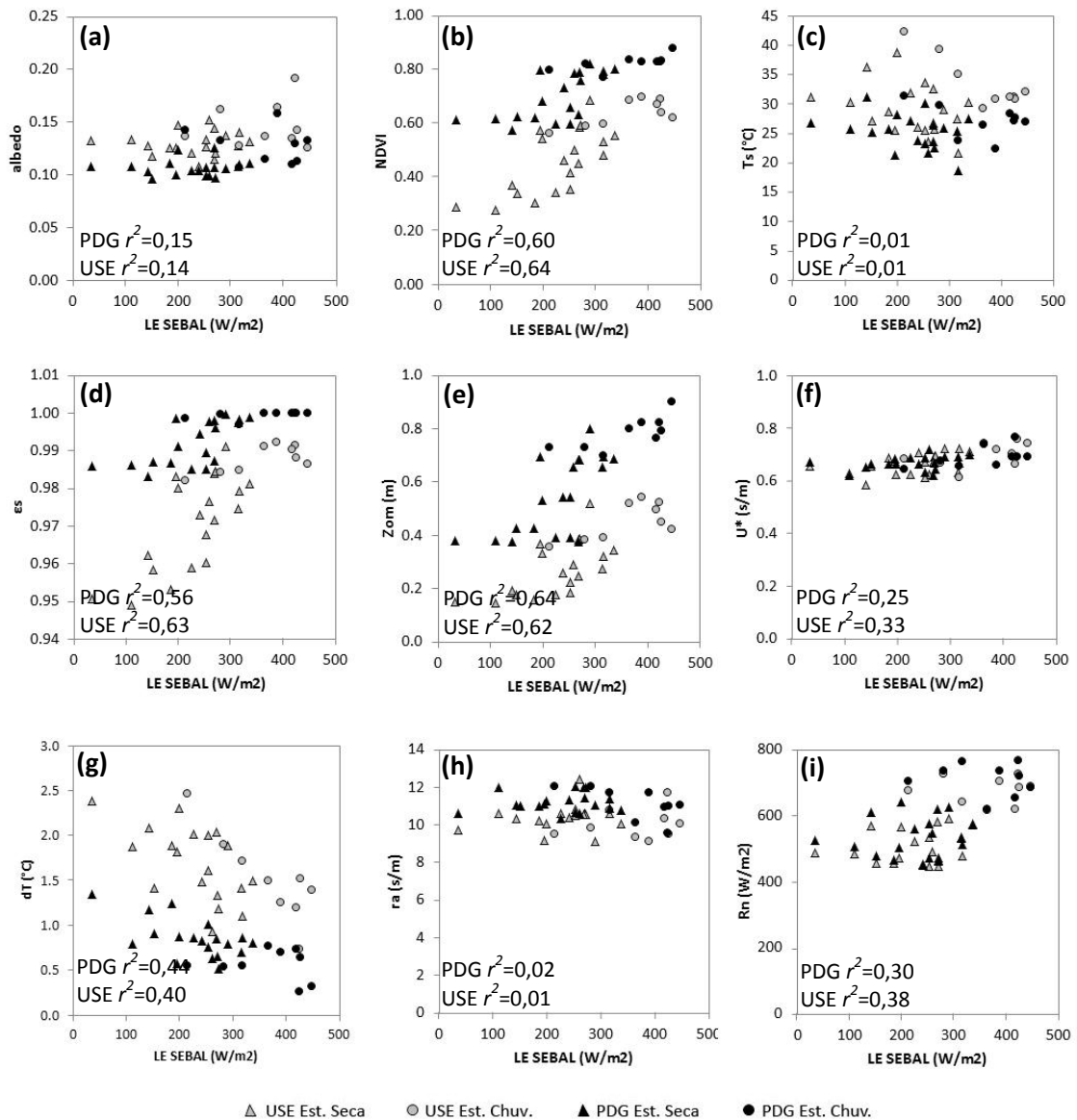


Fig. 3.9. Correlação entre as principais variáveis de entrada e intermediárias do algoritmo SEBAL e o fluxo de calor latente nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE) durante as estações seca (triângulo) e chuvosa (bola).

Essa limitação do NDVI em relação ao estresse hídrico poderia ser superada a partir da utilização de índices de vegetação mais sensíveis a disponibilidade hídrica do dossel e conteúdo de água da folha ou ainda através da incorporação da umidade do solo associada a r_s . Como alternativa, pode-se citar o NDWI (Gao, 1996), um índice que utiliza comprimento de onda SWIR e NIR. A combinação do NIR com o SWIR remove variações induzidas pela estrutura interna foliar e teores de matéria seca, melhorando a acurácia no monitoramento do estresse

hídrico e apresentando uma resposta mais significativa à disponibilidade hídrica do que o NDVI (Gu et al., 2007; Delbart et al., 2005; Jackson et al., 2004).

O fluxo turbulento de H constitui-se no principal componente da partição de energia do SEBAL, pois nele estão incorporados grande parte dos erros gerados pelo algoritmo. A escolha subjetiva dos pixels quente e frio determina a acurácia das estimativas de LE, comprovada pela alta correlação negativa entre dT e LE. A subjetividade na seleção dos pixels âncoras para cálculo de dT é difícil de ser superada, porém Allen et al. (2002) sugerem que a seleção do pixel quente seja feita em função não só de T_s , mas também da relação deste com outros parâmetros, principalmente dos índices de vegetação, como o NDVI ou o LAI. dT controla a quantidade de energia disponível que é utilizada no aquecimento do ar sobre a superfície, sendo assim diretamente proporcional aos fluxos turbulentos de H e inversamente proporcional ao fluxos de LE.

3.5.4. Validação da evapotranspiração diária no MGB-IPH

Para validação da estimativa da ET a partir das medições no sítio USE não foram considerados os fluxos de LE medidos pelo sistema EC entre agosto e dezembro, em função da descalibração do sensor IRGA, enquanto no sítio PDG não foram considerados as medições da ET realizadas nos meses de janeiro e setembro. Os fluxos de LE medidos nos sítios PDG e USE foram integrados em um intervalo de tempo diário. Para efeito de comparação, o sítio PDG foi comparado com o bloco 4, enquanto o sítio USE foi comparado com o bloco 2, sendo os blocos do MGB-IPH referentes à mesma localização espacial dos sítios de monitoramento. Os resultados obtidos a partir do MGB-IPH apresentam forte correlação com os dados medidos, com $r=0,67$ ($p<0,05$) no sítio USE e $r=0,64$ ($p<0,05$) no sítio PDG (fig. 3.10). No sítio USE, a ET_{24h} estimada apresentou média de $2,7\pm 1,1$ mm dia⁻¹, enquanto a ET observada pelo sistema EC apresentou média de $2,6\pm 1,1$ mm dia⁻¹, com RMSE igual a 0,05 mm dia⁻¹. No sítio PDG, a ET_{24h} estimada apresentou média de $2,5\pm 1,4$ mm dia⁻¹, enquanto a ET_{24h} observada apresentou

média de $2,6 \pm 1,2 \text{ mm dia}^{-1}$, com RMSE igual a $0,07 \text{ mm dia}^{-1}$. Verificou-se que o MGB-IPH superestimou em aproximadamente $0,06 \text{ mm dia}^{-1}$ a ET no sítio USE, enquanto subestimou em aproximadamente $0,13 \text{ mm dia}^{-1}$ a ET no sítio PDG.

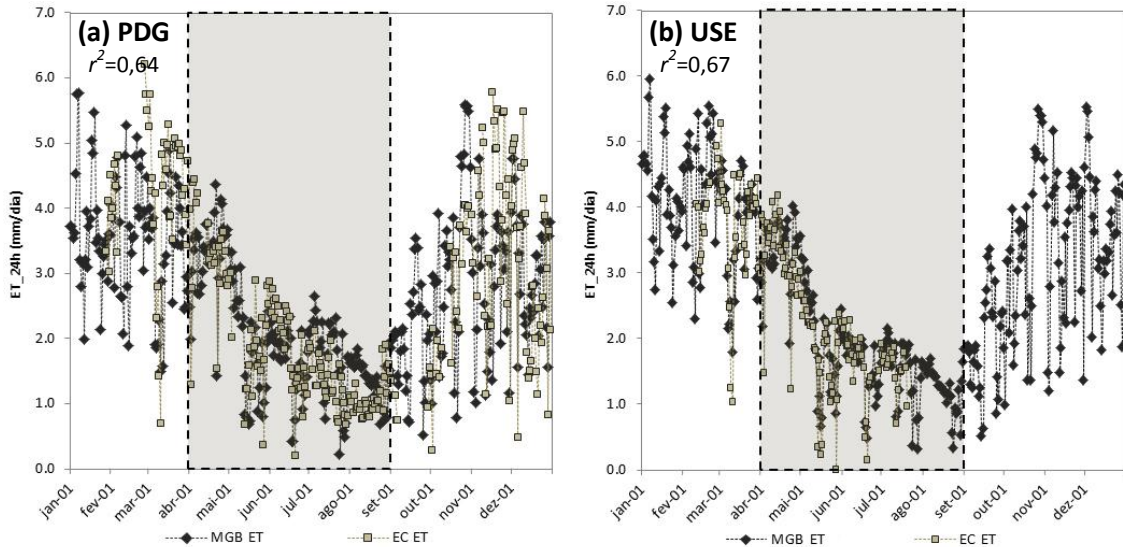


Fig. 3.10. Sazonalidade da evapotranspiração diária estimada pelo modelo hidrológico MGB-IPH (losango preto) e observada pelo sistema EC (quadrado cinza) nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) (a) e plantações de cana-de-açúcar (USE) (b). As lacunas verificadas nos dados medidos correspondem a falhas de medição ou descalibração dos equipamentos.

3.5.5. Comparação da evapotranspiração diária em escala regional

Um dos pontos cruciais para a modelagem espacial do balanço de energia consiste na capacidade das imagens termais distinguir os padrões de uso e cobertura da terra, uma vez que T_s é um dos parâmetros mais importantes para a estimativa da ET, seguido pela umidade do solo e pela fração de cobertura da vegetação em cada pixel (McCabe and Wood, 2006). A grande vantagem na utilização de dados do sensor MODIS para estimativa da ET consiste na elevada acurácia das imagens de temperatura de superfície (Wan et al., 2004; Wan et al., 2002) associada à variabilidade espacial desse processo em escala regional.

Para validar a ET em escala de bacia hidrográfica foram realizadas duas análises: (i) comparou-se a média da ET_{24h} estimada pelo algoritmo SEBAL com a ET_{24h} estimada pelo MGB-IPH no trecho de intersecção entre as áreas de aplicação dos dois modelos, de aproximadamente 38.100 km^2 , e, (ii) comparou-se a média da ET_{24h} estimada pelos dois

modelos para diferentes usos e cobertura da terra, considerando-se como classes de análise os blocos do MGB.

A ET_{24h} média em uma área de 38.100 km² apresentou $r^2=0,88$ ($p<0,05$) (fig. 3.11) e RMSE de 0,48 mm dia⁻¹. O algoritmo SEBAL superestimou a ET_{24h} em aproximadamente 0,45 mm dia⁻¹ em comparação ao modelo MGB-IPH, o que corresponde a 14,2%. Na estação chuvosa, o MGB-IPH apresentou ET_{24h} média de $4,6\pm0,6$ mm dia⁻¹, enquanto o SEBAL apresentou média de $4,8\pm0,6$ mm dia⁻¹. Na estação seca, o MGB-IPH apresentou ET_{24h} média de $2,1\pm0,8$ mm dia⁻¹, enquanto o SEBAL apresentou média de $2,6\pm0,8$ mm dia⁻¹. Para as duas estações o SEBAL apresentou resultados superestimados em relação ao MGB-IPH, porém os resultados foram piores na estação seca, refletindo os resultados obtidos com as estimativas de ET nos sítios USE e PDG, nos quais o SEBAL superestimou LE, FE, Rn_{24h} e ET_{24h} . Na estação chuvosa essa superestimativa foi de aproximadamente 0,16 mm dia⁻¹, enquanto na estação seca foi de 0,60 mm dia⁻¹.

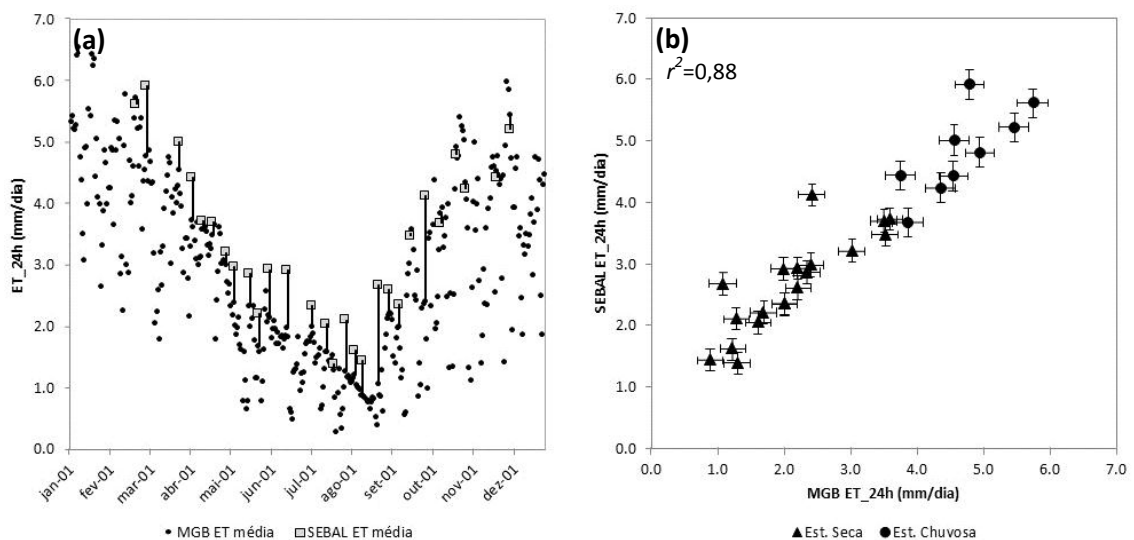


Fig. 3.11. Variabilidade sazonal (a) e correlação (b) entre a evapotranspiração média diária estimada pelo algoritmo SEBAL e pelo modelo hidrológico MGB-IPH em uma área de aproximadamente 38100 km². As barras em (a) representam a diferença entre as estimativas dos dois modelos enquanto as cruces em (b) representam o erro-padrão das estimativas.

O sistema de uso e cobertura da terra na bacia do Rio Grande pode ser classificado como um mosaico complexo de áreas agrícolas. Dos seis blocos do MGB, quatro podem ser

encontrados na área de intersecção: (1) pastagens, campos e áreas agrícolas em solos de média capacidade de infiltração, que ocupam 22% da área; (2) áreas agrícolas em solos de alta capacidade de infiltração, que ocupam 36% da área; (4) florestas e áreas de reflorestamento em solos de média capacidade de infiltração, que ocupam 16% da área; e, (5) pastagens, campos e solos expostos em solos de alta capacidade de infiltração, que ocupam 25% da área. Apesar do SEBAL ter superestimado a ET_{24h} em relação ao MGB, a correlação entre os dois modelos nos quatro blocos manteve-se elevada. Áreas agrícolas, campos e pastagens em solos de média e alta capacidade de infiltração apresentaram elevada correlação, enquanto áreas de florestas apresentaram correlação levemente inferior as outras unidades (**tab. 3.2, fig. 3.12**).

Tab. 3.2. Estatísticas de comparação entre a evapotranspiração diária estimada através do algoritmo SEBAL e do modelo MGB-IPH de acordo com as unidades de resposta hidrológica.

	Bloco 1	Bloco 2	Bloco 4	Bloco 5
Área (Km ²)	8.510	13.686	6.085	9.364
Coef. de determinação (r^2)	0,86 (p<0,05)	0,65 (p<0,05)	0,46 (p<0,05)	0,79 (p<0,05)
MAE (mm dia ⁻¹)	1,2	0,4	0,9	0,7
RMSE (mm dia ⁻¹)	1,2	0,7	1,1	0,9
Média±Desvio (mm dia ⁻¹)				
MGB-IPH	2,4±1,7	2,6±1,3	2,8±1,2	2,5±1,5
SEBAL	3,7±1,2	3,1±1,2	3,7±1,2	3,3±1,2

Legenda: Bloco 1 = pastagens, campos e áreas agrícolas em solos de média capacidade de infiltração; Bloco 2 = áreas agrícolas em solos de alta capacidade de infiltração; Bloco 4 = florestas e áreas de reflorestamento em solos de média capacidade de infiltração; Bloco 5 = pastagens, campos e solos expostos em solos de alta capacidade de infiltração; MAE = erro médio absoluto.

As diferenças entre as correlações entre os blocos podem estar relacionadas principalmente ao complexo sistema de uso e cobertura da terra e às diferenças nos dados de entrada e na parametrização adotada nos dois modelos. A estimativa da ET no modelo hidrológico MGB-IPH é baseada principalmente em dados meteorológicos obtidos a partir de estações instaladas em campo, como torres micrometeorológicas e estações pluviométricas. Os parâmetros de superfície são ajustados de acordo com mapas estáticos de uso e cobertura da terra obtidos a partir de classificações de imagens de sensoriamento remoto. Assim, os parâmetros da vegetação, tais como albedo, LAI e r_s apresentam variações temporais e espaciais baseados em valores médios aceitos na literatura, mas que provavelmente não representam a variação espacial real da vegetação. Por exemplo, o bloco 2, uma área de

aproximadamente 13.600 km² caracterizada por diversas culturas agrícolas, apresenta os mesmos parâmetros de superfície para todas essas culturas. Em contrapartida, as variáveis de entrada mais importantes no algoritmo SEBAL, como NDVI, albedo e T_s, representam os processos espaciais e temporais da vegetação de maneira mais fiel, repassando a um segundo plano informações micrometeorológicas, mais difíceis de serem obtidas em escalas regionais.

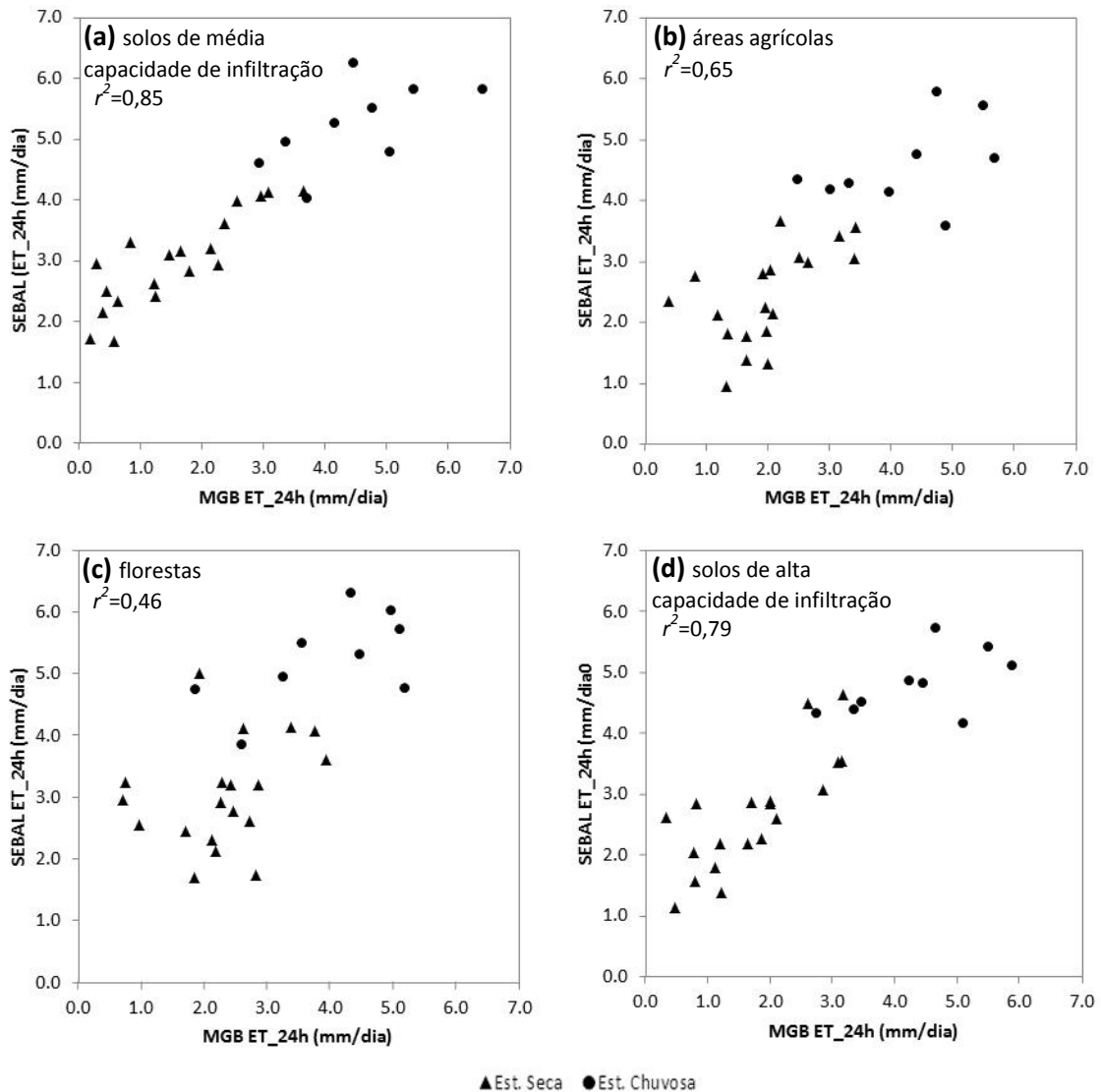


Fig. 3.12. Correlação entre a evapotranspiração diária média estimada pelo algoritmo SEBAL e pelo modelo hidrológico MGB-IPH em diferentes unidades de resposta hidrológica. Legenda: pastagens, campos e áreas agrícolas em solos de média capacidade de infiltração (a), áreas agrícolas em solos de alta capacidade de infiltração (b), florestas e reflorestamentos em solos de média capacidade de infiltração (c), e, pastagens, campos e solos expostos em solos de alta capacidade infiltração (d).

3.6.Considerações finais

Em função da grande capacidade de obtenção de informações da superfície do sensor MODIS e dos produtos disponibilizados, as estimativas dos fluxos de energia em superfície com o algoritmo SEBAL na bacia do Rio Grande podem ser consideradas consistentes. As estimativas instantâneas de R_n , G , H e LE apresentaram-se próximas aos valores medidos com RMSE semelhante ao verificado em outros estudos. Entretanto, verificou-se que a equação para a determinação de G superestimou os resultados, uma vez essa equação foi ajustada para áreas semi-áridas. O NDVI, R_n e T_s apresentam boa correlação com a sazonalidade e a energia utilizada no aquecimento do solo, porém são necessários ajustes na equação para a obtenção de valores de mesma magnitude dos valores observados.

A validação dos fluxos turbulentos de H e LE mostrou algumas discrepâncias em correlação com os dados medidos pelo sistema EC. [Jacob et al. \(2002\)](#) associaram essas discrepâncias com as inaccurácias do algoritmo SEBAL na incorporação de Z_{om} , *momentum*, U^* e T_a no cálculo de H , sugerindo um estudo de sensibilidade para melhor entendimento das consequências dessas inaccurácias. Os resultados também podem estar associados com a baixa resolução espacial dos produtos do sensor MODIS em função da grande heterogeneidade de usos e coberturas da terra dentro de um mesmo pixel ([McCabe e Wood, 2006](#)). Os resultados do fechamento do balanço de energia apresentam elevado coeficiente de correlação sugerindo que existe concordância entre a energia disponível e a utilizada nos fluxos turbulentos, porém o particionamento dessa energia em H e LE ainda não apresenta resultados tão consistentes quanto o balanço de energia sugere. As estimativas da ET_{24h} a partir do algoritmo SEBAL apresentaram resultados superestimados quando comparados a dados medidos pelo sistema EC, provavelmente em função de uma série de fatores como: (i) não incorporação da umidade do solo como variável de entrada, uma vez que a área de estudo apresenta forte sazonalidade hidrológica e climática, (ii) representação do estresse hídrico da vegetação através do NDVI, que apresenta limitações em função do nível de saturação

assintótico em áreas com elevados índices de biomassa e dificuldade para recuperar informações teor de água na vegetação, (iii) limitações de erros compensados ou acumulados nas estimativas do resíduo do balanço de energia, do particionamento dos fluxos turbulentos e estimativa de Λ e Rn_{24hr} , e, (iv) determinação subjetiva de dT . Além disso, [Jacob et al. \(2002\)](#) argumentam que comparações de estimativas de fluxos de energia com dados medidos pelo sistema EC necessitam de análises mais robustas, considerando o fechamento do balanço de energia, área de abrangência e possíveis problemas de medição do sistema EC.

Os resultados obtidos a partir do modelo hidrológico distribuído MGB permitem concluir que o modelo apresenta elevado coeficiente de correlação com os dados medidos e com os dados estimados pelo algoritmo SEBAL. Comparações das diferenças de ET entre os sítios PDG e USE permite concluir que tanto o SEBAL quanto o MGB-IPH apresentam sensibilidade para detectar diferenças de ET entre diferentes usos e coberturas da terra. Ambos modelos também apresentam resultados muito semelhantes para a ET média em grandes áreas, com $r^2=0,88$. Entretanto verificou-se que o SEBAL superestimou a ET em 14% em relação ao MGB-IPH.

Apesar dos resultados obtidos a partir do algoritmo SEBAL confirmarem o potencial do modelo na estimativa dos fluxos de energia entre superfície e atmosfera para dias sem cobertura de nuvens, alguns problemas ainda precisam ser superados. O grande desafio está relacionado a obtenção desses fluxos de energia para condições de dias com cobertura de nuvens, o que posteriormente possibilitará estimativas sazonais, mensais e anuais de ET.

4. VALIDAÇÃO DO ALGORITMO DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO GLOBAL MOD16 EM ÁREAS TROPICAIS DE CERRADO NO BRASIL

Anderson L Ruhoff; Walter Collischonn; Adriano R Paz; Humberto R Rocha, Luiz EOC Arago, Yadvinder S Malhi, Qiaozhen Mu, Steve Running. Validation of the MODIS global evapotranspiration algorithm in Brazilian tropical savannas. *Hydrological Science Journal*. (Submitted).

4.1. Resumo

O desenvolvimento de um algoritmo de estimativa de evapotranspiração global apresenta um desafio significativo porque tradicionalmente o cálculo da ET requer a entrada de parâmetros físicos da atmosfera e da superfície que são de difícil obtenção em escala planetária. O algoritmo MOD16 procura combinar dados de sensoriamento remoto com dados meteorológicos de reanálise para estimar a evapotranspiração global. O objetivo deste estudo consistiu em avaliar a acurácia do MOD16 em uma área do bioma Cerrado na região sudeste do Brasil durante o ano de 2001, tendo como unidade de estudo a Bacia do Rio Grande. Compararam-se as estimativas do MOD16 com dados observados em dois sítios de monitoramento de vórtices turbulentos instalados em áreas de cerrado (sítio PDG) e cana-de-açúcar (sítio USE), além de dados estimados pelo modelo hidrológico MGB. Para médias de 8 dias estimadas pelo MOD16, no sítio PDG, obteve-se $r^2=0,61$, enquanto que, no sítio USE obteve-se $r^2=0,67$. Para valores mensais, no sítio PDG, obteve-se $r^2=0,79$ com RMSE de 32% e no sítio USE obteve-se $r^2=0,74$ com RMSE de 20%. No sítio PDG, o algoritmo superestimou a evapotranspiração anual em 19%, enquanto que, no sítio USE houve uma subestimativa de 13% em relação a evapotranspiração medida. Na escala de bacia hidrográfica, o MOD16 apresentou forte correlação espacial com o MGB ($r^2=0,64$), porém verificou-se que o MOD16 subestimou a estimativa anual em aproximadamente 21% em relação ao modelo hidrológico. Verificou-se que o controle da variância é exercido principalmente pela parametrização do algoritmo de acordo com as características de cada bioma. As estimativas apresentam melhores resultados a longo prazo, em escalas mensais ou anuais e em grandes áreas.

Palavras-Chave

Cerrado, Evapotranspiração, modelagem hidrológica, MGB, MOD16.

4.2. Introdução

A caracterização da evapotranspiração (ET) é essencial para o entendimento da dinâmica climática e da produtividade dos ecossistemas terrestres (Nemani et al., 2002; Churkina et al., 1999) porque está fortemente conectada aos processos de transferência de energia. O monitoramento da ET nas escalas espaciais e temporais é fundamental para melhorar o entendimento das interações que acontecem entre a superfície e a atmosfera, principalmente relacionado ao processo de monitoramento de secas (McVicar e Jupp, 1998), gestão de recursos hídricos nas atividades agrícolas (Gowda et al., 2009) e em aplicações hidrológicas em escala regional (Rango e Shalaby, 1998; Kustas e Norman, 1996).

Muitos esforços têm sido realizados para melhorar as estimativas espaciais e temporais da ET baseadas em dados de sensoriamento remoto, tanto em escalas local (Tasumi et al., 2005; Kustas et al., 2004; Su, 2002; Bastiaanssen et al., 1998), regional (Battacharya et al., 2010; Jang et al., 2010; Mallick et al., 2009; Venturini et al., 2008; Batra et al., 2006; Nishida et al., 2003a,b), continental (Cleugh et al., 2007) e global (Mu et al., 2011; Mu et al., 2007a). Entretanto, a estimativa precisa de ET constitui-se em um grande desafio no monitoramento do ciclo hidrológico em função da heterogeneidade da superfície terrestre e dos diversos fatores de controle envolvidos no processo, incluindo-se aí o clima, os processos biofísicos nas plantas, propriedades dos solos, umidade do ar e do solo, topografia, entre outros (Janowiak et al., 1998; Friedl et al., 1996; Gash, 1987), além das limitações inerentes aos dados óticos e termais de sensoriamento remoto, como cobertura de nuvens, fatores de escala e frequência de obtenção das imagens (Couralt et al., 2005; Asner, 2001; Moran et al., 1997).

A obtenção da ET por sensoriamento remoto não ocorre através de medidas diretas, mas é obtida indiretamente a partir de outras fontes, normalmente a partir de dados micrometeorológicos ou hidrológicos. Essa limitação fez com que produtos de sensoriamento remoto, tais como, temperatura de superfície (T_s) índices de vegetação (EVI/NDVI) ou área

foliar (LAI), fossem amplamente utilizados em função da grande disponibilidade desses produtos gerados por satélites que adquirem imagens da superfície terrestre de forma contínua nos últimos 50 anos (Tatem et al., 2008).

O desenvolvimento de um algoritmo de estimativa de ET global apresenta um desafio significativo porque tradicionalmente o cálculo da ET requer a entrada de parâmetros físicos da atmosfera e da superfície que são de difícil obtenção em escala planetária. O algoritmo de estimativa de ET global precisa ser complexo para garantir que todos os processos físicos sejam representados além de ser simples o suficiente para permitir que este seja aplicado a uma escala global, minimizando a utilização de informações provenientes de estações meteorológicas. Uma das possibilidades para suprir a necessidade de informações de superfície é a utilização de dados de reanálise baseados em modelos de circulação global (GCM), mesmo que estes ainda dependam de informações de estações meteorológicas (Nishida et al., 2003a).

O algoritmo MOD16 versão 1 (Mu et al., 2011), melhorado a partir da versão beta (Mu et al., 2007a), procura combinar dados de sensoriamento remoto com dados meteorológicos de reanálise para estimar a ET global. O algoritmo é baseado na equação de Penman-Monteith (Monteith, 1965) a partir da qual são calculados a transpiração das plantas e do dossel, além da evaporação do solo. O objetivo consiste em avaliar a acurácia do MOD16 em uma área tropical do bioma Cerrado na região sudeste do Brasil durante o ano de 2001, tendo como unidade de estudo a Bacia do Rio Grande, localizada nos estados de São Paulo e Minas Gerais. Analisaram-se diferentes escalas temporais (8 dias, mensal e anual) e espaciais (torres de fluxos e bacia hidrográfica). Compararam-se as estimativas do MOD16 com dados observados em dois sítios de monitoramento de vórtices turbulentos (EC) instalados em remanescentes naturais de cerrado (sítio PDG) (Rocha et al., 2002) e áreas antropizadas de cultivos de cana-de-açúcar (sítio USE) (Cabral et al., 2003), além de dados estimados a partir do modelo hidrológico MGB (Collischonn, 2001).

4.3. Caracterização da área de estudo

A descrição das características da bacia do Rio Grande pode ser obtida no capítulo 3 ([Modelagem dos fluxos de energia e evapotranspiração em áreas do bioma cerrado](#)), no item 3.3 ([Caracterização da área de estudo](#)).

4.4. Materiais e Métodos

4.4.1. Algoritmo de evapotranspiração global MOD16

Lógica do algoritmo

O algoritmo de evapotranspiração global MOD16 ([Mu et al., 2011](#); [Mu et al., 2007a](#)) é parte integrante do projeto *Earth Observing System* da NASA e tem como objetivo principal estimar a ET da superfície com base em dados dos sensores Terra/MODIS e Aqua/MODIS para uso em aplicações hidrológicas e ecológicas de larga escala. Esses sensores apresentam algumas vantagens, tais como: (i) resolução espectral e radiométrica superior a outros sensores, como NOAA/AVHRR, principalmente para estimativas de T_s e determinação de índices de vegetação; (ii) o satélite Aqua possui instalados sensores complementares, como AIRS/AMSU/HSB, que monitoram a temperatura e o vapor d'água no perfil atmosférico, que podem ser combinados com modelos de estimativa de fluxos de energia entre superfície e atmosfera; (iii) a combinação dos produtos Aqua/MODIS e Terra/MODIS propicia excelente resolução temporal, podendo chegar a ocorrer dois imageamentos diários ([Nishida et al., 2003a](#)).

Os dados MOD16 apresentam 1 km de resolução espacial cobrindo uma superfície de aproximadamente 109,03 milhões de km² de áreas globais vegetadas. Como produtos são disponibilizados a ET potencial e real e fluxos de calor latente (LE) potencial e real em intervalos de 8 dias e mensal (MOD16A2) e anual (MOD16A3), além de produtos de controle

de qualidade (MOD16A2QC e MOD16A3QC). O algoritmo é baseado na equação de Penman-Monteith (eq. 4.1) adaptada para uso com dados de sensoriamento remoto (Cleugh et al., 2007). Segundo Mu et al. (2007a), a determinação da ET apresenta duas complicações relacionadas a: (i) estimativa da condutância estomatal (C_s), que controla o processo de transpiração das plantas, e a (ii) estimativa da evaporação do solo, que pode variar entre zero e mais de 80% do total do fluxo de LE, principalmente em locais com baixo LAI.

$$ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma (1 + r_s / r_a)} \quad (4.1)$$

onde ET corresponde a ET diária (mm dia^{-1}), Δ corresponde a taxa de variação da pressão de saturação do vapor d'água ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), R_n corresponde ao saldo de radiação (W m^{-2}), G corresponde ao fluxo de calor no solo (W m^{-2}), ρ_a corresponde a massa específica do ar (kg m^{-3}), e_s e e_a correspondem a pressão de saturação do vapor d'água e a pressão real do vapor d'água (kPa), γ corresponde a constante psicrométrica ($0,066 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), γ corresponde a constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$) (eq. 4.2), enquanto r_s e r_a correspondem a resistência superficial da vegetação e aerodinâmica (s m^{-1}), respectivamente. Para converter LE (W m^{-2}) em ET (mm dia^{-1}), dividiu-se o primeiro termo (LE) pelo calor latente de vaporização da água (λ : MJ kg^{-1}).

$$\gamma = (M_a / M_w) (c_p P_{\text{atm}} / \lambda) \quad (4.2)$$

onde M_a and M_w correspondem a massa molecular do ar seco e úmido (kg mol^{-1}), respectivamente, enquanto P_{atm} corresponde a pressão atmosférica (kPa).

R_n é particionado linearmente entre o dossel e o solo (eq. 4.3, eq. 4.4 e eq. 4.5).

$$f_c = \text{fPAR} \quad (4.3)$$

$$R_{n,c} = f_c * R_n \quad (4.4)$$

$$R_{n,soil} = (1 - f_c) * R_n \quad (4.5)$$

onde R_{n_c} e $R_{n_{soil}}$ correspondem a R_n particionado entre o dossel e o solo ($W m^{-2}$), respectivamente, enquanto f_c corresponde a fração de cobertura vegetal (adimensional).

As principais melhorias implantadas no algoritmo MOD16 em relação a versão beta incluem: (i) separação do dossel em superfícies secas e úmidas, o que permite determinar perdas por evaporação de água armazenada no dossel e por transpiração das plantas, (ii) consideração da saturação do solo, o que inclui evaporação potencial em solos saturados e evaporação do solo de acordo com o nível de umidade, (iii) inclusão de ET diurna e noturna, (iv) estimativa do fluxo de calor no solo, (v) novos métodos de estimativa da condutância estomática e do dossel.

Evapotranspiração diurna e noturna

A ET diária é considerada como a soma da ET diurna (ET_{day} : $mm\ dia^{-1}$) e noturna (ET_{night} : $mm\ dia^{-1}$). Na versão beta do MOD16 a ET noturna era negligenciada uma vez que grande parte da ET diária ocorria durante o dia. Para estimar a temperatura noturna (T_{night} : $^{\circ}C$) assume-se que a temperatura média diária (T_{avg} : $^{\circ}C$) corresponde a média da temperatura diurna ($T_{day_{avg}}$: $^{\circ}C$) e noturna (**eq. 4.6**).

$$T_{night} = 2 * T_{avg} - T_{day_{avg}} \quad (4.6)$$

R_n é considerado zero no período da noite. Assim, os estômatos fecham-se para evitar a perda de água quando não há oportunidade de ganho de carbono (Dawson et al., 2007), fazendo com que a transpiração ocorra através das cutículas e camada limite das folhas. A metodologia para cálculo da ET durante a noite corresponde a mesma do cálculo da ET durante o dia, porém com valores referentes ao período noturno.

Fluxo de calor no solo

A estimativa do fluxo de calor no solo (G : $W m^{-2}$) (eq. 4.7) é dada de acordo com a proposta de [Jacobsen e Hansen \(1999\)](#) (eq. 4.8 e eq. 4.9) com algumas restrições. Para temperaturas extremas (quentes ou frias), quando a diferença entre as médias de temperatura diurna e noturna for inferior a $5^{\circ}C$ ou ainda quando a temperatura média anual for superior a $25^{\circ}C$ não há transferência de energia para o solo. Além disso, também não haverá fluxos de calor no solo quando f_c for igual a 1.

$$G = G_{soil} * (1 - f_c) \quad (4.7)$$

$$G_{soil} = 4,73 * T_{avg} - 20,87 \quad (4.8)$$

$$G_{soil} = (0,39) * R_n \quad (4.9)$$

onde T_{avg} corresponde a temperatura média diária do ar ($^{\circ}C$).

Condutância do dossel e transpiração das plantas

O algoritmo MOD16 usa o LAI ($m^2 m^{-2}$) como escalar para converter a condutância estomatal (C_s : $m s^{-1}$) das folhas para condutância do dossel (C_c : $m s^{-1}$), como proposto por [Landsberg e Gower \(1997\)](#) (eq. 4.10 e eq. 4.11).

$$C_s = C_L * m(T_{min}) * m(VPD) \quad (4.10)$$

$$C_c = C_s * LAI * (1 - f_{wet}) = \frac{1}{r_s} \quad (4.11)$$

onde C_L corresponde a condutância estomatal potencial média por unidade de área foliar ($m s^{-1}$), f_{wet} corresponde a fração de superfície úmida (eq. 4.12) ([Fisher et al., 2008](#)), $m(T_{min})$ corresponde a um fator que limita o potencial de C_s em temperaturas mínimas (T_{min}) (eq. 4.13), enquanto $m(VPD)$ é um fator que limita esse potencial quando o déficit de vapor de pressão de água ($VPD = e_s - e_a$: kPa) é alto o suficiente para inibir o processo de fotossíntese ([Xu e Baldocchi, 2003](#); [Oren et al., 1999](#)) (eq. 4.14). Esses fatores de limitação atuam como

indicadores de estresse hídrico e variam de 0,1 (quase total inibição da ET, r_s máxima) a 1,0 (sem inibição da ET, r_s mínima) derivadas de acordo com a *Biome Properties Look-Up Table* (BPLUT) (Mu et al., 2011) (tab. 4.1), anteriormente definidas por (Running et al., 2004; Heinsch et al., 2003; Thornton, 1998).

$$f_{\text{wet}} = \begin{cases} 0,0 & \text{RH} < 70\% \\ \text{RH}^4 & 70\% \leq \text{RH} \leq 100\% \end{cases} \quad (4.12)$$

$$m(T_{\text{min}}) = \begin{cases} 1,0 & T_{\text{min}} \geq T_{\text{min_open}} \\ \frac{T_{\text{min}} - T_{\text{min_close}}}{T_{\text{min_open}} - T_{\text{min_close}}} & T_{\text{min_close}} < T_{\text{min}} < T_{\text{min_open}} \\ 0 & T_{\text{min}} \leq T_{\text{min_close}} \end{cases} \quad (4.13)$$

$$m(\text{VPD}) = \begin{cases} 1,0 & \text{VPD} \leq \text{VPD}_{\text{open}} \\ \frac{\text{VPD}_{\text{close}} - \text{VPD}}{\text{VPD}_{\text{close}} - \text{VPD}_{\text{open}}} & \text{VPD}_{\text{open}} < \text{VPD} < \text{VPD}_{\text{close}} \\ 0 & \text{VPD} \geq \text{VPD}_{\text{close}} \end{cases} \quad (4.14)$$

onde RH corresponde a umidade relativa do ar (%), enquanto as variáveis das eq. 4.13 e eq. 4.14 são obtidas a partir da tab. 4.1.

Tab. 4.1. Parametrização de controle de abertura e fechamento dos estômatos no algoritmo MOD16 de acordo com a temperatura do ar e do déficit de pressão de vapor d'água para diferentes classes de uso e cobertura da terra.

Parâmetro	ENF	EBF	DNF	DBF	MF	CSH
$T_{\text{min_open}}$ (°C)	8,31	9,09	10,44	9,94	9,50	8,61
$T_{\text{min_close}}$ (°C)	-8,00	-8,00	-8,00	-6,00	-7,00	-8,00
$\text{VPD}_{\text{close}}$ (Pa)	3000	4000	3500	2900	2900	4300
VPD_{open} (Pa)	650	1000	650	650	650	650
$g_{\text{l_sh}}$ (m s^{-1})	0,04	0,01	0,04	0,01	0,04	0,04
$g_{\text{l_e_wv}}$ (m s^{-1})	0,04	0,01	0,04	0,01	0,04	0,04
C_L (m/s)	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0024	0,0065
RBL_{Min} (s m^{-1})	65,0	65,0	65,0	65,0	65,0	20,0
RBL_{Max} (s m^{-1})	95,0	95,0	95,0	95,0	95,0	45,0

Parâmetro	OSH	WL	SV	Grass	Crop
$T_{\text{min_open}}$ (°C)	8,80	11,39	11,39	12,02	12,02
$T_{\text{min_close}}$ (°C)	-8,00	-8,00	-8,00	-8,00	-8,00
$\text{VPD}_{\text{close}}$ (Pa)	4400	3500	3600	4200	4500
VPD_{open} (Pa)	650	650	650	650	650
$g_{\text{l_sh}}$ (m s^{-1})	0,04	0,08	0,08	0,02	0,02
$g_{\text{l_e_wv}}$ (m s^{-1})	0,04	0,08	0,08	0,02	0,02
C_L (m/s)	0,0065	0,0070	0,0070	0,0075	0,0075
RBL_{Min} (s m^{-1})	20,0	15,0	15,0	15,0	15,0
RBL_{Max} (s m^{-1})	45,0	45,0	45,0	45,0	45,0

Legenda: ENF = Florestas de coníferas perenes, EBF = Florestas latifoliadas perenes, DNF = Florestas de coníferas decíduas, DBF = Florestas latifoliadas decíduas, MF = Florestas mistas, WL = Savanas lenhosas (cerradão), SV = Savanas (cerrado), CSH = Campos sujos, OSH = Campos limpos, Grass = Pradarias, Crop = Agricultura.

A transpiração das plantas (ET_{trans} : mm dia⁻¹) é então calculada de acordo com a **eq. 4.15**.

$$ET_{transp} = \frac{(\Delta \cdot (R_{n_c}) + \rho_a \cdot c_p \cdot (e_s - e_a) \cdot \frac{f_c}{r_a}) \cdot (1 - f_{wet})}{\Delta + \gamma \cdot (1 + r_s / r_a)} \quad (4.15)$$

Evaporação de superfícies úmidas do dossel

A evaporação da umidade acumulada no dossel (ET_{wet_c} : mm dia⁻¹) para simular o processo de interceptação da precipitação pelo dossel é significativa nos casos em que a umidade relativa do ar e o LAI são elevados. Quando f_{wet} for superior a zero ocorre a evaporação da umidade acumulada no dossel (**eq. 4.16**).

$$ET_{wet_c} = \frac{(\Delta \cdot (R_{n_{soil}} - G) + \rho_a \cdot c_p \cdot (e_s - e_a) \cdot f_c / r_{hrc}) \cdot f_{wet}}{\Delta + \frac{P_{atm} \cdot c_p \cdot r_{vc}}{\lambda \cdot \epsilon_s \cdot r_{hrc}}} \quad (4.16)$$

onde r_{hrc} corresponde a resistência aerodinâmica em superfícies úmidas (s m⁻¹) (**eq. 4.17**, **eq. 4.18** e **eq. 4.19**), r_{vc} corresponde a resistência total em superfícies úmidas para transferência da calor latente (s m⁻¹) (**eq. 4.20**), dado pela soma de r_{hrc} e r_{sr} , enquanto P_{atm} corresponde a pressão atmosférica (kPa).

$$r_{hrc} = \frac{r_{hc} \cdot r_{rc}}{r_{hc} + r_{rc}} \quad (4.17)$$

$$r_{hc} = \frac{1,0}{gl_{sh} \cdot LAI \cdot f_{wet}} \quad (4.18)$$

$$r_{rc} = \frac{\rho_a \cdot c_p}{4,0 \cdot \sigma \cdot T_{avg}^3} \quad (4.19)$$

$$r_{vc} = \frac{\rho_a \cdot c_p}{gl_{e_wv} \cdot LAI \cdot f_{wet}} \quad (4.20)$$

onde r_{hc} corresponde a resistência para a transferência de calor sensível em superfícies úmidas (s m⁻¹), r_{rc} corresponde a resistência para a transferência radiativa de calor através do ar (s m⁻¹), gl_{sh} corresponde a condutância de calor sensível por unidade de área foliar (s m⁻¹) e gl_{e_wv} corresponde a condutância de vapor por unidade de área foliar (s m⁻¹).

Evaporação do solo

A evaporação do solo (ET_{soil} : mm dia⁻¹) inclui a evaporação de acordo com a umidade do solo estimada por f_{wet} (ET_{wet_soil}) (eq. 4.21) e a a evaporação potencial do solo saturado (ET_{pot_soil}).

$$ET_{wet_soil} = \frac{(\Delta*(R_{n_soil}-G)+\rho_a*c_p*(1-f_c)*(e_s-e_a)/r_a)*f_{wet}}{\Delta+\gamma*\Gamma_{tot}/r_a} \quad (4.21)$$

onde r_{tot} corresponde a resistência aerodinâmica total ao transporte de vapor (s m⁻¹), representado pela soma de r_s e da resistência ao transporte de vapor (r_v : s m⁻¹), tal como $r_{tot} = r_s + r_v$ (Van de Griend, 1994), calculado em função da resistência corrigida (r_{cor} : s m⁻¹) de acordo com a temperatura do ar (T_a : °C) e pressão atmosférica (P_{atm} : kPa) em condições padrão (eq. 4.22 e eq. 4.23), com $T_a = 20^\circ\text{C}$ e $P_{atm} = 101,3$ kPa.

$$\Gamma_{tot} = \Gamma_{tot_c} * \Gamma_{cor} \quad (4.22)$$

$$\Gamma_{cor} = \frac{1,0}{\left(\frac{273,15+T_a}{293,15}\right)^{1,75} * \frac{101,3}{P_{atm}}} \quad (4.23)$$

onde r_{tot_c} corresponde a um parâmetro de ajuste da resistência aerodinâmica total (s m⁻¹) (Mu et al., 2011). r_a é calculada em função da resistência à transferência convectiva de calor (r_c : s m⁻¹) e resistência à transferência radiativa de calor (r_r : s m⁻¹) (eq. 4.24 e eq. 4.25).

$$r_a = \frac{r_c*\Gamma_r}{r_c+\Gamma_r} \quad (4.24)$$

$$\Gamma_r = \frac{\rho_a*c_p}{4,0*\sigma*T_a^3} \quad (4.25)$$

onde assume-se que r_c (s m⁻¹) é igual a resistência da camada limite e calculado da mesma maneira que r_{tot} (Thornton, 1998) e σ corresponde a constante de Stephan-Boltzman (5,67*10⁻⁸ W m⁻² K⁻⁴).

A evaporação do solo saturado é estimada usando a evaporação potencial (ET_{pot_soil} : mm dia⁻¹) (eq. 4.26).

$$ET_{\text{pot_soil}} = \frac{(\Delta * (R_{n_soil} - G) + \rho_a * c_p * (1 - f_c) * (e_s - e_a) / r_a) * (1 - f_{\text{wet}})}{\Delta + \gamma * r_{\text{tot}} / r_a} \quad (4.26)$$

ET_{soil} (mm dia⁻¹) corresponde a soma de $ET_{\text{wet_soil}}$ e $ET_{\text{pot_soil}}$ (eq. 4.27) baseando-se na hipótese complementar de interações entre a superfície e a atmosfera a partir do VPD e RH (Fisher et al., 2008).

$$ET_{\text{soil}} = ET_{\text{wet_soil}} + ET_{\text{pot_soil}} * \left(\frac{RH}{100}\right)^{(e_s - e_a) / \beta} \quad (4.27)$$

onde β corresponde a uma constante de valor 200.

Cálculo da evapotranspiração diária total

A ET diária total (mm dia⁻¹) corresponde a soma da evaporação da umidade acumulada no dossel, da transpiração das plantas e da evaporação do solo (eq. 4.28).

$$ET = ET_{\text{transp}} + ET_{\text{wet_c}} + ET_{\text{soil}} \quad (4.28)$$

Dados meteorológicos de entrada

Os dados meteorológicos de reanálise incluem radiação solar incidente (R_s : MJ dia⁻¹), temperatura média do ar (T_{avg} : °C), temperatura média do ar durante o dia ($T_{\text{day_avg}}$: °C), temperatura mínima do ar (T_{min} : °C) e pressão do vapor d'água (e_a : kPa) da base de dados GMAO (Global Modeling and Assimilation Office, 2004). Os dados originais, disponibilizados com resolução espacial de 1,0°x1,25° foram interpolados para resolução de 1 km com base em técnicas não-lineares (Zhao et al., 2005) para remover mudanças abruptas e melhorar a acurácia meteorológica.

Dados de sensoriamento remoto de entrada

Os dados de entrada de sensoriamento remoto incluem bases de dados MODIS (Justice et al., 2002), com resolução espacial entre 500 e 1000 metros, como classificação de uso e

cobertura da terra do produto MOD12Q1 Coleção 4 (Friedl et al., 2002), LAI e fração de radiação fotossinteticamente ativa (fPAR) do produto MOD15A2 Coleção 5 (Myneni et al., 2002) e albedo do produto MOD43B2/B3 Coleção 5 (Jin et al., 2003a,b; Lucht et al., 2000; Salomon et al., 2006; Schaaf et al., 2002). As falhas nos dados e os pixels de baixa qualidade, obtidos através do controle de qualidade (QC) dos dados MODIS, do LAI/fPAR, EVI e albedo, foram preenchidos em duas etapas (Zhao et al., 2005): (i) os pixels ausentes foram substituídos por pixels de confiança mais próximos e (ii) os pixels de baixa qualidade foram substituídos por interpolação linear dos pixels de qualidade mais próximos, temporalmente antes e depois do pixel a ser substituído.

4.4.2. Modelo hidrológico distribuído MGB-IPH

A estrutura do MGB-IPH pode ser obtida em Collischonn (2001) e Collischonn et al. (2007a). Os dados de entrada e ajuste do modelo MGB para a bacia do Rio Grande durante o período 1970-2001 podem ser obtidos em Collischonn et al. (2007b), enquanto Tucci et al. (2008) apresentam os principais resultados de calibração e validação da previsão de vazão. A descrição resumida do módulo de ET e dos dados utilizados também podem ser obtidos neste estudo, no capítulo 3 (Modelagem dos fluxos de energia e evapotranspiração em áreas do bioma cerrado), no item 3.4 (Materiais e Métodos), sub-item 3.4.2 (Modelo hidrológico distribuído MGB-IPH).

4.2.3. Sítios de medições dos fluxos turbulentos

Para validação dos resultados obtidos a partir do algoritmo MOD16 e do modelo hidrológico MGB-IPH utilizaram-se medições de campo obtidos em dois sítios de monitoramento de vórtices turbulentos instalados em área de cerrado (sítio PDG) e em plantações de cana-de-açúcar (sítio USE). Rocha et al. (2002), Cabral et al. (2003) e Juárez (2004) apresentam descrições completas dos equipamentos utilizados e dos processos de

medição dos fluxos turbulentos e de energia nos sítios USE e PDG. Descrições resumidas também podem ser obtidas neste estudo, no capítulo 3 ([Modelagem dos fluxos de energia e evapotranspiração em áreas do bioma cerrado](#)), no item 3.4 ([Materiais e Métodos](#)), sub-item 3.4.3. ([Sítios de medições dos fluxos turbulentos](#)).

4.3. Resultados e Discussões

4.3.1. Validação do modelo hidrológico MGB nos sítios PDG e USE

A análise da acurácia das estimativas de ET diária a partir do MGB-IPH podem ser obtidas neste estudo, no capítulo 3 ([Modelagem dos fluxos de energia e evapotranspiração em áreas do bioma cerrado](#)), no item 3.5 (Resultados e Discussões), sub-item 3.5.4 ([Validação da evapotranspiração diária no MGB-IPH](#)). Para testar a validade do MGB-IPH utilizou-se técnicas de regressão linear múltipla e análise residual, através da verificação de independência e distribuição normal dos resíduos. Dos resíduos normalizados, observa-se que o MGB-IPH apresenta erros independentes, uma vez que estes distribuem-se de forma aleatória em torno da reta correspondente ao resíduo zero entre o intervalo de -2 e 2 desvios-padrão, tanto no sítio PDG (**fig. 4.1a**) quanto no sítio USE (**fig. 4.1b**). Os resíduos também apresentam distribuição normal, uma vez que estão relativamente posicionados sobre a reta P-Plot, tanto no sítio PDG (**fig. 4.1c**) quanto no sítio USE (**fig. 4.1d**), respectivamente.

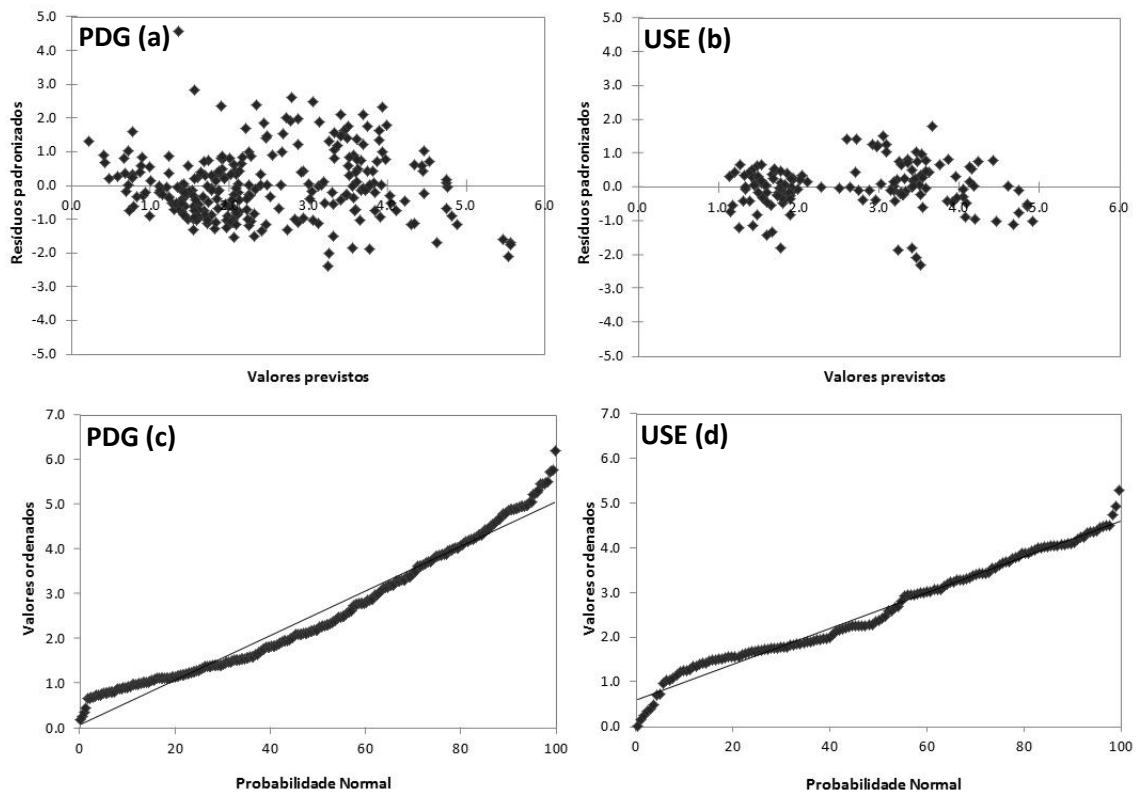


Fig. 4.1. Distribuição dos resíduos normalizados (a, b) e plotagem da probabilidade normal (c, d) em função da evapotranspiração estimada pelo modelo hidrológico MGB-IPH e observada pelo sistema EC nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE), respectivamente.

4.3.2. Validação do algoritmo MOD16 nos sítios PDG e USE

Correlação e variabilidade sazonal da evapotranspiração média de 8 dias

Para analisar o desempenho do MOD16 extraiu-se a média da ET em uma janela de 3x3 pixels ao redor da torre de monitoramento EC para que as estimativas correspondessem aproximadamente à área de abrangência das torres de fluxo. Para efeito de comparação, também extraiu-se as médias de ET de 8 dias referentes ao MGB-IPH. Para o ano de 2001, verificou-se que, no sítio PDG, a ET média diária medida pelo sistema EC foi de $2,5 \pm 1,2 \text{ mm dia}^{-1}$, enquanto a ET estimada pelo MOD16 foi de $3,2 \pm 0,9 \text{ mm dia}^{-1}$ e pelo MGB-IPH foi de $2,6 \pm 1,0 \text{ mm dia}^{-1}$. Para o sítio USE, a ET média medida pelo sistema EC foi de $2,5 \pm 1,1 \text{ mm dia}^{-1}$, enquanto a ET estimada pelo MOD16 foi de $2,5 \pm 1,4 \text{ mm dia}^{-1}$ e pelo MGB-IPH foi de $2,8 \pm 1,2 \text{ mm dia}^{-1}$. No sítio PDG ($n=39$), a partir do MOD16, obteve-se $r^2=0,61$ ($p<0,05$), RMSE de 0,7

mm dia⁻¹ e MAE de 0,5 mm dia⁻¹ (**fig. 4.2a**). A partir do MGB, obteve-se correlação $r^2=0,72$ ($p<0,05$), RMSE de 0,6 mm dia⁻¹ e MAE de -0,1 mm dia⁻¹ (**fig. 4.2b**).

No sítio USE (n=20), a partir do MOD16 obteve-se correlação $r^2=0,67$ ($p<0,05$), RMSE de 0,4 mm dia⁻¹ e MAE de 0,02 mm dia⁻¹ (**fig. 4.2c**). A partir do MGB-IPH, obteve-se correlação $r^2=0,92$ ($p<0,05$), RMSE de 0,2 mm dia⁻¹ e MAE de 0,1 mm dia⁻¹ (**fig. 4.2d**). No caso do sítio USE, os resultados obtidos devem ser analisados com cuidado, principalmente em função do tamanho amostral das médias de 8 dias (n=20) e pelo período abrangido pela série temporal, entre fevereiro (período final da estação chuvosa) e agosto (período final da estação seca), não cobrindo períodos importantes do processo de ET tais como a estação chuvosa e o período de transição entre o final da estação seca e o início da estação chuvosa.

A variabilidade da ET estimada pelo MOD16 nos sítios PDG (**fig. 4.3a**) e USE (**fig. 4.3b**) apresenta o mesmo padrão sazonal da ET observada pelo sistema EC. No sítio PDG, o MOD16 superestima a ET tanto na estação seca quanto na estação chuvosa. Na estação chuvosa, a superestimativa varia entre 0,5 e 1,0 mm dia⁻¹, enquanto que, no início da estação seca essa superestimativa reduz-se para menos de 0,5 mm dia⁻¹. Porém, ao final da estação seca, no início do mês de setembro, a superestimativa torna-se superior a 1,0 mm dia⁻¹, uma vez que o algoritmo MOD16 antecipa o aumento da ET em relação ao início da estação chuvosa em aproximadamente dois meses. Para o ano de 2001, a estação chuvosa começou no final do mês de agosto. A partir desse momento, a ET observada pelo sistema EC volta a aumentar, porém, no MOD16, a ET aumenta a partir de meados de junho, acompanhando o ciclo sazonal da radiação incidente (solstício de inverno).

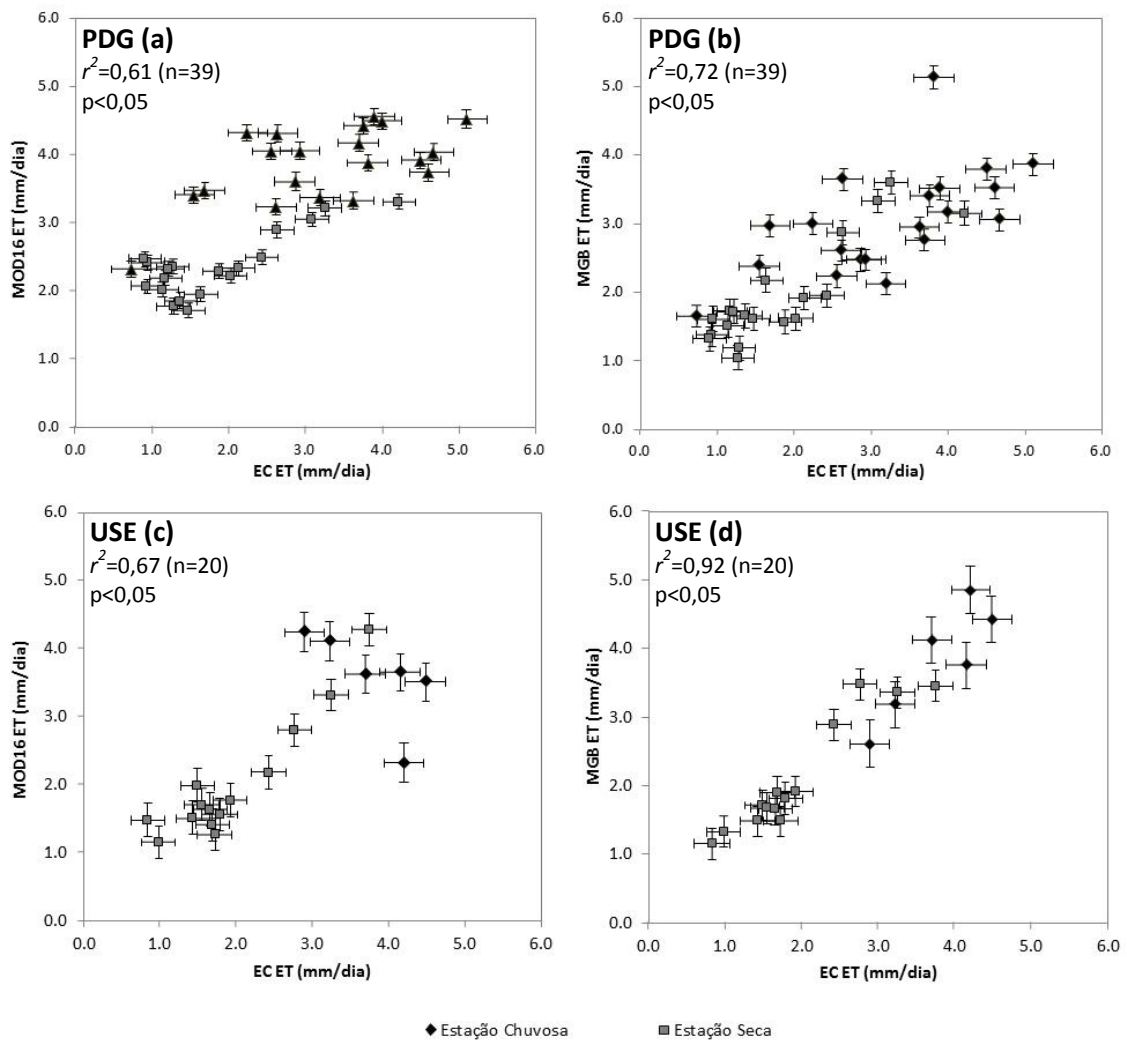


Fig. 4.2. Diagramas de dispersão das médias diárias de ET para períodos de 8 dias estimadas pelo algoritmo MOD16 (a e c) e pelo modelo hidrológico MGB-IPH (b e d) e observadas pelo sistema EC nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE), respectivamente, considerando-se as estações seca e chuvosa. As cruces representam o erro-padrão das estimativas.

O MGB-IPH apresenta resultados mais coerentes à ET observada pelo sistema EC, porém superestimando a ET na estação seca e subestimando na estação chuvosa. No MGB-IPH, o início da estação chuvosa ocorre entre o final do mês de agosto e início do mês de setembro, quando a precipitação (PPT) e a umidade do solo (W) começam a aumentar.

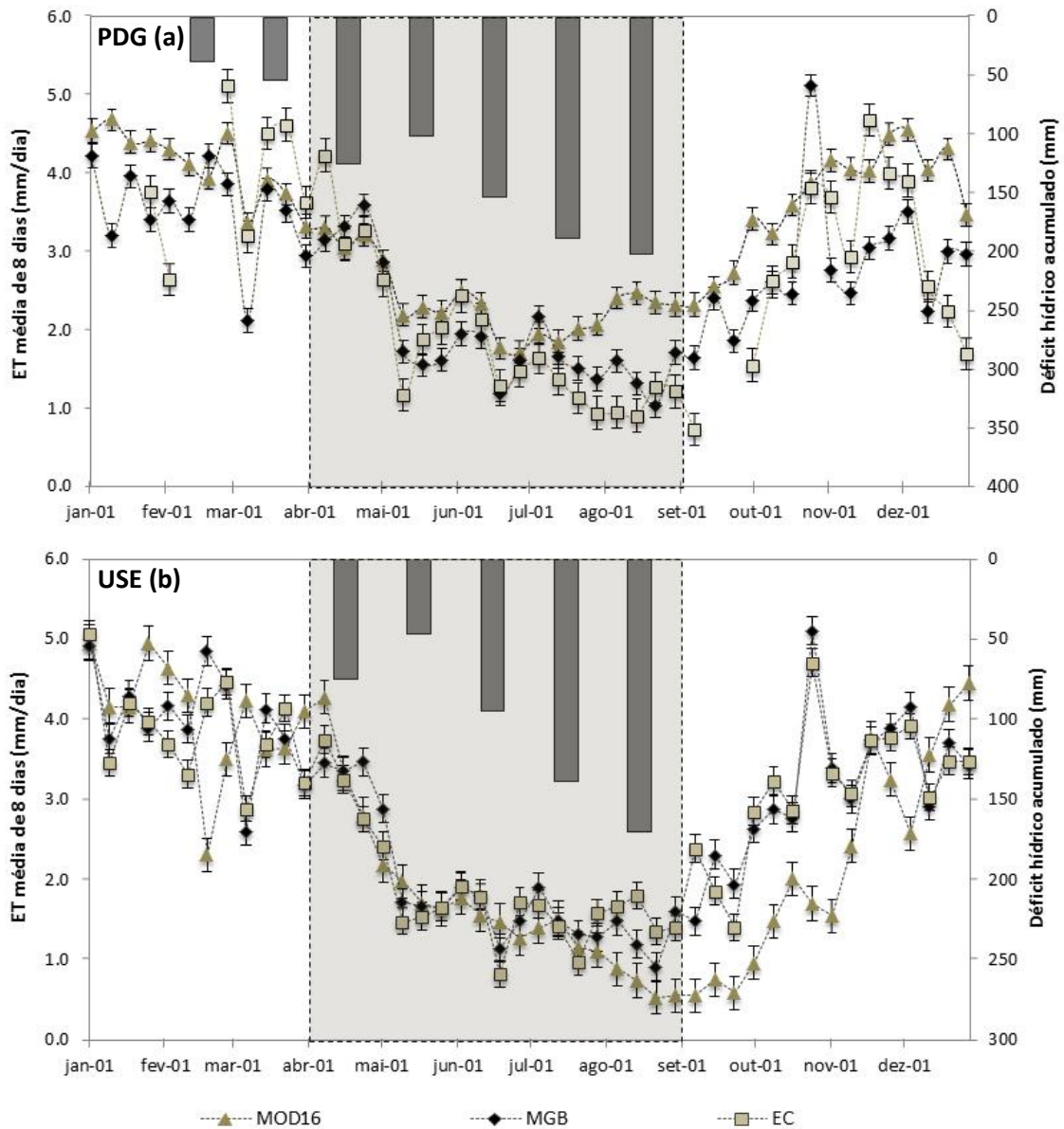


Fig. 4.3. Série temporal da evapotranspiração estimada pelo algoritmo MOD16, pelo modelo hidrológico MGB-IPH e observada pelo sistema EC nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE). A área sombreada representa a estação climatológica seca, enquanto as barras no topo de cada figura representam o déficit hídrico mensal acumulado (CWD) para $PPT < ET$ ($CWD_{(i)} = PPT_{(i)} - E_{(i)} + CWD_{(i-1)}$).

Para o sítio USE, infelizmente em função de falhas no processo de medição, não foi possível analisar o desempenho do MOD16 e do MGB-IPH no período posterior à estação seca (a partir do mês de setembro). Para tanto, recorreu-se aos dados sintéticos obtidos através do preenchimento das falhas verificadas durante o mês de janeiro e entre os meses de agosto e dezembro. Utilizou-se a equação de Penman-Monteith (Shuttleworth, 1993; Monteith, 1965) para cálculo da ET de referência (ET_{ref}) acrescida do coeficiente de cultivo (K_c) variável de

acordo com o estágio de desenvolvimento da cultura da cana-de-açúcar (Allen et al., 1998). O K_c da cultura de cana-de-açúcar pode variar entre 0,40 durante o estágio inicial de desenvolvimento da cultura e 1,25 no estágio médio de desenvolvimento, sendo que, durante o estágio final de desenvolvimento, o K_c reduz-se para 0,75 (Allen et al., 1998). Dessa forma, utilizou-se um K_c de 0,75, uma vez que os talhões próximos ao sítio de monitoramento USE foram colhidos entre o final do ano de 2001 e no início do ano de 2002 (Juárez, 2004).

Observa-se que o MOD16 e o MGB-IPH diferem significativamente nesse período, com valores superiores a mais de $1,5 \text{ mm dia}^{-1}$ verificada entre os meses de agosto e novembro. Para o MOD16, o aumento da ET no período pós-seca inicia-se em outubro, acompanhando as variações sazonais do LAI, fPAR e VPD, enquanto que, no MGB-IPH, o período inicia-se em setembro, acompanhando PPT e W. Para testar as hipóteses de que a ET é controlada principalmente pela radiação incidente no sítio PDG e pelo LAI, fPAR e VPD no sítio USE analisou-se a correlação entre a ET e as variáveis de entrada do algoritmo MOD16 (ver próximo tópico, [Controle da variância da evapotranspiração](#)).

A validade do modelo de ET global MOD16 foi verificada através da independência e distribuição normal dos resíduos. A partir da análise dos resíduos normalizados, excluindo-se os dados obtidos a partir do preenchimento de falhas, observa-se que o algoritmo MOD16 apresenta erros independentes que distribuem-se aleatoriamente entre o intervalo de 2 e -2 desvios-padrão, tanto no sítio PDG (**fig. 4.4a**) quanto no sítio USE (**fig. 4.4b**), respectivamente, satisfazendo as condições de média nula e variância constante. As estimativas também apresentam distribuição normal, pois estão relativamente posicionados sobre a reta P-Plot, tanto no sítio PDG (**fig. 4.4c**) quanto no sítio USE (**fig. 4.4d**), respectivamente.

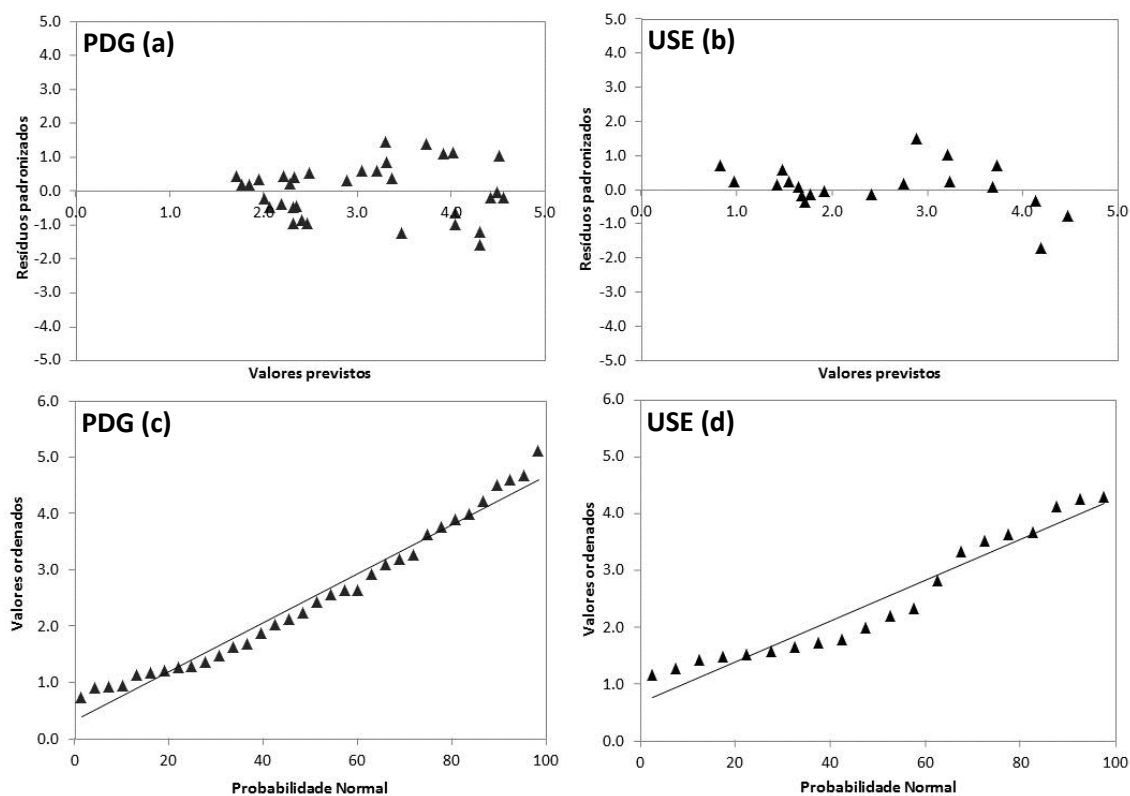


Fig. 4.4. Distribuição dos resíduos normalizados (a e b) e plotagem da probabilidade normal (c e d) em função da evapotranspiração estimada pelo algoritmo MOD16 e observada pelo sistema EC nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE), respectivamente.

Validação da evapotranspiração a longo prazo

Para as análises a longo prazo, analisou-se o desempenho do MOD16 e do MGB-IPH na estimativa da ET mensal e anual. Para o sítio PDG (**fig. 4.5a**), a ET mensal prevista pelo MGB apresentou $r^2=0,83$ ($p<0,05$). As diferenças mensais entre os dados estimados e observados variaram entre 1 mm no mês de abril e 30 mm nos meses de março e novembro, com RMSE de 11 mm (15%) e MAE de -3 mm. A ET anual apresentou uma diferença inferior a 4%, uma vez que a ET anual estimada pelo MGB foi de 957 mm, enquanto que a ET observada foi de 993 mm. O MOD16 apresentou $r^2=0,79$ ($p<0,05$), com RMSE de 19 mm (32%) e MAE de 15 mm. As diferenças mensais entre os dados previstos e observados variaram entre 0 mm no mês de abril e 40 mm em agosto. A ET anual estimada pelo MOD16 no sítio PDG foi de 1.183 mm, sendo 19% superior a ET anual medida pelo sistema EC e 23% superior a ET estimada pelo MGB. Para o sítio USE (**fig. 4.5b**), em um período de 6 meses (desconsiderando-se os meses

com preenchimento de falhas), obteve-se $r^2=0,96$ ($p<0,05$), com RMSE de 4,5 mm, enquanto que para o MOD16 obteve-se $r^2=0,95$ ($p<0,05$), com RMSE de 5,5 mm. Considerando o preenchimento de falhas, para o MGB-IPH a correlação se mantém $r=0,98$ ($p<0,05$), com RMSE de 3,9 mm (5%) e MAE de 1,2 mm. A ET estimada pelo MGB-IPH foi de 1.038 mm, enquanto a ET anual observada pelo sistema EC foi de 1.025 mm, uma diferença de 1,2%. Para o mesmo período, o MOD16 apresentou $r^2=0,74$ ($p<0,05$), com RMSE é de 15 mm (20%) e MAE de -10 mm. As maiores diferenças mensais ocorrem após a estação seca, chegando a 55 mm no mês de outubro. A ET anual estimada pelo MOD16 no sítio USE foi de 893 mm, sendo 13% inferior a ET anual medida pelo sistema EC e 14% inferior a ET estimada pelo MGB.

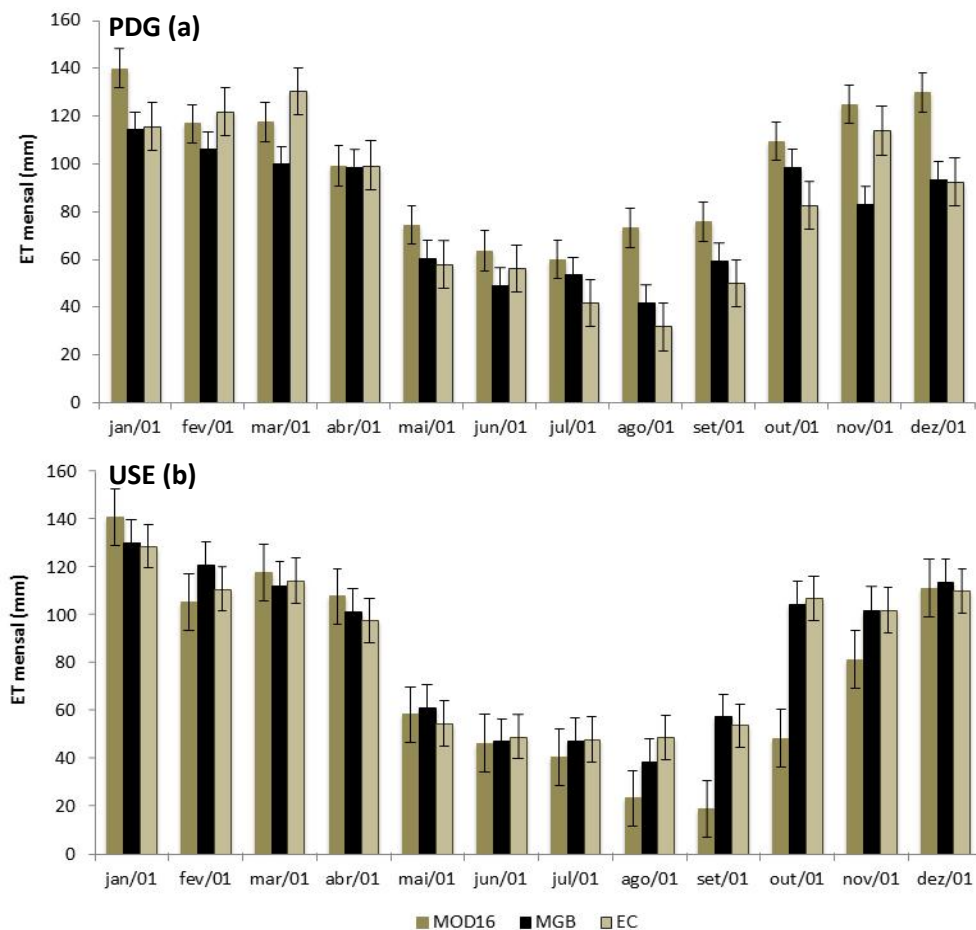


Fig. 4.5. Comparação da ET mensal estimada pelo algoritmo MOD16, pelo modelo hidrológico MGB-IPH e medidas pelo sistema EC nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE). As barras verticais em cada coluna representam o erro-padrão da estimativa.

Controle da variância da evapotranspiração

No MOD16, o controle do estresse hídrico e de temperatura é exercido por condições pré-determinadas baseadas em classificações de uso e cobertura da terra que estabelecem os parâmetros que controlam a abertura e fechamento do estômatos. Considerando que esses parâmetros alteram significativamente a transpiração das plantas, a acurácia do algoritmo MOD16 pode estar intrinsecamente relacionada a qualidade dos dados de uso e cobertura da terra do produto MOD12Q1. Para o ano de 2001, o sítio PDG, uma área mista de cerrado e cerradão, está incorretamente classificada como floresta latifoliada perene (EBF), enquanto o sítio USE, uma área de cultivos de cana-de-açúcar, está corretamente classificado como área agrícola na classificação anual de uso e cobertura da terra. Para entender o controle da variância da ET no algoritmo MOD16 calculou-se o coeficiente de determinação (r^2) entre a ET e as variáveis de entrada do algoritmo, tais como dados de sensoriamento remoto (**fig. 4.6**) e dados micrometeorológicos (**fig. 4.7**) (**tab. 4.2**).

Tab. 4.2. Variância explicada entre a ET estimada e os dados de entrada do algoritmo MOD16 nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE) (n=46).

	r^2	
	Sítio PDG	Sítio USE
LAI	0,57 (p<0,05)	0,83 (p<0,05)
fPAR	0,17 (p<0,05)	0,85 (p<0,05)
Albedo	0,36 (p<0,05)	0,32 (p<0,05)
R_s	0,69 (p<0,05)	0,13 (p<0,05)
e_a	0,61 (p<0,05)	0,74 (p<0,05)
T_{min}	0,52 (p<0,05)	0,22 (p<0,05)
T_{avg}	0,41 (p<0,05)	0,08 (p<0,05)
T_{day_avg}	0,45 (p<0,05)	0,09 (p<0,05)

Observa-se que no sítio PDG a variância da ET é explicada principalmente por R_s, uma vez que o sítio PDG está classificado como floresta latifoliada perene (EBF), no qual os estômatos apresentam elevada C_s e C_c, além da baixa r_s, o que implica em elevadas taxas de transpiração. Assim, praticamente toda R_s disponível é convertida em ET, o que explica a antecipação do aumento da ET em aproximadamente 2 meses em relação ao início da estação chuvosa, coincidindo com o solstício de inverno. O LAI apresenta-se demasiadamente elevado

para áreas de cerrado, variando entre 5,0 e 6,7 $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$, o que corresponde a valores verificados em áreas de florestas tropicais (Myneni et al., 2007; Wasseige et al., 2003), enquanto que em áreas mistas de cerrado e cerradão a média do LAI varia entre 1,8 e 2,9 $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ (Bittencourt et al., 2007), ou ainda, em áreas de transição cerrado para floresta o LAI apresenta variações entre 2,5 e 5,5 $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ (Pinto Jr. et al., 2010), nas estações seca e chuvosa, respectivamente. Possivelmente a superestimativa do LAI explica a superestimativa da ET nas diversas escalas temporais analisadas.

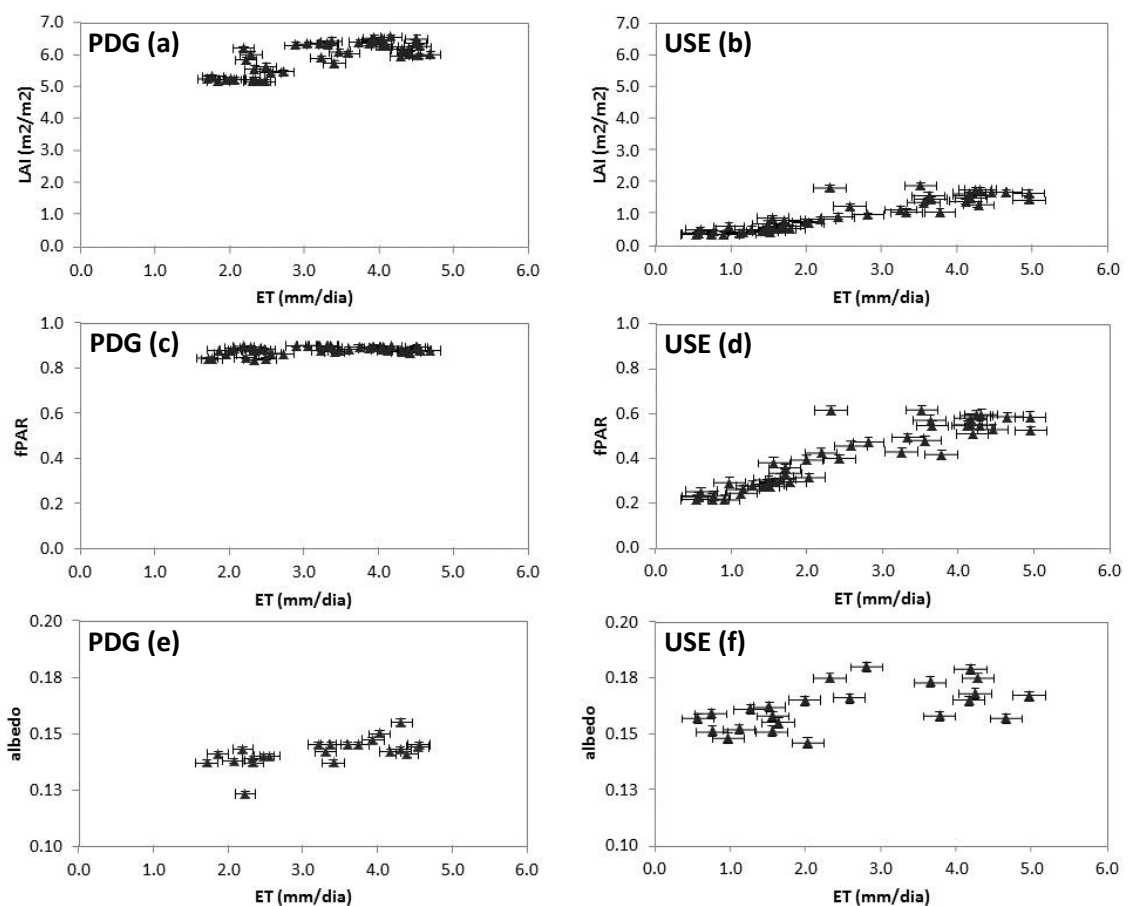


Fig. 4.6. Diagrama de dispersão entre a ET estimada e os dados de sensoriamento de entrada do algoritmo MOD16 nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE). Legenda: LAI (a,b); fPAR (c, d), e, albedo (e, f).

A variância da ET no sítio USE é explicada principalmente por fPAR, LAI e e_a . Essas variáveis estão relacionadas principalmente a fenologia da vegetação e pelo estresse hídrico. A variação sazonal do LAI, fPAR e e_a é coerente com a variação sazonal da ET, uma vez que os menores índices de fPAR e LAI ocorrem em agosto e setembro, enquanto os maiores déficits

de vapor d'água também ocorrem entre agosto e setembro, explicando assim o atraso de aproximadamente um mês do aumento da ET em relação ao período chuvoso.

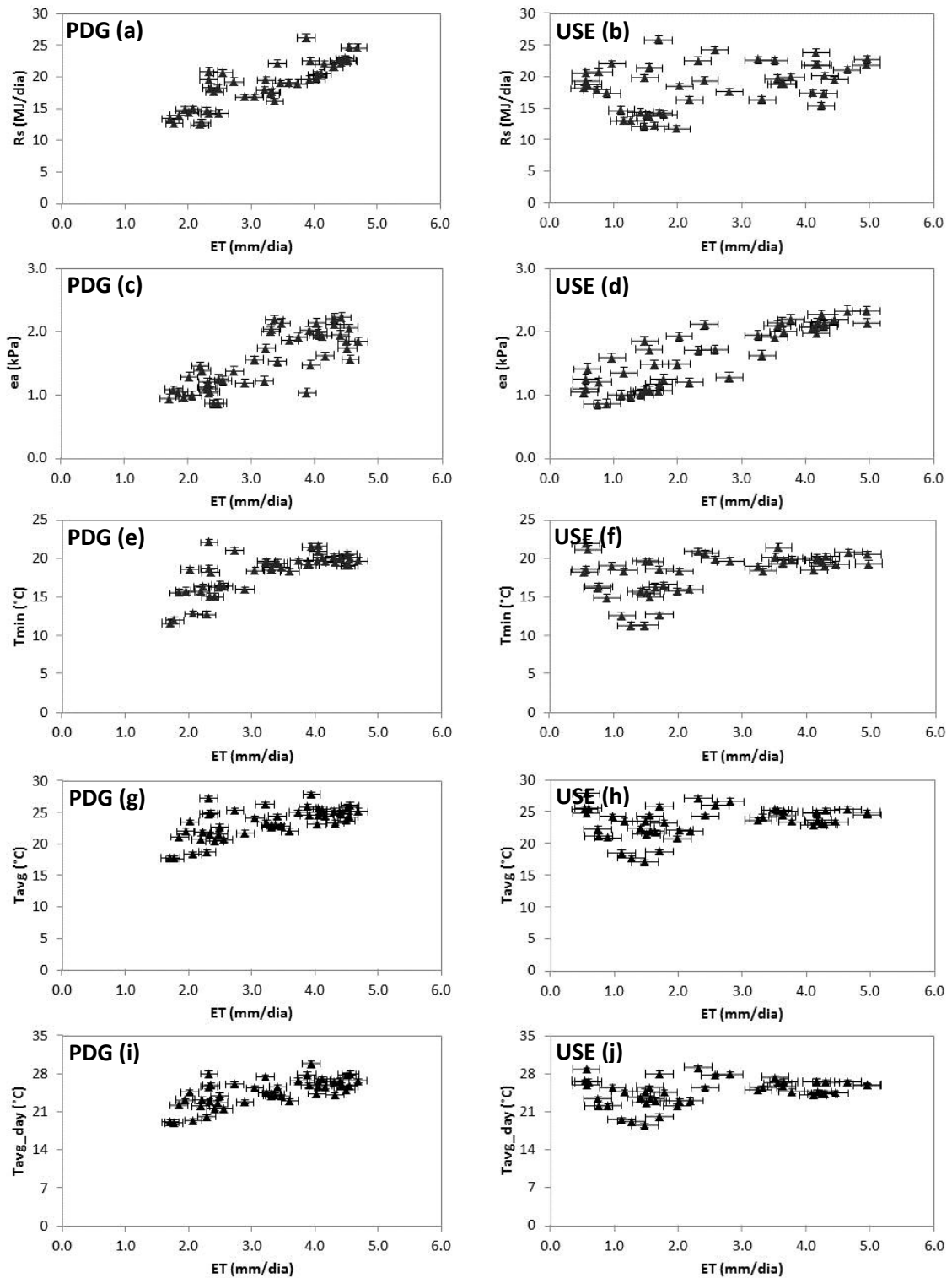


Fig. 4.7. Diagrama de dispersão entre a ET estimada e os dados micrometeorológicos de entrada do algoritmo MOD16 nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE). Legenda: R_s (a,b); e_a (c, d), T_{min} (e, f), T_{avg} (g, h) e T_{day_avg} (i, j).

As diferenças de mais de 1,5 mm dia⁻¹ verificadas entre os meses de agosto e novembro entre as estimativas do algoritmo MOD16 e os dados observados deve-se provavelmente a subestimativa do LAI, que varia entre 0,4 e 2,0 m² m⁻², enquanto o LAI observado em culturas de cana-de-açúcar em áreas tropicais com sazonalidade hídrica varia entre 0,9 e 5,0 m² m⁻² (Roberson et al., 1999). A subestimativa da ET pelo MOD16 pode estar vinculada a fatores como subestimativa do LAI para culturas agrícolas como cana-de-açúcar e na estimativa de e_s com base na T_{avg}, uma vez que a não utilização da temperatura máxima do ar (T_{max}) e T_{min} na estimativa de e_s pode resultar na subestimativa do VPD e conseqüentemente da ET (Allen et al., 1998). Verificou-se que não existe correlação entre os resíduos normalizados da ET e as variáveis de entrada do algoritmo (tab. 4.3), tanto para o sítio PDG quanto para o sítio USE, indicando que não há nenhum dado de entrada inserindo erros sistemáticos no algoritmo MOD16.

Tab. 4.3. Variância explicada entre os resíduos normalizados da ET estimada e os dados de entrada do algoritmo MOD16 nos sítios de monitoramento instalados em áreas de cerrado (PDG) e plantações de cana-de-açúcar (USE) (n=46).

	<i>r</i> ²	
	Sítio PDG	Sítio USE
LAI	0,01 (p<0,05)	0,06 (p<0,05)
fPAR	0,001 (p<0,05)	0,08 (p<0,05)
albedo	0,001 (p<0,05)	0,03 (p<0,05)
R_s	0,08 (p<0,05)	0,001 (p<0,05)
e_a	0,001 (p<0,05)	0,06 (p<0,05)
T_{min}	0,001 (p<0,05)	0,001 (p<0,05)
T_{avg}	0,001 (p<0,05)	0,001 (p<0,05)
T_{day_avg}	0,001 (p<0,05)	0,001 (p<0,05)

Ajuste dos parâmetros baseados no uso e cobertura da terra

Para entender a influência da parametrização do MOD16 de acordo com a classificação de uso e cobertura da terra alterou-se a classificação de uso e cobertura da terra no sítio PDG para savana lenhosa (WL) e savana (SV), modificando-se também os valores de LAI e fPAR e mantendo todas as outras variáveis de entrada constantes. Justifica-se a alteração dos valores de LAI e fPAR em função da variação destes ocorrer de acordo com a classificação de uso e

cobertura da terra (Myneni et al., 2002). Os modelos de estimativa dessas duas variáveis recuperam parâmetros baseados na BPLUT e que são aplicados em técnicas de inversão do modelo de transferência radiativa (Myneni et al., 2002). Para alterar os valores do LAI e fPAR utilizou-se a média dos pixels classificados como WL e SV em uma janela de 7x7 pixels ao redor da área de abrangência da torre de monitoramento instalada no sítio PDG. Dos 49 pixels, 32 apresentavam classificação correspondente a EBF, 5 correspondiam a SV, 5 correspondiam a classificação WL, enquanto 2 estavam classificados como campos abertos (Oshrub) e 2 como superfície d'água.

Os valores do LAI alteraram-se significativamente no sítio PDG a partir de diferentes classificações de uso e cobertura da terra. Os valores iniciais relativos à classificação EBF variavam entre 5,0 e 6,7. Como WL os valores do LAI variaram entre 1,0 e 3,2, enquanto que como classificação SV a variação foi de 0,5 a 2,5, entre as estações seca e chuvosa, respectivamente, tornando-se mais consistentes em relação à classificação EBF. A acurácia dos resultados da ET média de 8 dias apresenta melhora significativa a partir do ajuste dos parâmetros baseados na classificação de uso e cobertura da terra (tab. 4.4). Observa-se que o RMSE e o bias médio reduziram-se significativamente nas parametrizações WL e SV. O RMSE mensal reduziu-se de 32% (classificação EBF) para 14% (classificação WL) e 11% (classificação SV). Para ambos os casos, obteve-se $r^2=0,88$ ($p<0,05$). Considerando-se a ET anual observada no sítio PDG, correspondente a 993 mm, a ET anual estimada pelo MOD16 na parametrização EBF foi de 1.183 mm, sendo 19% superior a ET anual medida, enquanto que nas parametrizações WL e SV a ET anual estimada foi de 1.048 mm (6% superior a ET medida) e 957 mm (4% inferior a ET medida), respectivamente.

Tab. 4.4. Ajuste dos parâmetros do algoritmo MOD16 baseados na classificação de uso e cobertura da terra para o sítios de monitoramento instalado em áreas de cerrado (PDG).

Métrica	EBF	WL	SV
r^2	0,61 ($p<0,05$)	0,67 ($p<0,05$)	0,70 ($p<0,05$)
RMSE (mm dia ⁻¹)	0,7	0,6	0,5
MAE (mm dia ⁻¹)	0,5	0,2	-0,04

Legenda: EBF = Florestas latifoliadas perenes, WL = Savanas lenhosas (cerradão), SV = Savanas (cerrado).

A variação temporal da ET (**fig. 4.8**) estimada usando-se parâmetros para WL e SV apresenta maior coerência com a sazonalidade climática das estações seca e chuvosa. Os valores mínimos de ET ocorrem ao final da estação seca e aumentando a partir do início do período chuvoso, acompanhando os valores observados pelo sistema EC. Nesses casos (parametrização WL e SV), a ET é controlada principalmente pelo LAI, enquanto que na estimativa da ET baseada na parametrização EBF o controle é exercido primariamente por R_s . As alterações da acurácia e na variação sazonal da ET sugere que os resultados do algoritmo MOD16 estão fortemente relacionados à parametrização do algoritmo baseado na BPLUT. Conseqüentemente, os resultados das estimativas de ET do algoritmo MOD16 dependem também da qualidade da classificação de uso e cobertura da terra do produto MOD12Q1.

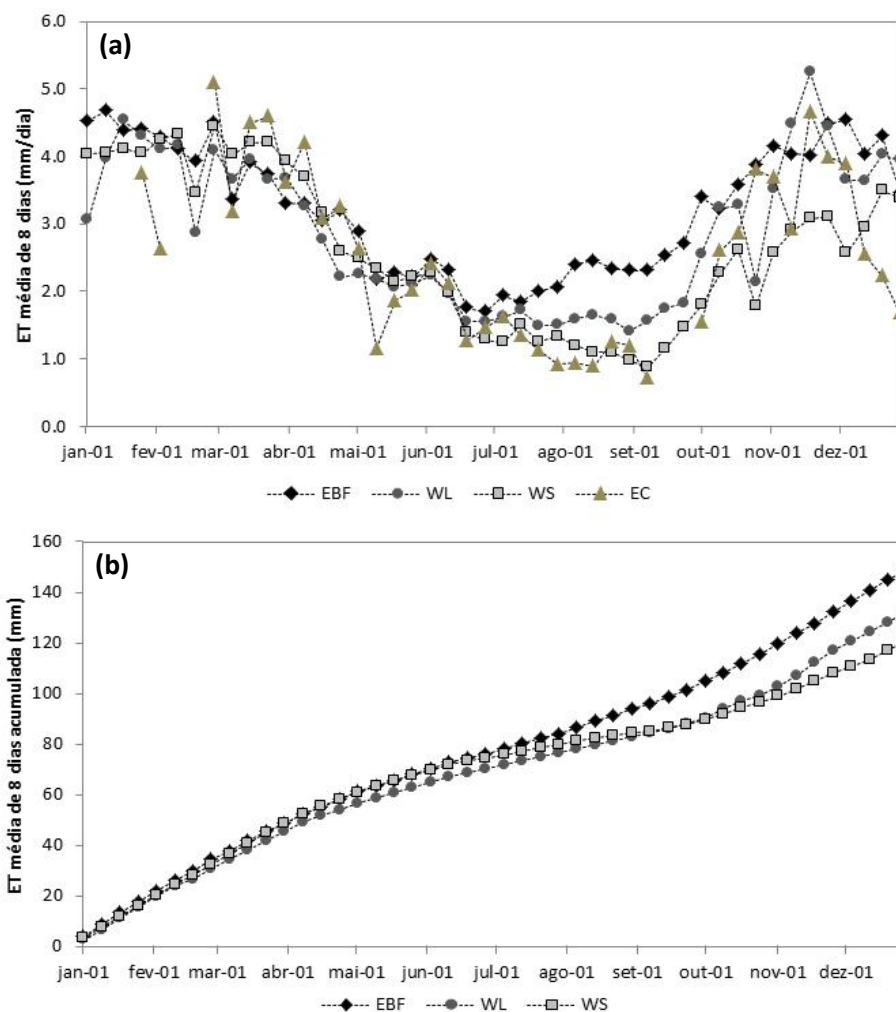


Fig. 4.8. Variação sazonal da ET estimada pelo algoritmo MOD16 (a) e valores absolutos acumulados (b) considerando-se diferentes parametrizações de uso e cobertura da terra no sítio de monitoramento instalado em áreas de cerrado (PDG).

4.3.3. Análise da evapotranspiração em escala regional

O uso e ocupação da terra na Bacia do Rio Grande pode ser classificado como um mosaico complexo envolvendo diversas culturas agrícolas e remanescentes de vegetação natural. Os principais usos agrícolas correspondem á cultivos de cana-de-açúcar, soja, cítricos e pastagens cultivadas. A análise da ET na escala de bacia hidrográfica baseou-se em valores médios de ET aceitos na literatura científica para diferentes classificações de uso e cobertura da terra (**fig. 4.9**). Considerando-se valores médios de ET obtida a partir de diferentes métodos, verificou-se os resultados obtidos a partir do MOD16 estão dentro de uma amplitude coerente, porém verificou-se que o MOD16 apresenta uma tendência em subestimar a ET média na escala de bacia hidrográfica em praticamente todos os usos e cobertura da terra (**tab. 4.5**). Observa-se, entretanto, que as áreas classificadas como florestas (incluindo-se florestas latifoliadas, aciculares, perenes, decíduais e mistas) apresentam ET média equivalente a florestas pluviais tropicais (com estação seca inferior a 4 meses).

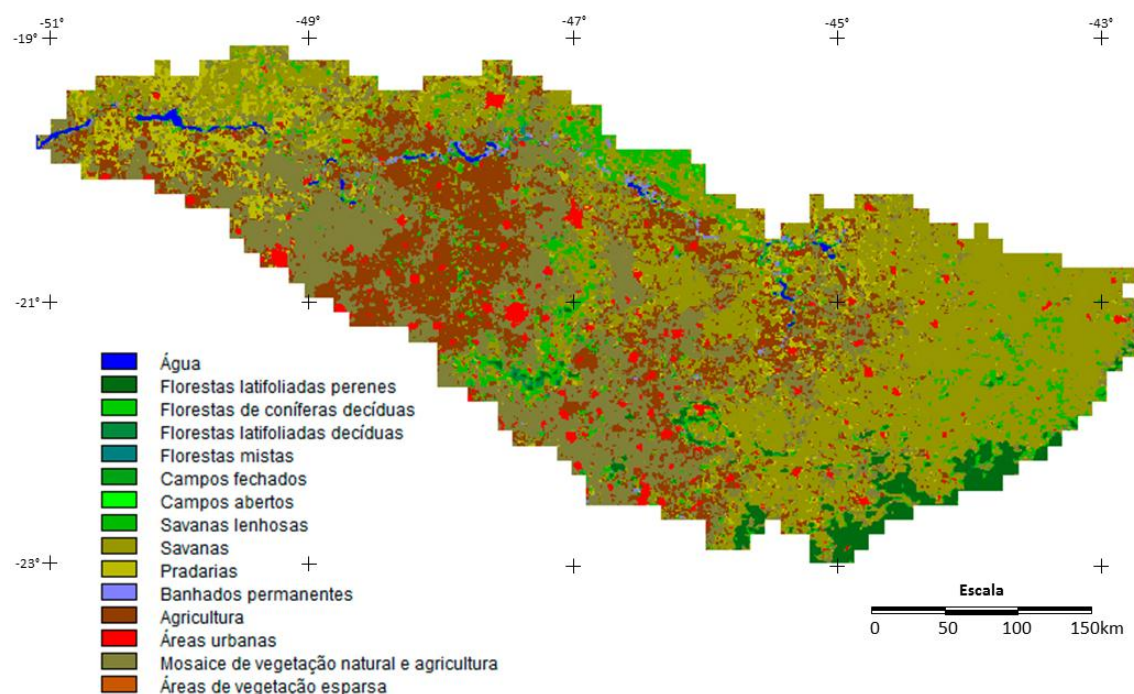


Fig. 4.9. Classificação de uso e cobertura da terra na Bacia do Rio Grande para o ano de 2001 obtida a partir do produto MOD12Q1 com resolução espacial de 1 km.

Tab. 4.5. ET média diária estimada pelo algoritmo MOD16 para diferentes classes de uso e cobertura da terra (MOD12Q1) na bacia do Rio Grande durante o ano de 2001 comparada com medições obtidas em outras áreas de estudo.

	Área (%)	ET MOD16 (mm dia ⁻¹)	ET Observada (mm dia ⁻¹)	Referência
Cerrado	37,27	1,95	2,3	Rocha et al. (2002)
Agricultura/Natural	25,40	2,15	--	--
Agricultura	17,84	2,09	2,5 2,9	Cabral et al. (2003) Watanabe et al. (2004)
Pradarias	6,73	1,63	1,2 a 2,0 2,6	Ferreti et al. (2003) Eugster e Catin (2007)
Cerradão	5,34	2,19	2,8	Vourlitis et al. (2002)
Florestas	3,48	3,07	3,1 3,5 3,9	Hutyra et al. (2007) Rocha et al. (2004) Shuttleworth et al. (1989)
Outros usos	3,90	1,69	--	--
Total	100%	2,00	--	--

Comparando-se a ET média para toda a bacia do Rio Grande estimada pelo MOD16 e pelo MGB, obteve-se forte correlação na estação seca com $r^2=0,85$ ($p<0,05$), com RMSE de $0,2 \text{ mm dia}^{-1}$. Na estação chuvosa obteve-se correlação inferior à estação seca, com $r^2=0,40$ ($p<0,05$) e RMSE de $0,8 \text{ mm dia}^{-1}$. As maiores diferenças entre os dois modelos ocorrem na estação chuvosa, quando o MOD16 subestima a ET em relação ao modelo hidrológico MGB, tanto em médias de 8 dias quanto valores mensais (fig. 4.10). A diferença da ET mensal entre os dois modelos variou entre 0 e 39 mm, com MAE de -16 mm. A ET anual estimada pelo MOD16 foi de 733 mm, enquanto que a ET anual estimada pelo MGB-IPH foi de 933 mm, ou seja, uma diferença de aproximadamente 21%.

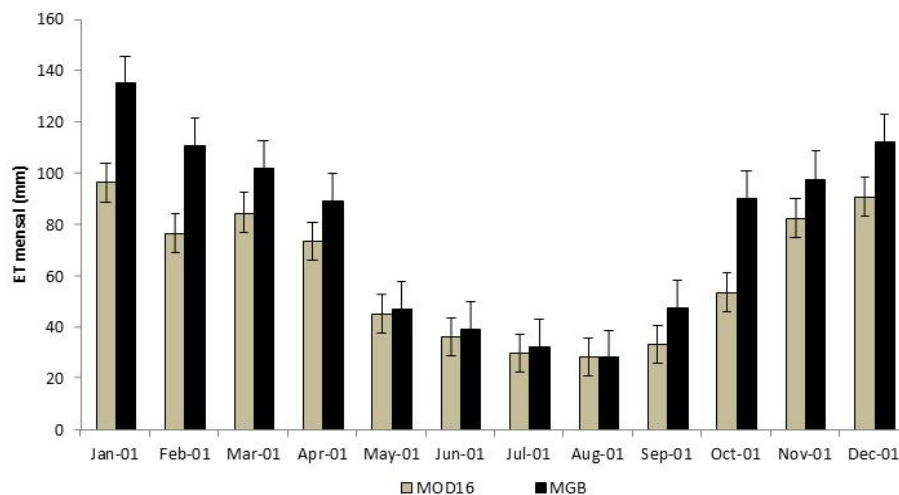


Fig. 4.10. ET média mensal para toda bacia do Rio Grande estimada pelo algoritmo MOD16 e pelo modelo hidrológico MGB. As barras verticais em ambas figuras representam o erro-padrão das estimativas.

Para comparar a variabilidade espacial da ET entre os dois modelos, reamostrou-se a resolução espacial do MOD16 de um 1 Km para 10 Km, correspondendo a mesma resolução espacial do MGB-IPH. Posteriormente calculou-se a correlação espacial pixel-a-pixel e o RMSE normalizado ($RMSE_{std}$) para cada estação, dividindo-se o RMSE de cada pixel pelo RMSE máximo ($RMSE_{max}$). Também analisou-se a diferença da ET anual entre os dois modelos.

Para períodos de 8 dias, os dois modelos apresentaram forte correlação espacial ($p < 0,05$), com média $r = 0,80$, mínima $r = 0,31$ e máxima $r = 0,94$, indicando que a ET estimada pelos dois modelos apresenta um padrão espacial semelhante (**fig. 4.11a**). Deve-se considerar que ambos modelos baseiam-se na equação de Penman-Monteith, entretanto existem diferenças consideráveis nos dados de entrada desses modelos, principalmente relacionados ao fator de escala (MGB-IPH utiliza dados locais de torres micrometeorológicas e dados de sensoriamento remoto de média resolução espacial enquanto o MOD16 utiliza dados globais de reanálise e dados de sensoriamento remoto de moderada resolução espacial) e nas parametrizações (basicamente na determinação da resistência superficial e aerodinâmica).

Durante a estação seca, o $RMSE_{max}$ obtido entre os dois modelos foi de $1,7 \text{ mm dia}^{-1}$, enquanto o $RMSE_{std}$ médio para toda bacia foi de $0,30 \pm 0,11$ (**fig. 4.11b**). Durante a estação chuvosa, o $RMSE_{max}$ obtido foi de $2,6 \text{ mm dia}^{-1}$, enquanto que o $RMSE_{std}$ médio para toda bacia foi de $0,55 \pm 0,15$ (**fig. 4.11c**). O aumento do RMSE na estação chuvosa pode ser explicado provavelmente pela cobertura de nuvens nos dados de sensoriamento remoto e pela diminuição da qualidade dos pixels associado às técnicas de preenchimento de falhas utilizadas no MOD16.

A diferença média pixel-a-pixel entre a ET anual estimada pelo MOD16 e pelo MGB-IPH variou entre -470 mm a 430 mm , com média de -200 mm , uma diferença que corresponde a aproximadamente 21%, confirmando que o MOD16 tende a subestimar a ET (**fig. 4.12a**) quando comparado ao MGB. As áreas onde ocorreram subestimativas da ET são compostas

principalmente por áreas agrícolas, cerrados, campos, pastagens e áreas mistas de vegetação natural e agricultura, enquanto que em áreas onde ocorreram superestimativas da ET são compostas principalmente por florestas (florestas tropicais úmidas, florestas mistas e florestas decíduas). Tratando-se de uma bacia com uso da terra essencialmente agrícola, as subestimativas da ET podem estar relacionadas a diversos fatores, tais como a subestimativa e baixa amplitude sazonal do LAI (Garrigues et al., 2008) nessas classes.

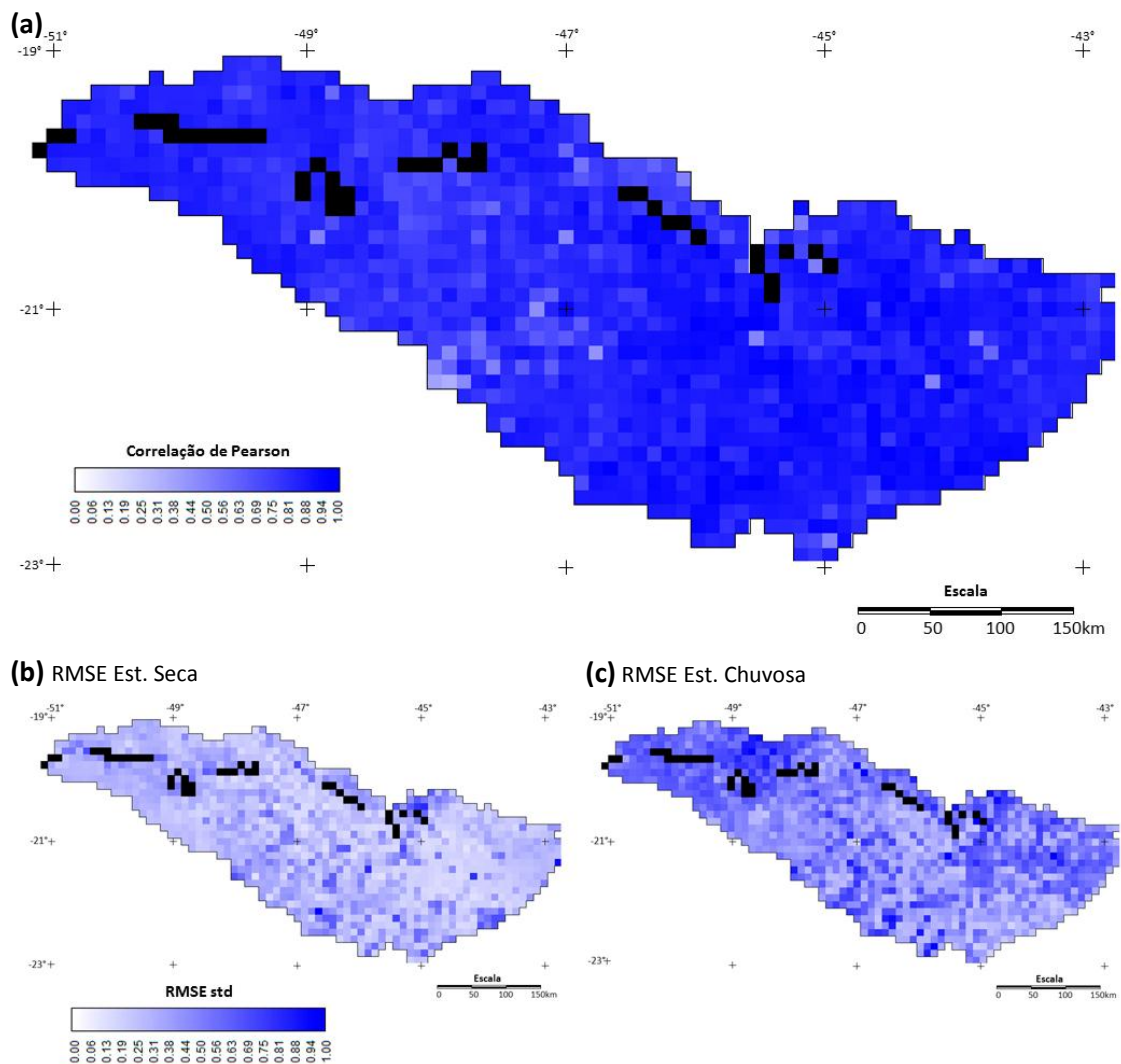


Fig. 4.11. Correlação de Pearson (a), RMSE padronizado durante a estação seca (b) e RMSE padronizado durante a estação chuvosa (c) entre ET média diária para períodos de 8 dias estimada pelo algoritmo MOD16 e pelo modelo hidrológico MGB na bacia do Rio Grande durante o ano de 2001. Pixels pretos correspondem a áreas sem informação, ou seja, constituem-se em pixels classificados como superfície de água no produto MOD12Q1 e que não são considerados no algoritmo MOD16.

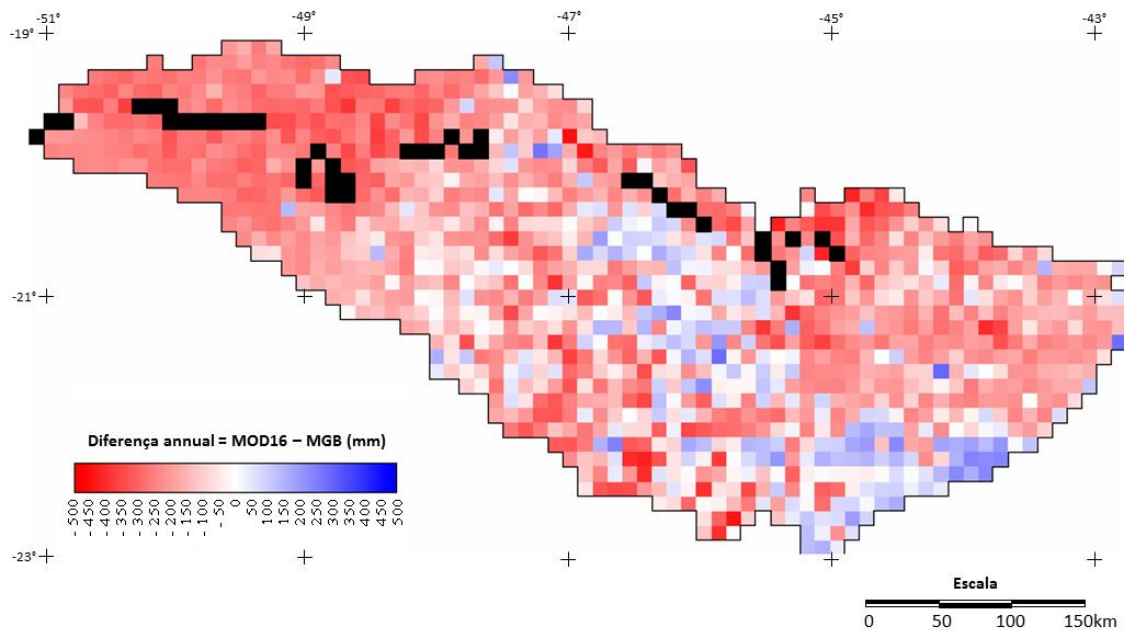


Fig. 4.12. Diferenças pixel-a-pixel entre a ET anual estimada pelo algoritmo MOD16 e pelo modelo hidrológico MGB-IPH (b), para o ano de 2001. Pixels pretos correspondem a áreas sem informação, ou seja, constituem-se em pixels classificados como superfície de água no produto MOD12Q1 e que não são considerados no algoritmo MOD16.

Entretanto salienta-se que as incertezas relacionadas a estimativa da ET anual não podem ser atribuídas apenas ao algoritmo MOD16. Deve-se considerar também as limitações do modelo hidrológico MGB-IPH, que utiliza diversas informações, como LAI, albedo e r_s , baseadas em mapas estáticos de uso e cobertura da terra e que possivelmente não representam de forma realística as variações espaciais e temporais dessas informações.

4.3.4. Possíveis fontes de incertezas no algoritmo MOD16

A obtenção da ET por sensoriamento remoto não ocorre através de medidas diretas, mas é obtida indiretamente a partir de outros produtos de sensoriamento remoto, como T_s , NDVI, EVI ou LAI. Logo, essas estimativas são diretamente dependentes da qualidade dos dados de entrada. Apesar dos dados meteorológicos de reanálise GMAO representarem a variabilidade climática anual e inter-anual de maneira eficiente (Bloom et al., 2000), a resolução espacial dos dados de ~ 110 km é demasiadamente baixa quando comparada a resolução de saída do algoritmo MOD16 de 1 km. Porém a principal vantagem destas séries de

reanálise está em se tratar de períodos de dados razoavelmente longos e sem falhas para qualquer ponto do planeta.

Em relação aos dados de entrada baseados em sensoriamento remoto, dois produtos podem inserir erros significativos, mesmo que os dados meteorológicos apresentem elevada acurácia: a classificação anual de uso e cobertura da terra (MOD12Q1) e o LAI (MOD15A2). O produto MOD12Q1 disponibiliza a classificação anual de uso e cobertura da terra a partir da classificação primária do *International Geosphere-Biosphere Program* (IGBP) em 14 diferentes biomas (Belward et al., 1999). O algoritmo de estrutura de árvore de decisão aliado a métricas estatísticas e treinamento automatizado (Freund, 1995) utiliza 1860 amostras de alta resolução espacial baseadas em dados dos sensores Landsat TM e ETM. A partir dessas amostras são analisados produtos de reflectância de superfície com ajuste bidirecional (MOD43B1 e MOD43B4 BRDF/NBAR), índice de vegetação EVI (MOD13A2), temperatura de superfície (MOD11A2) e textura de superfície (MODAGTEX) (Muchoney et al., 1999). O produto disponibiliza a classificação anual de uso e cobertura da terra em 14 diferentes biomas. A coleção 4 do produto MOD12Q1 apresenta dados de 1km de resolução espacial e acurácia estimada entre 70 e 85% em escalas continentais e variações entre 52 e 90% nas classes individuais (Friedl,2010).

O produto MOD15A2 é estimado com base em informações espectrais diárias agregadas da reflectância de superfície (bandas 1 a 7) e a correspondente geometria de visada solar (Wang et al., 2004). O produto MOD12Q1 também é utilizado na estimativa do LAI, porém este é simplificado em 6 biomas. A partir dos diferentes biomas, o algoritmo de estimativa do LAI recupera determinados parâmetros que são aplicados em técnicas de inversão do modelo de transferência radiativa (Myneni et al., 2002).

As imprecisões na classificação de uso e cobertura da terra implicam na utilização incorreta dos parâmetros de T_{\min} e do VPD utilizados na determinação da abertura e

fechamento dos estômatos para o cálculo de C_s e C_c , o que acarreta em estimativas de transpiração das plantas menos precisas, uma vez que essas condições podem resultar em elevados erros de estimativa da ET. Erros de classificação dos biomas no produto MOD12Q1 também podem resultar em inaccurácias no LAI. Além disso, alguns problemas associados ao algoritmo e aos dados de entrada também são perceptíveis. Parâmetros biofísicos usados no algoritmo são constantes para o mesmo bioma, entretanto cada bioma apresenta diferenças fenológicas significativas, o que pode acarretar em diferenças expressivas entre as condições reais verificadas em campo e os parâmetros usados no algoritmo (Turner et al., 2003).

Apesar das incertezas verificadas nos dados do sensor MODIS e que são utilizados como entrada do algoritmo MOD16, as inaccurácias do algoritmo talvez também possam estar associadas a: (i) dados de reanálise GMAO, que estão validados para escala global, porém necessitam de análises mais criteriosas quando utilizados em escalas regionais; (ii) reamostragem de 110 km para 1 km de resolução espacial dos dados de reanálise, (iii) incertezas no preenchimento de falhas dos dados de sensoriamento remoto, e, (iv) incertezas nos dados observados a partir do sistema EC e na determinação do *footprint* da torre para comparação com a janela de 3 x 3 pixels dos dados MOD16.

4.4. Considerações Finais

A implementação de um algoritmo de estimativa de ET global representa um grande desafio, principalmente por que este precisa ser simples o suficiente para uma fácil obtenção dos dados a nível global, e, ao mesmo tempo, o algoritmo também precisa ser complexo o bastante para capturar os processos de transferência de massa e energia em todos os biomas da superfície terrestre. Os maiores desafios encontram-se na estimativa C_s e C_c , o que determina a transpiração das plantas, sendo fortemente condicionada a parametrizações baseadas nas classificações de uso e cobertura da terra.

Entre as principais conclusões obtidas a partir deste estudo, pode-se destacar que:

- (i) Os resultados da ET estimada pelo MOD16 apresentam maior acurácia durante a estação seca, enquanto que os maiores erros foram verificados na estação chuvosa, tanto nos sítios de monitoramento USE e PDG quanto na escala de bacia hidrográfica.
- (ii) O MOD16 superestimou a ET no sítio PDG nas diversas escalas temporais analisadas, principalmente em função de erro na classificação de uso e cobertura da terra. O sítio, correspondente a uma área mista de SV e WL, foi classificado como EBF, o que acarretou em superestimativas do LAI e consequentemente em elevados valores de C_c e C_s , fazendo com que praticamente toda R_s fosse convertida em ET.
- (iii) A partir do ajuste de classificação de uso e cobertura da terra no sítio PDG e dos valores do LAI/fPAR, a acurácia das estimativas aumentou significativamente, comprovando a grande influência da classificação de uso e cobertura da terra e da parametrização BPLUT nos resultados finais do algoritmo. Observa-se assim que a utilização de parâmetros incorretos introduz erros significativamente elevados nas estimativas de ET do algoritmo MOD16.
- (iv) O algoritmo apresenta maior acurácia quando a classificação de uso e cobertura da terra do produto MOD12Q1 está correta, como é o caso do sítio USE. Não há subestimativa ou superestimativa a longo prazo. Nesse caso, a acurácia das estimativas está diretamente relacionada à qualidade do LAI/fPAR e e_a , que exerce o controle do estresse hídrico, em função da forte sazonalidade hídrica da área de estudo.
- (v) Na escala de bacia hidrográfica, o algoritmo MOD16 apresenta forte correlação espacial pixel-a-pixel com o MGB-IPH, porém verificou-se que o MOD16 subestima a ET na estação chuvosa, o que acarreta em uma subestimativa da ET

anual em aproximadamente 21%. As inacurácias das estimativas do MOD16 provavelmente estão relacionadas aos dados de entrada do algoritmo, tais como LAI e classificação de uso e cobertura da terra. Subestimativas do LAI em áreas agrícolas e campos talvez resultem subestimativas da ET.

- (vi) As estimativas de ET apresentam melhores resultados a longo prazo, em escalas mensais ou anuais e em grandes áreas, tais como bacias hidrográficas.

Entretanto, alguns questionamentos ainda permanecem e poderiam ser respondidos em estudos complementares, tais como: Qual a acurácia dos resultados do algoritmo MOD16 em séries temporais, considerando-se por exemplo o período 2000-2009 de dados MOD16 disponíveis? É possível confiar na variabilidade anual e inter-anual das estimativas de ET para o monitoramento de secas ou anomalias climáticas? Qual a influência dos dados de uso e cobertura da terra na escala de bacia hidrográfica, utilizando-se por exemplo uma classificação regional ao invés de uma classificação global? Qual a acurácia e a influência dos dados de reanálise GMAO nos resultados obtidos a partir do algoritmo MOD16?

Apesar de algumas incertezas quanto às classificações de uso e cobertura da terra, observa-se que os resultados obtidos indicam que o algoritmo MOD16 apresenta um grande potencial no mapeamento e monitoramento da ET em diversas escalas temporais. Finalmente, a validação e comparação dos resultados com outros modelos e dados observados em campo podem comprovar a importância dos modelos de estimativa de fluxos de energia e ET baseados em sensoriamento remoto, tornando-os consistentes e permitindo uma contínua integração com modelos climáticos e hidrológicos de escalas regionais e globais.

5. MODELAGEM DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ÁREAS DE FLORESTA TROPICAL AMAZÔNICA

Anderson L Ruhoff; Luiz EOC Aragao; Walter Collischonn; Humberto R Rocha; Yadvinder S Malhi; Qiaozhen Mu; Steve Running. Assessing evapotranspiration estimates from the MOD16 Project in the Amazon tropical rainforest. *Journal of Hydrology*. (In preparation).

5.1. Resumo

Os biomas tropicais representam as maiores fontes de evapotranspiração e exercem um importante papel no controle do processo de circulação atmosférica e ciclo hidrológico globais. Neste estudo objetivou-se avaliar a acurácia do algoritmo MOD16 em diferentes transectos de usos e coberturas da terra na Bacia Amazônica. Para áreas de floresta tropical, o controle da variância da evapotranspiração foi exercido principalmente pela radiação incidente, enquanto que em sítios com distúrbios antrópicos, como áreas agrícolas e desmatamento, esse controle foi exercido pelo índice de área foliar e temperatura do ar. Observou-se também que a utilização de parâmetros incorretos em função do uso e cobertura da terra introduz erros significativamente elevados nas estimativas de ET do algoritmo MOD16. As médias diárias de 8 dias são consistentes com os resultados observados por covariância de vórtices turbulentos, com erros médios quadráticos que variam entre 0,87 e 1,53 mm dia⁻¹ em áreas de florestas tropicais, entre 1,16 e 2,30 mm dia⁻¹ em áreas agrícolas e 1,16 mm dia⁻¹ em áreas de inundação sazonal. As estimativas médias mensais apresentam erros entre 18 e 22% em áreas de florestas tropicais, 20% em áreas de inundação sazonal e 33% em áreas agrícolas. As estimativas anuais apresentam variações entre 2,5 e 13% em comparação aos dados observados. Em relação ao fechamento do balanço hídrico para o período 2000-2006 obteve-se uma diferença média de 11,1%, o que corresponde a 118 mm ano⁻¹, entre a evapotranspiração anual estimada pelo MOD16 e a obtida a partir do balanço hídrico, considerando a precipitação estimada pelo sensor TRMM e a vazão do Rio Amazonas medida em Óbidos, a 900 km da foz da bacia. A evapotranspiração média anual obtida foi de 1.187 mm.

Palavras-Chave

Amazônia, Fluxos de energia, LBA, MODIS, Vapor d'água.

5.2. Introdução

A Bacia do rio Amazonas cobre uma área de $6,2 \times 10^6 \text{ km}^2$ e contém o maior rio do mundo, com uma descarga aproximada de $6 \times 10^{12} \text{ m}^3 \text{ ano}^{-1}$ (Salati e Vose, 1984), o que representa aproximadamente 20% da descarga mundial de água doce nos oceanos (Davidson e Artaxo, 2004). A cobertura natural da Bacia Amazônica corresponde principalmente a florestas pluviais tropicais, com dossel densamente fechado, entretanto partes significativas da bacia também são cobertas por áreas de cerrado. As trocas de energia e umidade nesse complexo sistema floresta-rio exercem um papel importante no processo de circulação global, atuando como fonte e sumidouro de dióxido de carbono (CO_2) (Richey et al., 2002) e gases-traço como óxido nitroso (N_2O), metano (CH_4) e carbono orgânico (C) (Keller et al., 1997).

As taxas atuais de desflorestamento correspondem a $6.500 \text{ km}^2 \text{ ano}^{-1}$, porém variaram entre 11.000 e $29.000 \text{ km}^2 \text{ ano}^{-1}$ ao longo das últimas décadas (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2011). Modelos indicam que o extensivo processo de desflorestamento poderá causar alterações no processo de precipitação (PPT) com consequências sobre o clima regional e global (Werth e Avissar, 2002; Marengo e Nobre, 2001). A PPT média anual varia entre 1.350 e $1.570 \text{ mm ano}^{-1}$ enquanto 63 a 73% desse volume retorna a atmosfera através do processo de evaporação de superfícies líquidas e transpiração das plantas (Marengo e Nobre, 2001).

Estimativas anteriores obtidas a partir de modelos de simulação indicam que a evapotranspiração (ET) na Bacia Amazônica varia entre um intervalo de $2,7$ a $5,2 \text{ mm dia}^{-1}$, com média de $3,9 \text{ mm dia}^{-1}$, enquanto que, a partir de observações em campo, obteve-se valores entre $3,1 \text{ mm dia}^{-1}$ (Hutyra et al., 2007), $3,4 \text{ mm dia}^{-1}$ (von Randow et al., 2004), $3,5 \text{ mm dia}^{-1}$ (Rocha et al., 2004) e $3,9 \text{ mm dia}^{-1}$ (Shuttleworth, 1989). Os padrões sazonais dos fluxos de energia e radiação variam significativamente ao longo da Bacia Amazônica. Em áreas sob influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) ($0 - 4^\circ\text{S}$), os máximos dos fluxos de calor latente (LE) ocorrem durante a estação seca, fortemente controlados pelo saldo de

radiação (R_n), enquanto que ao sul da Bacia Amazônica (10°S), esses processos variam de acordo com a PPT, umidade do solo (W) e muito provavelmente com variações nos índices de vegetação (Rocha et al., 2009). Nesse contexto, estimativas precisas de ET são essenciais para entender potenciais alterações no ciclo hidrológico em escala regional e global a partir de diferentes cenários de mudanças climáticas (Teuling et al., 2009), além de reduzir significativamente as incertezas na modelagem do balanço hídrico global nessa área e melhorar a qualidade das informações usadas nessas aplicações.

A modelagem da ET em escalas continentais e globais a partir de dados de sensoriamento remoto é afetada por duas restrições (Cleugh et al., 2007). A primeira refere-se as quantificações desses fluxos, que ocorrem de maneira indireta a partir da utilização de modelos e algoritmos relacionados a outras variáveis, como temperatura de superfície (T_s), índice de área foliar (LAI), índices de vegetação (EVI ou NDVI), produtividade primária bruta (GPP) e líquida (NPP). A segunda refere-se a estrutura do algoritmo, que precisa ser robusto o suficiente para representar todos os processos biofísicos de uma maneira realística, porém simples, permitindo que este seja implementado em uma escala global. Esse equilíbrio entre acurácia e simplicidade ainda não foi encontrado, porém diversas tentativas estão sendo realizadas (Mu et al., 2011; Vinukollu et al., 2011; Cleugh et al., 2007; Mu et al., 2007a).

O algoritmo MOD16 (Mu et al., 2011) procura combinar dados de sensoriamento remoto com dados meteorológicos de reanálise para estimar a ET global, baseando-se na equação de Penman-Monteith (Monteith, 1965) a partir da qual são calculados a transpiração das plantas e do dossel e a evaporação do solo. A acurácia das estimativas de ET dependem principalmente de dois fatores: (i) do modelo propriamente dito e de sua parametrização e (ii) da acurácia dos dados de entrada desse modelo. Vários estudos analisaram a acurácia da equação de Penman-Monteith adaptada para utilização com dados de sensoriamento remoto (Vinukollu et al., 2011; Ferguson et al., 2010a; Ferguson et al., 2010b; Teixeira, 2010; Fisher et al., 2009; Zhang et al., 2008; Cleugh et al., 2007). Essa equação possibilita uma simulação

robusta para estimar a ET porque (i) combina as principais variáveis que comandam o processo, (ii) fornece restrições de energia sobre a taxa de evaporação, (iii) os fluxos estimados não são sensíveis a apenas uma variável de uma maneira geral (Cleugh et al., 2007). Apesar do forte apelo teórico, a implementação do algoritmo em grandes áreas é restrita em função da necessidade de dados micrometeorológicos, como temperatura do ar (T_a) e resistências superficial (r_s) e aerodinâmica (r_a). Existem diversas metodologias de estimativa de r_s diretamente relacionadas à condutância estomatal (C_s) (Irmak et al., 2008; Kelliher et al., 1995), entretanto esses modelos incluem os efeitos da disponibilidade ou restrição de água no solo e fisiologia estomatal (Tuzet et al., 2003), dificultando sua implementação em escala global. Além das restrições do algoritmo, os dados de entrada também podem introduzir incertezas nos resultados, estando relacionados a acurácia destes ou ainda aos efeitos de escala (McCabe e Wood, 2006) (*i.e.*: a acurácia do modelo SEBS, com a utilização de dados micrometeorológicos obtidos em torres de fluxo, varia entre 5 e 15%, enquanto que com a utilização de dados de reanálise, os erros aumentam significativamente, chegando a 40% (Su et al., 2007,2005)).

O objetivo consiste em avaliar a acurácia sazonal e espacial do algoritmo de estimativa de ET global (MOD16) entre o período 2000-2006 na Bacia do rio Amazonas, com o intuito de contribuir com melhorias que possam ser implementadas futuramente nesse algoritmo. O algoritmo MOD16 procura combinar dados de sensoriamento remoto de moderada resolução espacial com dados meteorológicos de reanálise para estimar a ET em escala global. Como objetivos específicos buscou-se: (i) quantificar a variabilidade espacial e sazonal do processo de ET na Bacia do rio Amazonas em diferentes escalas temporais; (ii) analisar a acurácia do algoritmo em diferentes usos e coberturas da terra, como florestas pluviais tropicais, florestas de inundação sazonal, florestas com desflorestamento seletivo, áreas desmatadas e áreas agrícolas (pastagens e culturas de arroz não-irrigado e soja); (iii) avaliar a influência dos dados

meteorológicos de reanálise de entrada do algoritmo nos resultados finais do algoritmo. Para atingir os objetivos propostos as seguintes etapas foram desenvolvidas:

- 1) analisou-se a acurácia dos dados meteorológicos de reanálise GMAO interpolados para resolução espacial de 1 km quando comparados com dados observados nas torres de monitoramento micrometeorológico;
- 2) analisou-se a acurácia dos resultados da aplicação do algoritmo MOD16 quando comparados com dados observados pelo sistema de vórtices turbulentos (EC);
- 3) comparou-se a ET anual estimada para toda Bacia do rio Amazonas com a ET_{BH} , obtida a partir do fechamento do balanço hídrico, considerando-se a PPT obtida do sensor TRMM e a vazão (Q) do rio Amazonas próxima ao delta estuarino do rio Amazonas (Óbidos);
- 4) calculou-se a correlação entre os dados estimados pelo algoritmo MOD16 com os dados de entrada e os resíduos para entender o controle da variância da ET no algoritmo;
- 5) analisou-se a variabilidade espacial das anomalias sazonais de ET entre o período de 2000 a 2006, especificamente durante o ano de 2005 no qual a região foi afetada por um evento extremo (seca) de grande magnitude.

5.3. Materiais e Métodos

5.3.1. Descrição do algoritmo MOD16

O algoritmo de estimativa da ET global desenvolvido por [Mu et al. \(2011\)](#) foi adaptado de [Cleugh et al. \(2007\)](#) a partir da utilização da equação de Penman-Monteith ([Monteith, 1965](#)) com dados ópticos do sensor MODIS ([Justice et al., 2002](#)) e dados meteorológicos de reanálise. Os dados de sensoriamento remoto incluem classificação de uso e cobertura da terra ([Friedl et al., 2002](#)), LAI e fração de radiação fotossinteticamente ativa (fPAR) ([Myneni et](#)

al., 2002) e albedo (Jin et al., 2003a,b; Lucht et al., 2000; Salomon et al., 2006; Schaaf et al., 2002), enquanto que os dados meteorológicos incluem radiação solar incidente (R_s : MJ dia⁻¹), temperatura média do ar (T_{avg} : °C), temperatura média do ar durante o dia (T_{day_avg} : °C), temperatura mínima do ar (T_{min} : °C) e pressão do vapor d'água (e_a : kPa) do projeto GMAO (Global Modeling and Assimilation Office, 2004). Os dados originais de reanálise, disponibilizados com resolução espacial de 1,0°x1,25° foram interpolados para resolução de 1 km com base em técnicas não-lineares (Zhao et al., 2005) para remover mudanças abruptas e melhorar a acurácia meteorológica. A descrição completa do algoritmo pode ser obtida em Mu et al. (2011) ou ainda, em uma versão resumida, no capítulo 4 (Validação do algoritmo de evapotranspiração global MOD16 em áreas de áreas tropicais de cerrado no Brasil), no item 4.4 (Materiais e Métodos), sub-item 4.4.1 (Algoritmo de evapotranspiração global MOD16).

5.3.2. Sítios de monitoramento de vórtices turbulentos

Os sítios de monitoramento EC utilizados nesse estudo para validar os resultados do algoritmo MOD16 fazem parte do Experimento de Larga-Escala da Biosfera e Atmosfera na Amazônia (LBA) (Davidson & Artaxo, 2004; Keller et al., 2004) e englobam uma ampla gama de usos e cobertura da terra no bioma amazônico (tab. 5.1). O LBA é um programa internacional criado em 1993, pioneiro em estudos de interações entre ecossistemas terrestres e atmosfera, em uma região de grande complexidade humana e natural (Avisar & Nobre, 2002). Os sítios EC foram extensamente descritos (Borma et al., 2009; Hutyra et al., 2007; Goulden et al., 2004; Kruitj et al., 2004; Miller et al., 2004; Rocha et al., 2004; Sakai et al., 2004; von Randow et al., 2004; Saleska et al., 2003; Araújo et al., 2002; Carswell et al., 2002; Malhi et al., 2002) em relação às características ambientais, equipamentos utilizados, procedimentos de medição, preenchimento de falhas e validação dos dados. Oito torres de fluxo instaladas em diferentes transectos do bioma Amazônico (fig. 5.1) cobrindo áreas de floresta pluvial tropical (CAX, K34, K67), planícies de inundação sazonal (BAN), floresta sazonal semi-decidual (RJA), floresta com

desmatamento seletivo (K83), distintos cultivos agrícolas (K77) e pastagens (FNS), foram utilizadas para validar os resultados. Esses transectos apresentam intensas variações nos padrões sazonais de PPT, R_n e nos fluxos de calor sensível (H) e latente (LE).

Tab. 5.1. Sítios de monitoramento de vórtices turbulentos do projeto LBA utilizados neste estudo.

Código	Localização	Latitude (°)	Longitude (°)	Classificação Bioma	Período de Medição	Referência
BAN	Bananal (TO)	-9.824417	-50.159111	Cerrado/Cerradão com inundação sazonal	Out/2003-Dez/2006	Borma et al., 2009
CAX	Caxiaunã (PA)	-1.719720	-51.458890	Floresta tropical latifoliada	Jan/2000-Jul/2003	Carswell et al., 2002
FNS	Rondônia (RO)	-10.761806	-62.357222	Pastagem	Jun/2000-Mar/2004	von Randow et al., 2004
K34	Manaus (AM)	-2.609097	-60.209297	Floresta tropical latifoliada	Jan/2000-Set/2006	Araújo et al., 2002
K67	Tapajós (PA)	-2.856667	-54.958889	Floresta tropical latifoliada	Jun/2002-Jan/2006	Saleska et al., 2003
K77	Tapajós (PA)	-3.011869	-54.536520	Pastagem/Agricultura	Ago/2000-Nov/2005	Sakai et al., 2004
K83	Tapajós (PA)	-3.018029	-54.971435	Floresta tropical de corte seletivo	Jun/2000-Mar/2004	Goulden et al., 2004
RJA	Rondônia (RO)	-10.083194	-61.930903	Floresta sazonal semi-decidual	Jan/2000-Nov/2002	von Randow et al., 2004

Os sítios localizados em áreas de floresta pluvial tropical (K34, K67, K83 e CAX) apresentam dossel bastante fechado, com altura aproximada entre 30 e 40 metros e estação climatologicamente seca, definida por PPT inferior a 100 mm mês^{-1} (Aragão et al., 2007; Saleska et al., 2003; Malhi et al., 2002), de três a quatro meses (agosto a outubro ou novembro) (Rocha et al., 2009), enquanto que em áreas de floresta sazonal semi-decidual (RJA) apresentam dossel fechado com altura de até 35 metros e estação seca de quatro meses (junho a setembro) (von Randow et al., 2004). O sítio localizado em planície de inundação (BAN) está instalado em uma área mista de cerradão (com árvores de até 18 metros e arbustos esparsos), cerrado arbustivo denso (com árvores de até 5 metros) e vegetação rasteira, com estação seca de quatro meses (junho a setembro) e período de inundação de três meses (janeiro a março) (Borma et al., 2009). Entre os sítios instalados em áreas com perturbação antrópica, K83 apresenta a estrutura de vegetação semelhante ao sítio K67, porém submetido a exploração madeireira de corte seletivo de baixo impacto (Goulden et al., 2004). O sítio K77 corresponde a uma área de diversos cultivos agrícolas intercalados (soja e arroz) e pastagens

em meio ao bioma amazônico (Sakai et al., 2004), enquanto o sítio FNS corresponde a uma área desmatada em 1977 coberta por pastagens de baixo porte desde 1991 (Andreae et al., 2002).

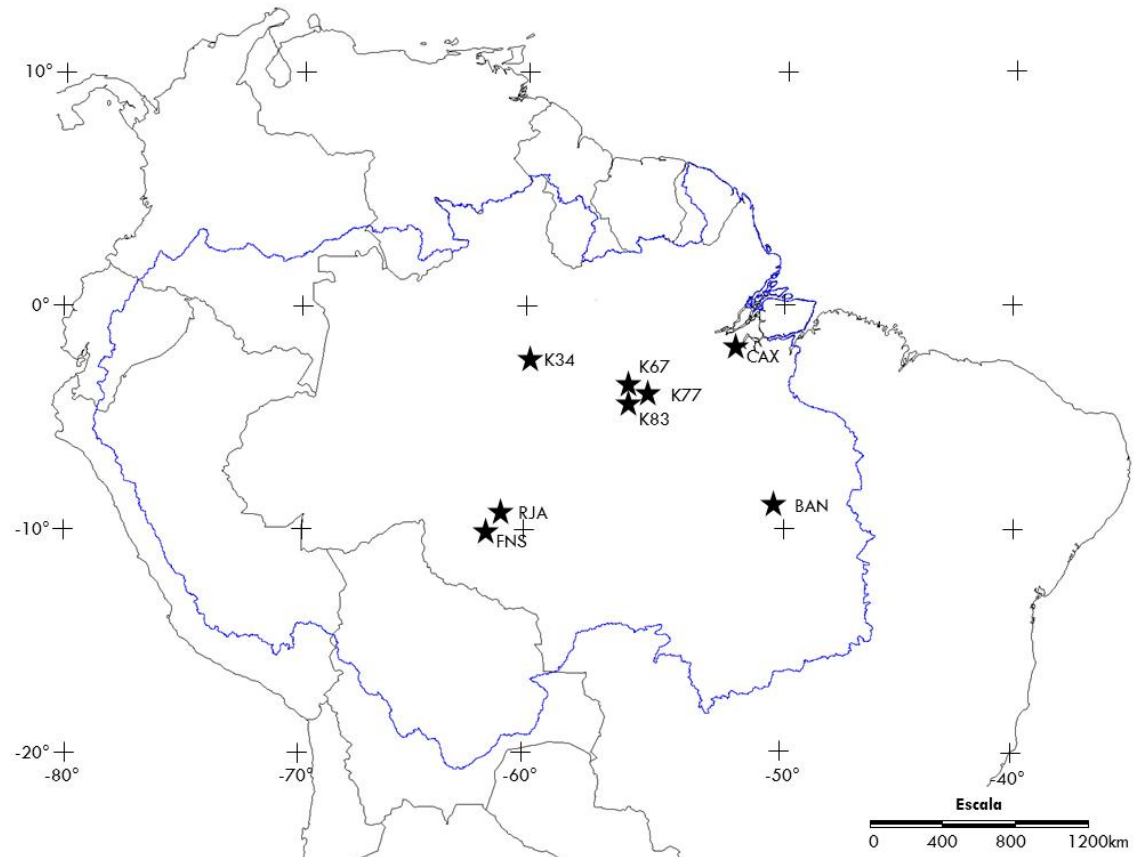


Fig. 5.1. Localização dos sítios de monitoramento micrometeorológico e de vórtices turbulentos (estrelas) instalados em diferentes transectos da Bacia Amazônica (linha azul) na região norte da América do Sul.

O sistema operacional de monitoramento das trocas entre a superfície e a atmosfera inclui medições de energia, temperatura, além das componentes tridimensionais da velocidade do vento acima do dossel (Baldocchi et al., 2001). A coleta automatizada dos fluxos turbulentos acima do dossel ocorreu em alta frequência com médias armazenadas a cada 30 minutos. O método EC foi utilizado para quantificar os fluxos verticais escalares entre o ecossistema e a atmosfera a partir da covariância entre a velocidade do vento e as flutuações escalares (Baldocchi et al., 2001; Shuttleworth et al., 1984). Além dos fluxos turbulentos de H e

LE, também foram obtidas variáveis meteorológicas como R_s , R_n , PPT, fluxo de calor no solo (G), déficit de pressão do vapor d'água (VPD), temperatura do ar (T_a), entre outras.

O balanço de energia ($R_n - G = H + LE$) nos sítios do projeto LBA apresenta um fechamento de 70-80%, sendo que a parte de 20-30% restante não está completamente entendida, principalmente por erros sistemáticos associados à amostragem das áreas-fonte, não correspondendo o *footprint* dos fluxos turbulentos com os sensores que medem as outras componentes da energia disponível (Hasler & Avissar, 2007; Malhi et al., 2002). Outros fatores e tendências sistemáticas nos instrumentos, fontes de energia não consideradas no processo (armazenamento do ar, na biomassa e/ou corpos aquáticos) podem estar relacionados às incertezas no fechamento do balanço de energia, além de possível advecção horizontal ou vertical de calor e vapor de água e perdas na alta e baixa frequência dos fluxos turbulentos (Wilson et al., 2002).

As medições dos fluxos turbulentos e meteorológicos geralmente abrangem o período entre 2000 e 2006, podendo ocorrer algumas variações temporais no período de medição entre os sítios (tab. 5.1). Apenas foram selecionados dados diários com período de falhas inferior a 15% nas medições de 30 minutos ($n \geq 40$). Os dados armazenados em médias de 30 minutos foram integrados em períodos diários, mensais e anuais. Inicialmente converteu-se LE medido pelo sistema EC a cada 30 minutos (LE_{30min} : $W m^{-2}$) para ET de 30 minutos (ET_{30min} : $mm h^{-1}$) (eq. 5.1). Posteriormente, determinou-se a ET diária. Para dados diários sem falhas ($n=48$), a ET diária (ET_{dia} : $mm dia^{-1}$) foi calculada a partir da integração da ET_{30min} (eq. 5.2), enquanto que para dias com falhas ($40 \leq n \leq 48$) utilizou-se a média diária de ET_{30min} (eq. 5.3). Para os casos em que o período diário de falhas foi superior a 15%, o valor não foi considerado.

$$ET_{30min} = \frac{LE_{30min} * 3600}{\lambda} \quad (5.1)$$

$$ET_{dia} = \sum \frac{ET_{30min}}{2} \quad \text{para } n=48 \quad (5.2)$$

$$ET_{30\text{min}} = \frac{\sum ET_{30\text{min}} * 48}{n} \quad \text{para } 40 < n < 48 \quad (5.3)$$

onde λ corresponde ao calor latente de vaporização da água (MJ kg^{-1}) (Shuttleworth, 1993) e n corresponde ao número de observações de 30 minutos ao longo do dia.

5.3.3. Dados de precipitação TRMM e vazão no fechamento do balanço hídrico

Para verificar o fechamento anual do balanço hídrico (eq. 5.4) entre o período de 2000 a 2006 na Bacia do rio Amazonas utilizou-se dados de PPT do sensor *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) produto 3B42 coleção 6 (National Aeronautics and Space Administration, 2011a; Huffman et al., 2007; Huffman et al., 1995), compilados de National Aeronautics and Space Administration (2011b), além de dados de vazão diária do Rio Amazonas em Óbidos (Agência Nacional de Águas, 2011).

$$ET_{\text{BH}} = PPT_{\text{TRMM_ano}} - Q_{\text{ANA_ano}} \quad (5.4)$$

onde ET_{BH} corresponde a ET anual estimada em função do balanço hídrico (mm), $PPT_{\text{TRMM_ano}}$ corresponde a precipitação anual da bacia do rio Amazonas obtida a partir do produto TRMM 3B42 (mm) e $Q_{\text{ANA_ano}}$ corresponde a vazão anual do rio Amazonas obtida na estação de Óbidos (mm). O produto TRMM 3B42 integra informações de microondas e infravermelho do sensor TRMM para estimativa de PPT com resolução espacial de $0,25^\circ$ e resolução temporal de 3 horas integrados em valores mensais e ajustados a partir de outros sensores como (i) Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I), (ii) Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS (AMSR-E), (iii) Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU), integrando o projeto TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA) (Huffman et al., 2007). A estação fluviométrica em Óbidos, código 17050001, localizada em $1,9^\circ$ de latitude Sul e $55,5^\circ$ de longitude Oeste no município de Óbidos, está a aproximadamente 900 km do delta estuarino do rio Amazonas e é considerada para efeitos práticos nesse estudo como o exutório da bacia. Para conversão da

média anual da vazão diária (Q_{ANA_dia} : $m^3 s^{-1}$) para vazão anual (Q_{ANA_ano} : mm) (eq. 5.5), utilizou-se um fator de conversão de acordo com a área da bacia (A : km^2) (Tucci, 2002).

$$Q_{ANA_ano} = \frac{1000*365*86400*Q_{ANA_dia}}{A*10^6} \quad (5.5)$$

5.3.4. Análise dos dados de entrada e do algoritmo

Para avaliar a acurácia do MOD16 calculou-se os coeficientes de correlação (r) e determinação (r^2), o erro médio quadrático (RMSE) e o erro médio absoluto (MAE) entre os dados estimados pelo algoritmo e observados nos sítios de monitoramento de vórtices turbulentos. r indica a associação linear entre duas variáveis, enquanto r^2 avalia o quanto o modelo reflete a variância nos dados observados. O RMSE fornece uma medida da acurácia do modelo através da diferença quadrática entre os dados estimados e observados, enquanto o MAE fornece um valor médio dos erros absolutos, indicando possíveis tendências de subestimativas ou superestimativas (Wilks, 2006). Para o teste de hipótese, utilizou-se o teste t-Student bilateral a um nível de significância $\alpha=0,05$, tendo como critério de decisão de rejeição da hipótese nula (H_0) o método do valor- p . Também utilizou-se o coeficiente de Taylor (*Taylor skill score*) para analisar a performance do modelo (eq. 5.6) (Taylor, 2001) para excluir efeitos de *outliers* e da linearidade de r^2 .

$$S = \frac{4*(1+r)}{\left(\hat{\sigma} + \frac{1}{\hat{\sigma}}\right)^2 * (1+r_o)} \quad (5.6)$$

onde S corresponde ao coeficiente de Taylor, r corresponde ao coeficiente de correlação, r_o corresponde ao coeficiente de correlação teórico máximo e $\hat{\sigma}$ corresponde ao desvio-padrão da ET estimada normalizado pelo desvio-padrão da ET observada.

Para entender o controle da variância da ET no algoritmo utilizou-se análise multivariada de componentes principais (PCA) (Wilks, 1995). O método procura encontrar um novo conjunto de variáveis que retenham o máximo de variância, através de uma combinação linear

dos dados originais. A estimativa das componentes principais é desenvolvida através da informação contida na matriz de covariância dos dados, a partir da obtenção dos autovetores que representam os pesos de cada uma das variáveis em cada componente e os autovalores que representam a contribuição relativa de cada componente para explicar a variação total dos dados.

As anomalias ($ANOMALIAS_t$) de PPT e ET em um intervalo de tempo t , com base nos dados TRMM e MOD16, respectivamente, foram calculadas para cada pixel a partir da média (\bar{x}) da série temporal normalizada pelo desvio-padrão ($\bar{\sigma}$) dessa série (**eq. 5.7**).

$$ANOMALIA_t = \frac{x_t - \bar{x}}{\bar{\sigma}} \quad (5.7)$$

onde x_t corresponde ao valor da série em um intervalo de tempo t (considerou-se a série de dados entre 2000-2006). Optou-se por determinar as anomalias anuais e também trimestrais para analisar o desempenho do algoritmo MOD16 durante a forte seca experimentada pela Bacia Amazônica nos meses julho-setembro (JAS) de 2005 (Lewis et al., 2011; Phillips et al., 2009; Saleska et al., 2007). Considerando o exutório da Bacia Amazônica na estação fluviométrica de Óbidos, determinou-se PPT e ET média para toda bacia em função da área desse exutório (equivalente a $5.56 \times 10^6 \text{ km}^2$). A sazonalidade hídrica foi baseada apenas em PPT (Saleska et al., 2003), porém é importante salientar que essa condição pode ser imprecisa, uma vez que não foram consideradas outras variáveis importantes, como umidade do solo, redistribuição hidráulica, profundidade das raízes e uso eficiente da água pelas plantas.

5.4. Resultados e Discussões

5.4.1. Avaliação da acurácia dos dados de reanálise GMAO

Para avaliar a acurácia dos dados meteorológicos de reanálise em relação aos diferentes sítios de monitoramento, selecionou-se aleatoriamente uma série temporal com um ano de

duração, entre 2000 e 2006, estabelecendo-se um limite máximo de falhas de 25% dos dados disponíveis. A **tab. 5.2** apresenta a relação entre os dados observados nas torres micrometeorológicas do Programa LBA e os dados de reanálise GMAO. Não foi possível estimar a acurácia no sítio CAX em função do grande número de falhas nessa série temporal.

O RMSE dos dados de reanálise de temperatura do ar (T_{\min} , T_{avg} e $T_{\text{day_avg}}$) varia entre 0,88 e 2,71°C em relação aos dados observados nas torres micrometeorológicas. T_{avg} e $T_{\text{day_avg}}$ apresentam correlações moderadas a altas ($r=0,53-0,72$; $p<0,05$), superiores às correlações de T_{\min} ($r=0,15-0,63$; $p<0,05$), porém com RMSE mais elevado, entre 0,82 e 2,71°C para T_{avg} e entre 1,01 e 2,06°C para $T_{\text{day_avg}}$, em comparação com T_{\min} , que apresenta RMSE entre 0,88 e 1,78°C. Também observou-se que o MAE é predominantemente negativo, indicando tendência de subestimativa nos dados de reanálise, nos sítios localizados nas latitudes 0–3°S (K34, K67, K77 e K83), com variações entre -1,63 e 0,53°C, tanto para T_{\min} , quanto T_{avg} e $T_{\text{day_avg}}$. Os sítios localizados à aproximadamente 10°S (BAN, FNS e RJ) apresentam MAE positivo, indicando superestimativa dos dados de reanálise (com variações entre 0,06 e 2,54°C).

Predominantemente e_a é subestimado em relação aos dados observados nas torres micrometeorológicas, com MAE entre -0,92 e 0,21 kPa. Os sítios localizados em latitudes 10°S (BAN, FNS e RJ) apresentam altas correlações ($r=0,82-0,83$; $p<0,05$), porém com baixa acurácia, com RMSE entre 0,36 e 0,92 kPa. Os resultados são inversos nos sítios localizados nas latitudes 0–3°S (K34, K67, K77 e K83), com correlações baixas a moderadas ($r=0,33-0,49$; $p<0,05$), entretanto a acurácia é maior, com RMSE entre 0,14 e 0,26 kPa.

O RMSE na avaliação de R_s varia entre 35,20 e 51,16 W m⁻², com MAE negativo nos sítios BAN, K34, K67, K77 e K83 (entre -27,66 e -2,43 W m⁻²) e positivo nos sítios FNS e RJ (9,48 e 9,90 W m⁻², respectivamente). As correlações entre R_s estimada a partir dos dados de reanálise GMAO e observadas nas torres micrometeorológicas são moderadas ($r=0,44-0,65$; $p<0,05$).

Os sítios RJA e FNS apresentaram as menores acurácias entre os sítios analisados, com MAE entre -0,63 e -0,92 kPa, respectivamente. Elevados RMSE e MAE verificados em t_{avg} e e_a nesses sítios podem introduzir incertezas na estimativa de e_e e VPD, principal variável de representação do estresse hídrico no algoritmo MOD16. As diferenças observadas entre os dados de reanálise e observados nas torres micrometeorológicas podem ser atribuídas às representações do algoritmo e parametrizações dos processos nos dados de reanálise, o que inclui a heterogeneidade espacial da meteorologia de superfície na escala sub-grade, além da baixa resolução espacial dos dados GMAO (~110 km) quando comparada à área de abrangência das torres de monitoramento micrometeorológico (~1 km²).

5.4.2. Validação dos resultados de 8 dias do algoritmo MOD16

A **fig. 5.2** apresenta a variabilidade sazonal da ET média de 8 dias estimada pelo MOD16 e observada nas torres de fluxo instaladas em diferentes fisionomias do bioma amazônico. Os quatro sítios instalados em áreas de florestas pluviais tropicais (K34, K67, K83 e CAX), estão classificados como florestas pluviais tropicais na classificação MODIS IGBP MOD12Q1, o que representa a correta utilização dos parâmetros de controle de abertura e fechamento dos estômatos na estimativa da transpiração do dossel. Nesses sítios, a ET média de 8 dias estimada pelo MOD16 foi de $3,28 \pm 0,92$ mm dia⁻¹ enquanto a ET observada foi de $3,32 \pm 0,81$ mm dia⁻¹ (n=554). No sítio K34 (n=197), o RMSE entre as duas série foi de 0,97 mm dia⁻¹ enquanto o MAE foi de 0,47 mm dia⁻¹. No sítio K67, (n=168) o RMSE entre as duas série foi 0,87 mm dia⁻¹ enquanto o MAE foi de -0,02 mm dia⁻¹. No sítio CAX, (n=54) o RMSE entre as duas série foi 1,39 mm dia⁻¹ enquanto o bias médio é de -0,30 mm dia⁻¹. No sítio K83 (n=135), que apresenta um desmatamento seletivo de baixo impacto, obteve-se RMSE de 1,16 mm dia⁻¹ e MAE de -0,38 mm dia⁻¹. Apesar das séries temporais apresentarem média e desvio-padrão bastante próximos, a correlação (r) entre os dados estimados e observados pode ser classificados apenas como moderada ou baixa ($r=0,48$ ($p<0,05$) no sítio K34, $r=0,44$ ($p<0,05$) no

sítio K67, $r=0,23$ ($p<0,05$), no sítio K83 e $r=0,15$ ($p>0,05$) no sítio CAX. Os sítios com menor r (K83 e CAX) apresentam maior RMSE. No sítio K67, observa-se que o MOD16 subestimou a ET durante a estação chuvosa em $0,38 \text{ mm dia}^{-1}$ e superestimou a ET durante a estação seca em $0,70 \text{ mm dia}^{-1}$. No sítio K83, durante a estação chuvosa essa subestimativa foi de $0,94 \text{ mm dia}^{-1}$ e durante a estação seca a superestimativa foi de $0,41 \text{ mm dia}^{-1}$.

Tab. 5.2. Estatísticas de comparação entre os dados observados nas torres micrometeorológicas do Programa LBA e os dados de reanálise GMAO utilizados no algoritmo MOD16.

Sítio	Variável	RMSE	MAE	r
BAN	T_{\min} (°C)	1,56	0,06	0,15
	T_{avg} (°C)	1,60	0,97	0,60
	$T_{\text{day_avg}}$ (°C)	1,54	0,11	0,55
	e_a (kPa)	0,36	-0,14	0,83
	R_s (W m^{-2})	35,20	-2,43	0,50
FNS	T_{\min} (°C)	1,78	1,41	0,55
	T_{avg} (°C)	2,71	2,64	0,55
	$T_{\text{day_avg}}$ (°C)	2,06	1,77	0,66
	e_a (kPa)	0,63	-0,63	0,82
	R_s (W m^{-2})	38,39	9,48	0,44
K34	T_{\min} (°C)	0,88	-0,05	0,30
	T_{avg} (°C)	0,97	0,05	0,53
	$T_{\text{day_avg}}$ (°C)	1,55	-1,13	0,46
	e_a (kPa)	0,20	-0,10	0,33
	R_s (W m^{-2})	38,00	-15,00	0,65
K67	T_{\min} (°C)	0,95	-0,16	0,07
	T_{avg} (°C)	0,82	0,53	0,54
	$T_{\text{day_avg}}$ (°C)	1,01	-0,16	0,52
	e_a (kPa)	0,15	-0,10	0,19
	R_s (W m^{-2})	--	--	--
K77	T_{\min} (°C)	0,91	-0,15	0,34
	T_{avg} (°C)	0,88	-0,25	0,71
	$T_{\text{day_avg}}$ (°C)	2,01	-1,87	0,72
	e_a (kPa)	0,14	-0,13	0,49
	R_s (W m^{-2})	47,23	-27,66	0,53
K83	T_{\min} (°C)	1,78	-1,63	0,33
	T_{avg} (°C)	1,35	-0,95	0,65
	$T_{\text{day_avg}}$ (°C)	1,79	-1,35	0,62
	e_a (kPa)	0,26	0,21	0,35
	R_s (W m^{-2})	51,16	-17,78	0,47
RJA	T_{\min} (°C)	1,01	0,38	0,63
	T_{avg} (°C)	1,75	2,01	0,66
	$T_{\text{day_avg}}$ (°C)	2,03	1,86	0,61
	e_a (kPa)	0,92	-0,92	0,83
	R_s (W m^{-2})	36,69	9,9	0,46

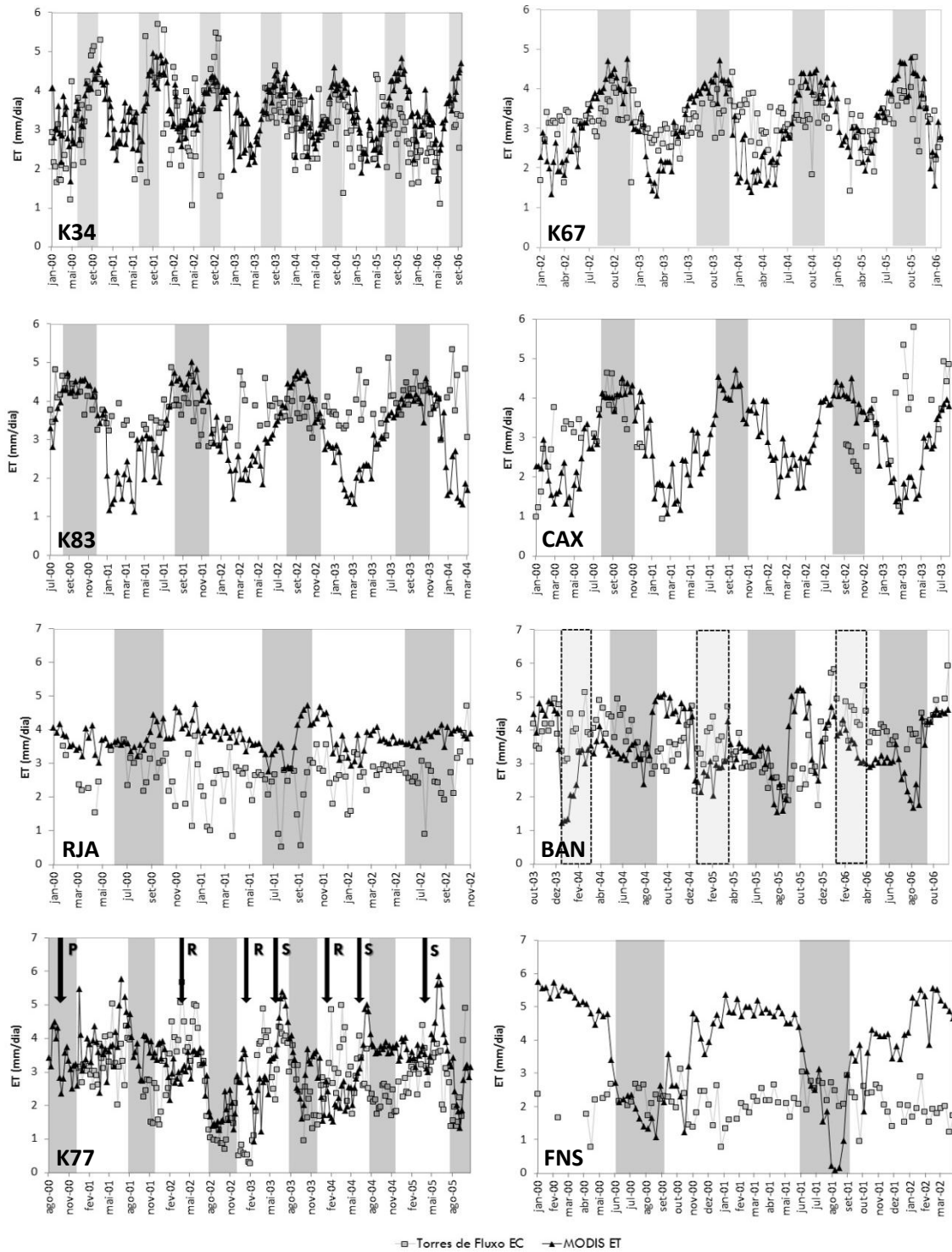


Fig. 5.2. Variabilidade sazonal da ET diária (média de 8 dias) estimada pelo algoritmo MOD16 e observada por torres de fluxos do Programa LBA. O sítio K77 apresenta rotação de culturas agrícolas, com pastagens (P), arroz não-irrigado (R) e soja (S). A área sombreada corresponde a estação climática seca, definida por $PPT < ET$, enquanto a área pontilhada no sítio BAN corresponde ao período de inundação sazonal.

O sítio RJA, instalado em uma área de floresta semi-decidual, está classificado como floresta pluvial tropical na classificação MODIS IGBP produto MOD12Q1, o que implica na

utilização parcialmente incorreta dos parâmetros referentes aos biomas no controle de abertura e fechamento dos estômatos. Nesse sítio (n=114), a ET média de 8 dias observada foi de $2,60 \pm 0,72$ mm dia⁻¹, enquanto a ET estimada pelo MOD16 foi de $3,77 \pm 0,40$ mm dia⁻¹. Obteve-se $r=0,07$ ($p<0,05$), com RMSE de $1,53$ mm dia⁻¹ e MAE de $1,18$ mm dia⁻¹.

O sítio BAN, instalado em uma área de transição entre florestas pluviais tropicais do bioma amazônico e áreas do bioma cerrado, caracteriza-se como uma área mista de cerradão, cerrado arbustivo denso e vegetação rasteira, sendo classificado no MODIS IGBP MOD12Q1 como floresta pluvial tropical. Nesse sítio (n=136), a ET média de 8 dias observada foi de $3,73 \pm 0,81$ mm dia⁻¹, enquanto que para a ET estimada obteve-se $3,50 \pm 0,94$ mm dia⁻¹. Obteve-se $r=0,21$ ($p<0,05$), com RMSE de $1,16$ mm dia⁻¹ e MAE de $-0,21$ mm dia⁻¹. Verificou-se que o algoritmo MOD16 subestimou em $0,99$ mm dia⁻¹ a ET observada durante o período de inundação e superestimou em $0,31$ mm dia⁻¹ a ET no período seco.

Os sítios K77 e FNS correspondem a locais com desflorestamento total da área e posterior implantação de atividade agrícola. Durante o período de análise (2000-2006) o sítio FNS apresentava cobertura vegetal correspondente a pastagens de baixo porte ([von Randow et al., 2004](#)), enquanto o sítio K77 apresentava culturas agrícolas intercaladas, como soja, arroz não-irrigado e pastagens de baixo porte ([Sakai et al., 2004](#)). O sítio K77 está classificado no produto MODIS IGBP MOD12Q1 como um mosaico de áreas agrícolas e vegetação natural, enquanto o sítio FNS está classificado como savana (cerrado). No sítio K77 (n=209), a ET média de 8 dias observada foi de $2,76 \pm 1,19$ mm dia⁻¹, enquanto a ET estimada pelo MOD16 foi de $3,23 \pm 0,95$ mm dia⁻¹. Obteve-se $r=0,29$ ($p<0,05$), com RMSE de $1,34$ mm dia⁻¹ e MAE de $0,46$ mm dia⁻¹. No sítio FNS (n=87), a ET média de 8 dias observada foi de $2,11 \pm 0,48$ mm dia⁻¹, enquanto a ET estimada pelo MOD16 foi de $3,70 \pm 1,43$ mm dia⁻¹. Obteve-se $r=-0,35$ ($p<0,05$), com RMSE de $2,30$ mm dia⁻¹ e MAE de $1,60$ mm dia⁻¹. No caso do sítio K77, as culturas agrícolas intercaladas podem estar associadas a incertezas verificadas nas estimativas. Durante a estação chuvosa, o algoritmo MOD16 superestimou a ET em $0,29$ mm dia⁻¹, enquanto que

durante a estação seca essa superestimativa foi de 0,90 mm dia⁻¹. No sítio FNS, observa-se que a ET apresenta comportamento semelhante a floresta tropical pluvial, tal como verificado nos sítios K34, K67 ou K83, porém com maior amplitude sazonal.

5.4.3. Validação dos resultados mensais e anuais do algoritmo MOD16

A partir da integração das estimativas de ET de 8 dias obteve-se a ET mensal e anual nos sítios analisados (**tab. 5.3, fig. 5.3**). As estimativas de ET obtidas a partir do algoritmo MOD16 apresentam melhores resultados a longo prazo (mensal e anual) quando comparados as estimativas médias de 8 dias. A acurácia do algoritmo MOD16 está diretamente relacionada à classificação de uso e cobertura da terra usada no produto MOD12Q1. Nos sítios em que essa classificação é coerente com o uso e cobertura da terra (considerando-se a classificação dos sítios fornecida pelo Programa LBA), como K34, K67, K77 e K83, os resultados apresentam maior acurácia quando comparados com os sítios que apresentam classificação incorreta do uso e cobertura da terra, como BAN, RJA e FNS.

Tab. 5. 3. Comparação da ET mensal e anual estimada pelo algoritmo MOD16 e observada pelo sistema EC em diferentes sítios de monitoramento do Bioma Amazônico.

Sítio	Classificação do bioma Programa LBA	Classificação do bioma MODIS IGBP MOD12Q1	ET Mensal			ET Anual		PPT anual ² (mm)
			RMSE (%)	<i>r</i>	<i>s</i>	RMSE (%)	ET anual ¹ (mm)	
K34	Floresta tropical latifoliada	Floresta tropical latifoliada	18	0,69	0,82	6,9	1244	2284
K67	Floresta tropical latifoliada	Floresta tropical latifoliada	20	0,60	0,30	2,5	1140	1811
K83	Floresta tropical latifoliada	Floresta tropical latifoliada	22	0,33	0,26	13	1134	1811
RJA	Floresta sazonal semi-decidual	Floresta tropical latifoliada	52	0,10	0,47	47	1294	2173
BAN	Cerrado/Cerradão com inundação sazonal	Floresta tropical latifoliada	20	0,15	0,50	6,7	1227	1766
K77	Pastagem/Agricultura	Mosaico de vegetação natural e agricultura	33	0,26	0,63	13	1153	1811
FNS	Pastagem	Savana (Cerrado)	94	-0,54	0,05	69	1324	2173

Notas: ¹ET média anual (2000-2006) estimada pelo algoritmo MOD16. ²PPT anual média observada por Rocha et al. (2009).

O algoritmo MOD16 apresenta melhor performance geral nos sítios instalados em áreas de floresta pluvial tropical (K34, K67 e K83) com maiores r e menores RMSE. K67 e K83 apresentam baixo valor do coeficiente S em função de acentuada diferença entre os desvios-padrão dos dados estimados e observados. Os sítios BAN, RJA e FNS, que apresentam incertezas na classificação de uso e cobertura da terra e conseqüentemente utilização incorreta dos parâmetros baseados nos bioma, apresentam menor acurácia (menores r e maiores RMSE) quando comparados aos sítios corretamente classificados. Apesar das incertezas na classificação de uso e cobertura da terra, os sítios BAN e RJA apresentam S elevado. O comportamento da sazonal ET é bastante semelhante nos sítios instalados em florestas tropicais pluviais (K34, K67 e K83), com a ET maior durante as estações secas, e menor nas estações chuvosas. A ET, durante a estação seca, foi superestimada em 22 mm mês⁻¹ e 8 mm mês⁻¹ nos sítios K67 e K83, respectivamente, enquanto que durante a estação chuvosa, a ET foi subestimada em 12 mm mês⁻¹ e 38 mm mês⁻¹, respectivamente. No sítio RJA, a superestimativa foi de aproximadamente 36 mm mês⁻¹, provavelmente relacionada à subestimativa de e_a e conseqüentemente superestimativa do VPD nesse sítio, o que implica em uma maior capacidade evaporante da atmosfera. Com exceção dos sítios RJA e FNS, que apresentaram incertezas na classificação de uso e cobertura da terra e maiores erros nos dados meteorológicos de reanálise, os resultados anuais apresentam elevada acurácia, com RMSE entre 2,5 e 13%.

As incertezas na avaliação pontual da ET estimada através do algoritmo MOD16 são semelhantes às incertezas verificadas na medição dos fluxos de H e LE, que podem se aproximar de 10% (podendo chegar a 25%) em escala anual (Kruijt et al., 2004), e no balanço de energia ($R_n - G = H + LE$) das torres de monitoramento de vórtices turbulentos, que variam entre 20 e 30% (Baldocchi et al., 2008). Além das incertezas associadas ao processo de medição e ao fechamento do balanço de energia, um outro fator também deve ser levado em consideração, a diferença entre as escalas espaciais do *footprint* dos dados dos sensores

remotos e das torres de fluxo. O *footprint* dos dados de sensoriamento remoto varia entre 1 e 110 km, enquanto que o *footprint* das torres de fluxo normalmente são inferiores a 1 km (Li et al., 2008; Kustas et al, 2004). McCabe e Wood (2006) sugerem que, a partir da análise da ET estimada em diferentes resoluções espaciais, a comparação entre torres de fluxo e dados de sensoriamento remoto é sempre problemática.

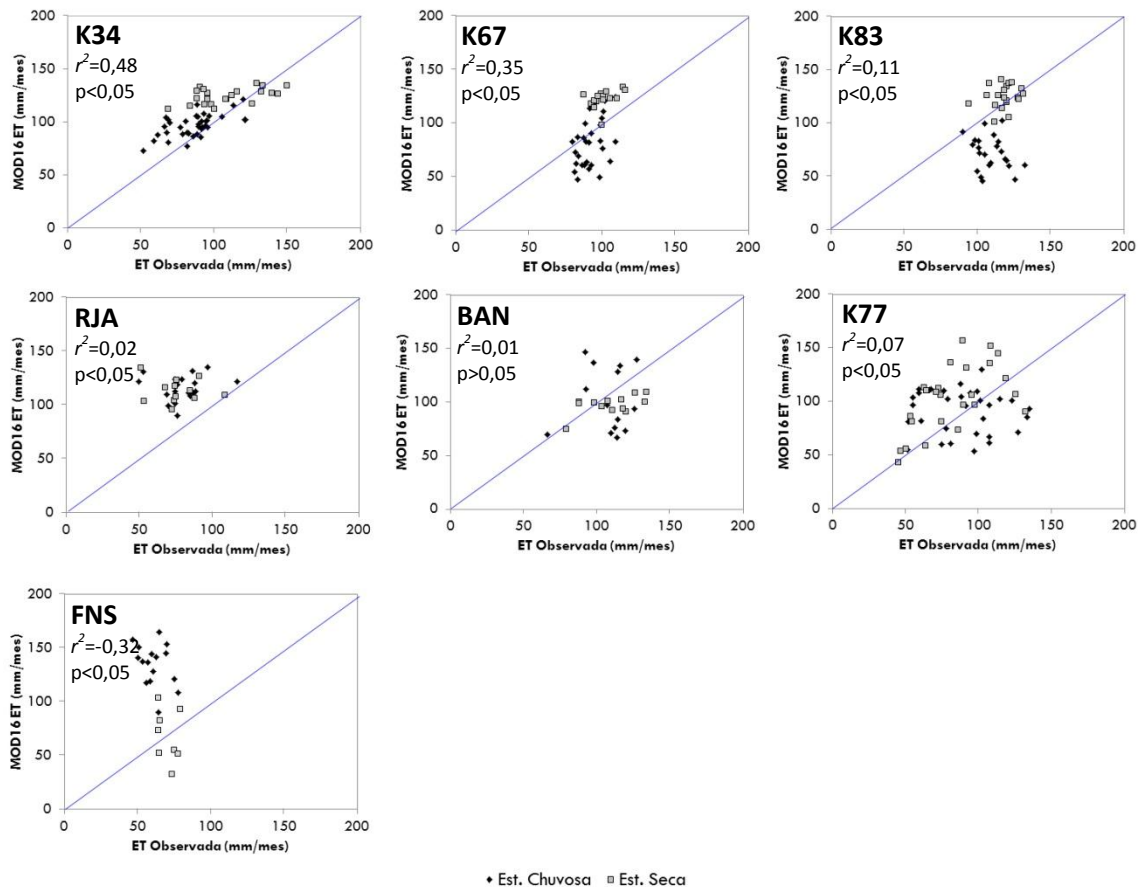


Fig. 5.3. Comparação da ET mensal estimada pelo algoritmo MOD16 e observada em sítios de monitoramento em diferentes condições de uso e cobertura da terra do Bioma Amazônico. A linha azul representa a reta 1:1.

5.4.4. Controle da variância da evapotranspiração

Para explicar o controle da variância da ET no algoritmo MOD16 nos diferentes sítios de monitoramento de vórtices turbulentos selecionou-se aleatoriamente uma série temporal com um ano de duração, entre Jan e Dez durante o período 2000-2006, estabelecendo-se um limite máximo de falhas de 25% dos dados disponíveis. A **fig. 5.4** e a **tab. 5.4** apresentam os valores de r^2 entre os dados de entrada do algoritmo e a ET estimada pelo MOD16 e os resíduos

normalizados de ET, enquanto a **fig. 5.5** apresenta a relação das variáveis climáticas em duas componentes principais agrupadas de acordo com o tipo de uso e cobertura da terra.

Tab. 5.4. Variância explicada entre os dados de entrada do algoritmo MOD16 vs. a evapotranspiração estimada (a) e vs. os resíduos normalizados (b) nos sítios de monitoramento em diferentes condições de uso e cobertura da terra no Bioma Amazônico (n=46).

(a) r^2 entre ET vs. dados de entrada do algoritmo									
	albedo	LAI	fPAR	R_s	e_a	T_{min}	T_{avg}	T_{day_avg}	Class. MOD12Q1
K34	0,00	0,58	0,16	0,66	0,35	0,05	0,26	0,30	EBF
K67	0,15	0,51	0,46	0,88	0,31	0,01	0,44	0,50	EBF
K83	0,22	0,56	0,37	0,92	0,41	0,02	0,56	0,65	EBF
RJA	0,11	0,53	0,15	0,72	0,08	0,05	0,01	0,01	EBF
BAN	0,02	0,65	0,49	0,70	0,01	0,04	0,00	0,00	EBF
K77	0,02	0,06	0,09	0,02	0,03	0,22	0,07	0,05	Crop/Nat
FNS	0,07	0,64	0,29	0,02	0,76	0,00	0,40	0,45	SV

(b) r^2 entre resíduos normalizados de ET vs. dados de entrada do algoritmo									
Sítio	albedo	LAI	fPAR	R_s	e_a	T_{min}	T_{avg}	T_{day_avg}	Class. MOD12Q1
K34	0,00	0,02	0,04	0,00	0,02	0,14	0,07	0,06	EBF
K67	0,02	0,29	0,33	0,60	0,35	0,04	0,36	0,42	EBF
K83	0,15	0,59	0,25	0,59	0,12	0,00	0,44	0,48	EBF
RJA	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	EBF
BAN	0,00	0,64	0,38	0,52	0,01	0,00	0,00	0,00	EBF
K77	0,02	0,06	0,06	0,19	0,06	0,02	0,10	0,11	Crop/Nat
FNS	0,03	0,46	0,14	0,03	0,65	0,00	0,28	0,32	SV

Legenda: EBF – Floresta pluvial tropical, Crop/Nat – Mosaico de vegetação natural e áreas agrícolas, SV – Savana (Cerrado).

Nos sítios classificados como floresta pluvial tropical (BAN, K34, K67, K83 e RJA) no produto MOD12Q1, as principais variáveis preditoras da ET são principalmente R_s (que explicam 66 a 92% da variância) e LAI (entre 51 e 65% da variância), uma vez que praticamente não existem restrições hídricas ou de temperatura, pois T_{min} e VPD obtidos a partir dos dados de reanálise são, respectivamente, superior a T_{min} e inferior ao VPD parametrizados na tabela BPLUT. O LAI é um importante parâmetro que regula os processos eco-fisiológicos das plantas (Cutini et al., 1998), sendo considerada uma variável chave no escalonamento dos processos que ocorrem nas folhas para o dossel (Aragão et al., 2005). As incertezas existentes na estimativa do LAI através de sensoriamento remoto restringe a obtenção de resultados acurados nos modelos que utilizam essa variável. Como C_s e C_c são estimados diretamente a partir do LAI, havendo disponibilidade de radiação, o processo de transpiração das plantas ocorre obedecendo a amplitude sazonal do LAI. A **tab. 5.5** apresenta a comparação entre o LAI

medido nos sítios do Programa LBA e o estimado no produto MOD15A2. Observa-se que as médias dos valores estimados e observados são semelhantes, entretanto o desvio-padrão nos dados estimados é maior (principalmente nos sítios K67 e K83), o que explica a maior amplitude da ET estimada em comparação com a observada. Entretanto, como esses valores médios são semelhantes, a longo prazo as estimativas de ET apresentam melhor acurácia quando comparado às médias mensais ou de 8 dias. Não foram detectadas alterações significativas no LAI medido em áreas com desmatamento seletivo (sítio K83) em comparação com sítios sem distúrbios antrópicos (K67) (Aragão et al., 2005).

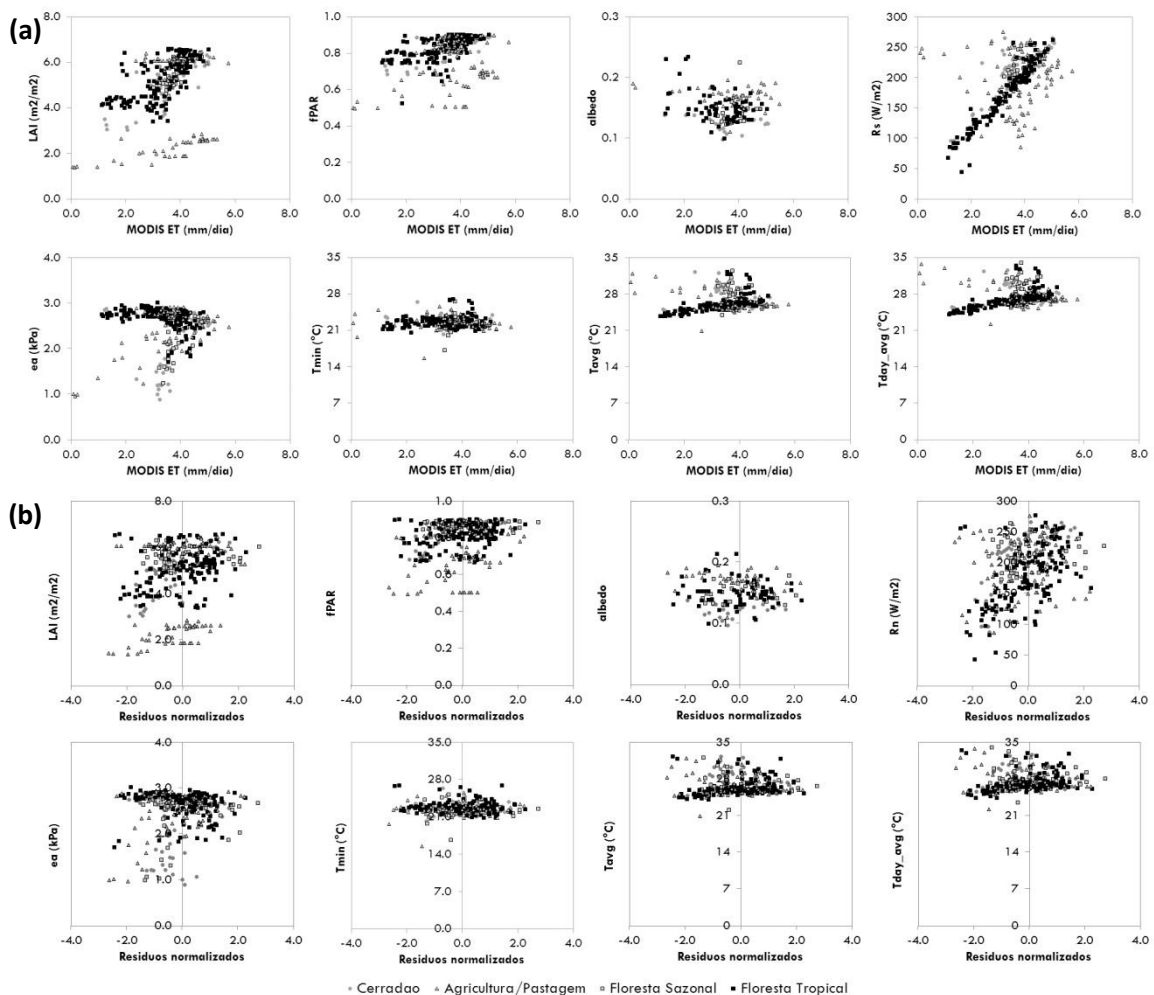


Fig. 5.4. Diagrama de dispersão entre as principais variáveis de entrada do algoritmo MOD16 vs. a evapotranspiração estimada (a) e vs. os resíduos normalizados (b) em diferentes tipos de uso e cobertura da terra no Bioma Amazônico. Legenda: Cerradao (sítio BAN), Agricultura/Pastagem (sítios K77 e FNS), Floresta sazonal (sítio RJA) e Floresta tropical (sítios K34, K67, K83).

Tab. 5.5. Comparação entre o LAI estimado pelo produto MOD15A2 e medido em diferentes condições de uso e cobertura da terra no Bioma Amazônico.

Local	Sítio	LAI MODIS	LAI observado	Referência
Manaus	K34	5,5±0,7 ¹	5,6±0,2	Patiño et al. (2009)
			5,7±0,5	Mc William et al. (1993)
			4,7	Chambers et al. (2004)
Tapajós	K67	4,9±0,9	6,4±0,1	Patiño et al. (2009)
			5,1±0,6	Aragão et al. (2005)
			4,5	Domingues et al. (2005)
Tapajós	K83	4,9±0,9	5,1	Malhado et al. (2009)
Rondônia	RJA	5,5±0,5	4,6±0,1	Aragão et al. (2005)
			3,6 a 4,0	Meir et al. (2000)
			4,9±1,3	Caruzzo e Rocha (2000)
Rondônia	FNS	2,3±0,5	4,6	Roberts et al. (1996)
			2,0±0,8	Zanchi et al. (2009)
			2,4±1,0	Roberts et al. (1996)
			2,6±0,8	Caruzzo e Rocha (2000)

Nota: ¹Os valores do LAI correspondem ao valor médio anual acrescido do respectivo desvio-padrão (média±desvio-padrão).

T_{day_avg} , T_{avg} e e_a também constituem-se em importantes variáveis preditoras da ET, explicando entre 30 e 65%, 26 e 56% e 31 e 41% da variância da ET, respectivamente, nos sítios K34, K67 e K83, que estão sob forte influência da ZCIT. Entretanto, essas variáveis apresentam correlação inversa, uma vez que as taxas máximas de ET ocorrem durante a estação seca (inverno) e as mínimas durante a estação chuvosa (verão). Possivelmente a superestimativa do LAI, associado as superestimativas de T_{avg} (2,01°C), T_{day_avg} (1,86°C) e as subestimativas de e_a (-0,92 kPa), explicam a superestimativa da ET no sítio RJA.

Em áreas agrícolas, a variância da ET é explicada por diferentes variáveis. No sítio K77 a variância é explicada basicamente por T_{min} (22%), enquanto que no sítio FNS, no qual o algoritmo MOD16 apresentou o pior desempenho geral, a variância é explicada principalmente por e_a (76%), LAI (64%), T_{day_avg} (45%) e T_{avg} (40%). Nesse último sítio, a superestimativa da ET está diretamente relacionada com a subestimativa de e_a (-0,63 kPa) e conseqüentemente a superestimativa do VPD, além da superestimativa de T_{day_avg} e T_{avg} (1,77 e 2,64°C, respectivamente), o que aumenta consideravelmente o poder de evaporação da atmosfera.

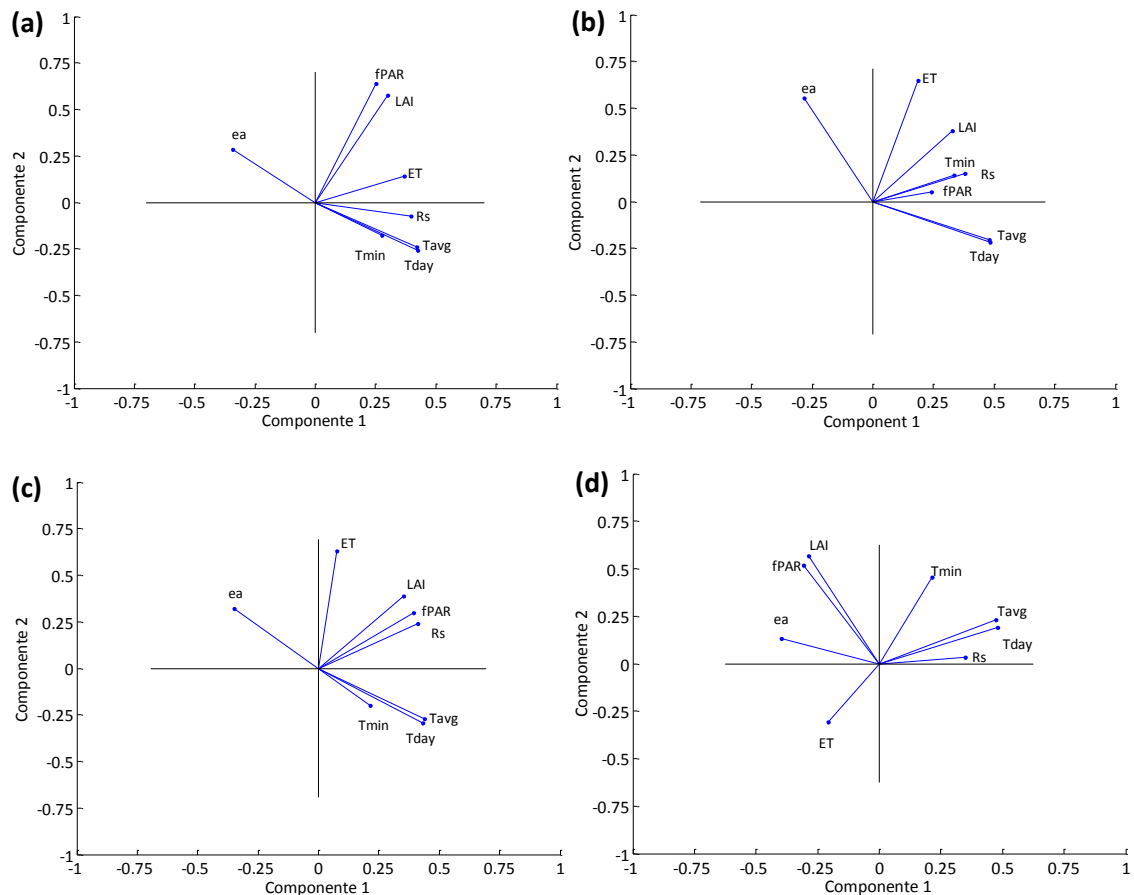


Fig. 5.5. Análise de componentes principais em áreas de florestas tropicais (sítios K34, K67 e K83) (a), floresta sazonal (sítio RJA) (b), cerradão de inundação sazonal (sítio BAN) (c) e áreas agrícolas/pastagens (sítios K77 e FNS) (d).

Nos sítios K34, RJA e K77 nenhuma variável de entrada apresenta correlação com os resultados finais do algoritmo. Entretanto, nos sítios K67, K83, BAN e FNS observam-se erros sistemáticos inseridos principalmente por LAI (que explica entre 29 e 59% da variância dos resíduos de ET nos sítios K67 e K83, 46% no sítio FNS e 62% no sítio BAN), R_s (que explica entre 59 e 60% da variância nos sítios K67 e K83 e 52% no sítio BAN), T_{avg} e T_{day_avg} (que explicam entre 36 e 48% da variância dos resíduos de ET nos sítios K67 e K83), além de e_a , que controla 65% da variância residual no sítio FNS, explicando assim a superestimativa da ET verificada nesse sítio. [Ferguson et al. \(2010\)](#), em uma análise de sensibilidade do algoritmo MOD16 utilizando diferentes conjuntos de dados, e [Vinukollu et al \(2011\)](#) concluíram que as variáveis meteorológicas contribuem significativamente nas incertezas das estimativas de ET. Entretanto, LAI e fPAR apresentam maiores impactos nos resultados finais, principalmente em

bacias tropicais úmidas. Os erros residuais na ET associados ao LAI também podem ser potencializados a partir do cálculo de C_s e C_c . A função escalar de C_s para C_c apresenta resultados satisfatórios principalmente em áreas homogêneas (*i.e.*: monoculturas agrícolas), porém em áreas tropicais, essa função escalar pode ser problemática principalmente em função elevada diversidade de espécies e estrutura complexa do dossel (Fisher et al., 2009).

A simulação da interceptação da precipitação no algoritmo MOD16 também pode inserir incertezas, uma vez que a interceptação em dosséis com alta densidade de vegetação pode contribuir entre 25 e 50% do total de ET (Hutyra et al., 2005; Eltahir and Bras, 1994; Shuttleworth, 1989; Salati and Vose, 1984; Rutter e Morton, 1977). Estimativas do particionamento da ET anual na Bacia Amazônica correspondem a 58% referente a transpiração das plantas, 33% a partir da interceptação e 9% da evaporação do solo (Lawrence et al., 2007). Entretanto, não constitui-se como objetivo deste estudo estimar a magnitude das incertezas associadas à simulação da interceptação da precipitação a partir de RH nesse momento.

5.4.5. Fechamento do balanço hídrico

Para avaliar o fechamento do balanço hídrico, inicialmente determinou-se os valores mensais médios de PPT (TRMM) e ET (MOD16) para toda a Bacia Amazônica entre o período 2000-2006 (fig. 5.6). Observa-se que a PPT média mensal varia entre 80 mm $mês^{-1}$ (agosto), durante a estação seca, e 240 mm $mês^{-1}$ (março) durante a estação chuvosa. O primeiro trimestre (JFM) constitui-se no período mais chuvoso, com média de 217 mm $mês^{-1}$, uma vez que a ZCIT encontra-se posicionada sobre a Bacia Amazônica. O terceiro trimestre (JAS) é o período menos chuvoso, com média de 91 mm $mês^{-1}$, quando a ZCIT desloca-se ao norte (sobre a América Central) e o sistema atmosférico na Amazônia é dominado principalmente pelo ramo descendente da Célula de Hadley, induzindo um período de seca bem característico (Fisch et al., 1998; Horel et al., 1989). A PPT média anual é de 1963±146 mm, coerente com a

PPT estimada a partir da interpolação de dados obtidos em estações meteorológicas, com variabilidade interanual entre 1660 e 2050 mm (Nepstad et al., 2004) ou ainda da média anual de 2180 mm (Malhi e Wriqth, 2004). Entretanto, salienta-se que a cobertura de estações meteorológicas na Amazônia não é uniforme e apresenta uma média de aproximadamente 1 estação a cada 55.000 km², com importantes áreas não cobertas por essa rede de monitoramento.

A ET média apresenta variações entre 86 mm mês⁻¹ (junho) no início da estação seca e e 112 mm mês⁻¹ (outubro) no início da estação chuvosa. O quarto trimestre (OND) apresenta a maior média de ET ao longo do ano (110 mm mês⁻¹), enquanto o segundo trimestre (AMJ) apresenta a menor média de ET (90 mm mês⁻¹). A ET média anual é de 1181±16 mm, diferentemente da ET média anual estimada por Fisher et al. (2009), de 1370 mm (para o período 1986-1995), considerando a fração evaporativa (Λ) mais robusta que os valores absolutos de LE obtidos pelo sistema EC (nesse caso foi de 1096 mm ano⁻¹) e muito inferiores a variabilidade média inter-anual estimada por Nepstad et al (2004), com valores entre 1612 e 1728 mm (para o período 1996-2001).

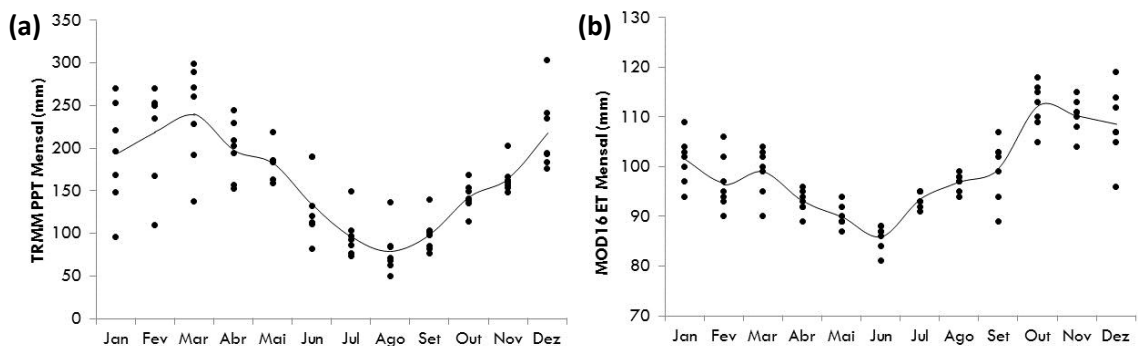


Fig. 5.6. Valores mensais acumulados da precipitação estimada pelo TRMM 3B42 (a) e evapotranspiração estimada pelo MOD16 (b) para toda a Bacia Amazônica durante o período 2000-2006. A linha sólida representa a média média mensal desse período.

Considera-se que o fechamento do balanço hídrico em uma grande bacia hidrográfica é a melhor possibilidade para avaliar a acurácia das estimativas de ET a partir de sensoriamento remoto em função da grande dificuldade de validar esses modelos espacialmente. A **tab. 5.6**

apresenta o fechamento do balanço hídrico na Bacia Amazônica considerando a área definida pelo exutório em Óbidos. Para o período analisado, a média anual de ET_{BH} corresponde a 1091 ± 45 mm, enquanto essa média estimada pelo MOD16 corresponde a 1181 ± 16 mm, o que corresponde a uma superestimativa anual de 11,1% (ou 118 mm). Para a mesma bacia, [Vinukollu et al. \(2011\)](#) obtiveram ET_{BH} média anual de 1041 mm, baseando-se em dados de PPT do *Global Precipitation Climatology Center* (GPCC) e Q do *Global River Discharge Center* (GRDC) e ET anual de 1188 mm estimada para o período 2003-2004 a partir do algoritmo SEBS ([Su, 2002](#)), o que representa uma diferença média de 14% (ou 147 mm ano^{-1}) no fechamento do balanço hídrico.

Tab. 5.6. Fechamento do balanço hídrico na Bacia Amazônica para o período 2000-2006.

Ano	PPT _{TRMM} (mm)	Q _{ANA} (mm)	ET _{BH} = PPT-Q (mm)	ET _{MOD16} (mm)	MAE (%)	MAE (mm)
2000	2092	1017	1075	1239	15,2	164
2001	1996	980	1016	1189	20,3	207
2002	2119	994	1125	1187	8,2	92
2003	2019	952	1067	1175	12,4	132
2004	2032	918	1114	1178	9,1	101
2005	2057	904	1153	1149	1,4	16
2006	2238	*	--	1183	--	--
Média	2079	960	1091	1181	11,1	118
Desvio	76	40	45	16	6,0	60

Nota: *Os dados de vazão do Rio Amazonas durante o ano de 2006 não foram disponibilizados no sistema Hidroweb da Agência Nacional de Águas, impossibilitando o cálculo do fechamento do balanço hídrico nesse ano.

Apesar da superestimativa da ET média anual de 11,1% do MOD16 em relação a ET estimada pelo fechamento do balanço hídrico, salienta-se que essas incertezas não devem ser associadas apenas ao algoritmo MOD16, uma vez que a PPT estimada pelos sensores do TRMM também apresenta inaccurácias. Observou-se que o TRMM apresenta tendência de subestimativa em casos de altas taxas de PPT ([Jiménez, 2011](#); [Casimiro et al., 2009](#); [Malhi et al., 2009](#); [Prabhakara et al., 2008](#); [Shrestha et al., 2008](#); [Cho et al., 2004](#)), o que poderia sugerir valores de PPT superiores a 2079 mm ano^{-1} e ET_{BH} superiores a 1091 mm ano^{-1} , alterando assim a acurácia do fechamento do balanço hídrico.

5.4.6. Variabilidade espacial e anomalias sazonais de evapotranspiração

Para compreender a variabilidade espacial do processo de ET na Bacia Amazônica, reamostrou-se os mapas mensais de ET obtidos a partir do MOD16 de 1 km para 0,25°, coincidente com a resolução espacial dos mapas de PPT obtidos a partir do sensor TRMM. Posteriormente, os mapas mensais de ET e PPT foram reagrupados em intervalos de tempo anuais (**fig. 5.7**) e trimestrais (JFM, AMJ, JAS e OND) (**fig. 5.8**). O padrão espacial da ET não apresenta correlação significativa com o padrão espacial de PPT ([Fisher et al., 2009](#)), sendo controlado principalmente pela disponibilidade de radiação solar e por variações nos índices de vegetação, como EVI ou LAI ([Rocha et al., 2009](#)). Os maiores volumes anuais de ET, superiores a 1.500 mm, encontram-se na área central da bacia e na parte sudeste da Bacia Amazônica, a partir da combinação de alta incidência de radiação associado a menor cobertura de nuvens ao longo do ano, ao mesmo tempo que não se observa restrições ao suprimento de água durante a estação seca. Locais próximos à área de influência da ZCIT (aproximadamente entre 0 e 4° de latitude Sul), bem como o setor noroeste da bacia, caracterizado como a área com os maiores índices de PPT, apresentam ET anual reduzida (em torno de 800 mm) principalmente em função da cobertura de nuvens. Nas área de transição entre os biomas amazônico e cerrado, localizados no setor sudeste da bacia, encontram-se os menores valores anuais de ET, provavelmente em função da baixa capacidade de manutenção dos índices de umidade do solo durante a estação seca, uma vez que o ciclo fenológico da vegetação nessa região é controlado principalmente pelo déficit hídrico. Apesar da diferença na magnitude dos valores anuais e da baixa densidade de estações meteorológicas na Amazônia, o padrão espacial da ET estimada a partir do MOD16 é semelhante ao estimado por [Nepstad et al. \(2004\)](#) a partir de dados observados em campo.

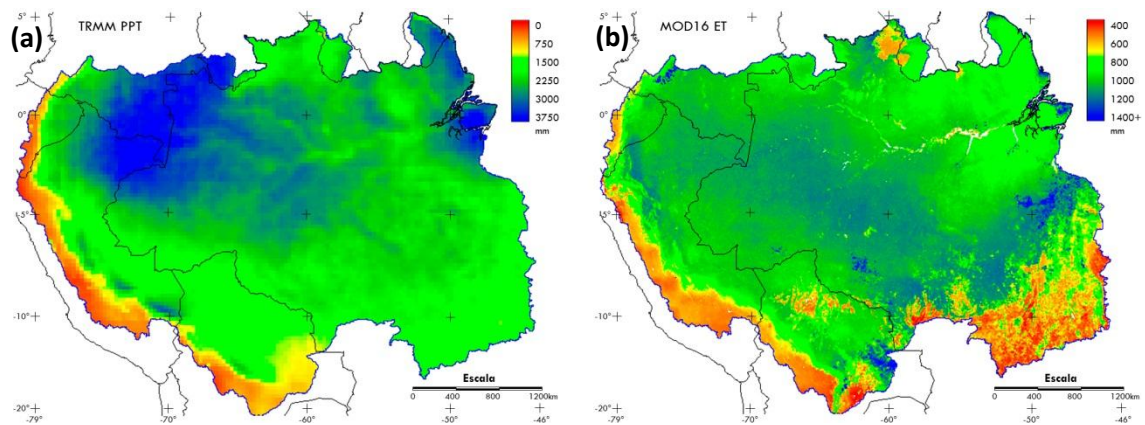


Fig. 5.7. Média anual para o período 2000-2006 da precipitação estimada a partir do sensor TRMM 3B42 (a) e da evapotranspiração estimada a partir do algoritmo MOD16 (b) na Bacia Amazônica.

Entre janeiro e março (JFM) os valores máximos de ET (entre 110 e 125 mm mês⁻¹) ocorrem nos setores noroeste e sul da Bacia Amazônica, enquanto a PPT máxima ocorre no setor nordeste da bacia, próximo ao delta estuarino do Rio Amazonas (valores superiores a 300 mm mês⁻¹). Entre abril e junho (AMJ), a ET concentra-se principalmente na parte sul da bacia (aproximadamente 100 mm mês⁻¹), coincidente com os menores índices de PPT (entre 50 e 75 mm mês⁻¹), enquanto que a parte norte apresenta menores índices de ET (entre 60 e 90 mm mês⁻¹) e maiores de PPT (acima de 200 mm mês⁻¹). O período compreendido entre julho e setembro (JAS) caracteriza-se como a estação seca, com índices de PPT inferiores a 100 mm mês⁻¹ em praticamente toda extensão da Bacia Amazônica. Entretanto, observa-se que esse período apresenta os maiores índices de ET (superiores a 110 mm mês⁻¹), superando o volume de 150 mm mês⁻¹ na região central e no norte-nordeste da bacia.

Durante o período compreendido entre outubro e dezembro (OND) também ocorrem elevadas taxas de ET (superiores a 100 mm mês⁻¹) ao longo de toda extensão da bacia, com os maiores índices de ET ocorrendo em sua porção oriental, quando os índices de PPT são inferiores a 100 mm mês⁻¹ nessas áreas, sendo consistente com observações de campo (Oliveira et al., 2005; Nepstad et al., 2004; Rocha et al., 2004). O aumento da ET entre julho e novembro, durante a estação seca, é consistente com o aumento do EVI e de R_n em áreas compostas por florestas tropicais (Huete et al., 2006). Em contrapartida, áreas de transição

entre os biomas amazônico e cerrado localizadas no setor sudeste da Bacia Amazônica, que caracterizam-se principalmente pela conversão de vegetação natural em pastagens e áreas agrícolas com grande suscetibilidade ao estresse hídrico (Aragão et al., 2007), apresentam os menores índices de PPT (inferiores a 1.600 mm ano⁻¹) e ET (inferiores a 800 mm ano⁻¹), situação que se verifica tanto na estação chuvosa quanto na estação seca.

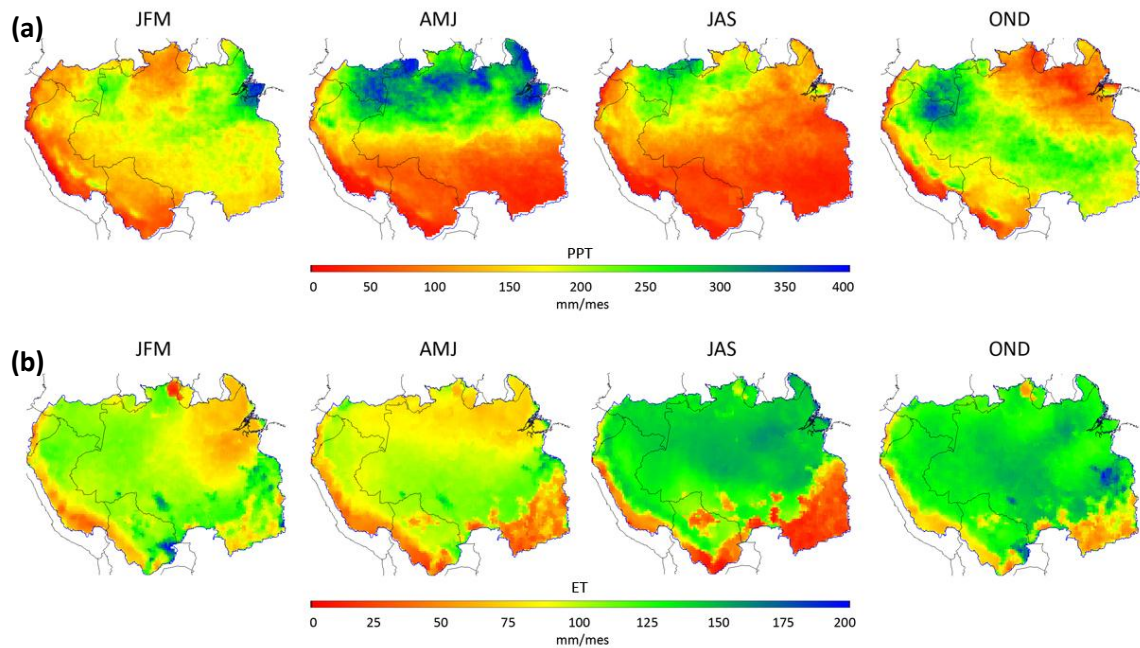


Fig. 5.8. Média sazonal (JFM, AMJ, JAS, OND) para o período 2000-2006 da precipitação estimada a partir do sensor TRMM 3B42 (a) e da evapotranspiração estimada a partir do algoritmo MOD16 (b) na Bacia Amazônica.

No algoritmo MOD16 o LAI é utilizado para representar mudanças na vegetação, incluindo suas respostas à variabilidade climática. Na escala de tempo estudada (2000-2006), as mudanças na vegetação estão relacionadas principalmente às anomalias de PPT (Juárez et al., 2008). Nesse contexto, torna-se importante questionar qual a acurácia do LAI em representar a variabilidade sazonal e interanual das variações na vegetação. Salienta-se que não constitui objetivo analisar tal problema, porém buscou-se compreender como o algoritmo MOD16 responde a anomalias climáticas, mais especificamente em anos com secas severas documentadas cientificamente.

As anomalias negativas de PPT constituem-se como um dos mais importantes eventos da variabilidade climática na Amazônia, produzindo efeitos de grande influência sobre a fenologia da vegetação. Entre o período 2000-2006, foram observados três eventos de anomalias negativas de PPT, caracterizando-se como secas (Juárez et al., 2008), nos anos de 2002, 2003 e 2005. As secas de 2002 e 2003 estão relacionadas ao El Niño – Oscilação Sul (ENSO) (Marengo et al., 2008). A partir da aplicação do *Standardized Precipitation Index* (SPI), observou-se que em 2002 as anomalias negativas de PPT iniciaram-se em julho de 2001 extendendo-se até julho de 2002, enquanto que em 2003 essas anomalias iniciaram-se em agosto de 2002 extendendo-se até julho de 2003 (Juarez et al., 2008). Essas anomalias negativas de PPT acarretaram em menores taxas de GPP e NPP entre os anos de 2002 e 2005 (Hutyra et al., 2007). A seca de 2005, a mais severa dos últimos 40 anos e uma das maiores nos últimos 100 anos, não esteve associada ao ENSO, mas sim às oscilações positivas da temperatura da superfície do mar (SST) no Atlântico Norte, o que afetou 65% da parte sul da Bacia Amazônica através da redução de PPT e aumento de T_a (Phillips et al., 2009; Aragão et al., 2008; Marengo et al., 2008).

A partir da verificação dos eventos acima descritos, calculou-se as anomalias anuais normalizadas de ET na Bacia Amazônica entre o período 2000-2006 (fig. 5.9). Verificou-se que os anos com anomalias negativas de PPT são coincidentes com os anos de anomalias negativas de ET. Durante os anos de 2002 e 2003, mais de 400 mil km² (principalmente na Amazônia ocidental) e 730 mil km² (na Amazônia central), respectivamente, apresentaram anomalias equivalentes a -2 e -1 desvios-padrão, enquanto durante o ano de 2005, essa área foi superior a 1.410 mil km² (na Amazônia Ocidental e Meridional). Nos outros anos (2000, 2001, 2004 e 2006 – não mostrado), as áreas atingidas por anomalias negativas apresentaram áreas inferiores a 250 mil km².

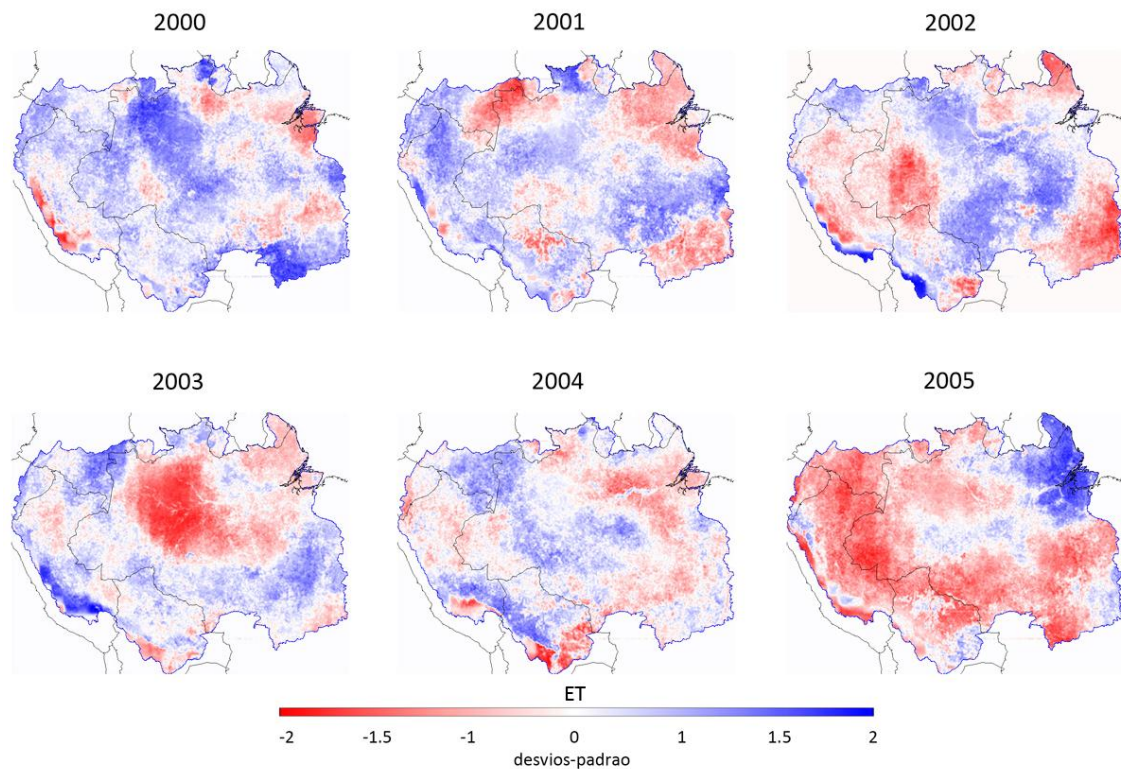


Fig. 5.9. Anomalias anuais normalizadas de evapotranspiração na Bacia Amazônica entre o período 2000-2005 estimadas a partir do algoritmo MOD16.

A **fig. 5.10** apresenta as anomalias de PPT e ET nos quatro trimestres (JFM, AMJ, JAS, OND) do ano de 2005, considerando a normalização em função do período 2000-2006. Em relação a esse evento extremo, as anomalias iniciaram-se durante o verão austral, com PPT inferior a média normal, o que acarretou na redução histórica dos níveis dos rios (**fig. 5.10a**). Na Bacia do Rio Solimões (localizado na parte ocidental e meridional da Bacia Amazônica), a PPT reduziu-se a 50-60% entre os meses de janeiro e abril, 33% entre junho e agosto, chegando a 65% entre os meses de julho e setembro de 2005, o que corresponde a anomalias de mais de 100 mm mês^{-1} durante a estação seca (JAS) (Marengo et al., 2008). Também foram observadas anomalias negativas de PPT na Bacia do Rio Negro (localizado na parte noroeste da bacia), porém de menor intensidade, com níveis de PPT entre 80-90% da média histórica. Entretanto, no setor norte-nordeste da Bacia Amazônica foram verificadas anomalias positivas de PPT. As anomalias negativas de ET iniciaram-se no primeiro trimestre (JFM) de 2005 (**fig. 5.10b**), localizados na Amazônia Ocidental, coincidente com as anomalias negativas de PPT

registrados por [Marengo et al. \(2008\)](#) nos rios Solimões e Negro. No período mais intenso da seca (JAS) (**fig. 5.11**), essas anomalias concentraram-se no setor meridional e ocidental da bacia, em áreas previamente identificadas por [Saleska et al. \(2007\)](#). Os setores mais afetados pela seca também são coincidentes com as áreas que apresentam as maiores incidências de desmatamento (com posterior conversão para pastagens e áreas agrícolas) e focos de incêndios ([Aragão e Shimabukuro, 2010](#)).

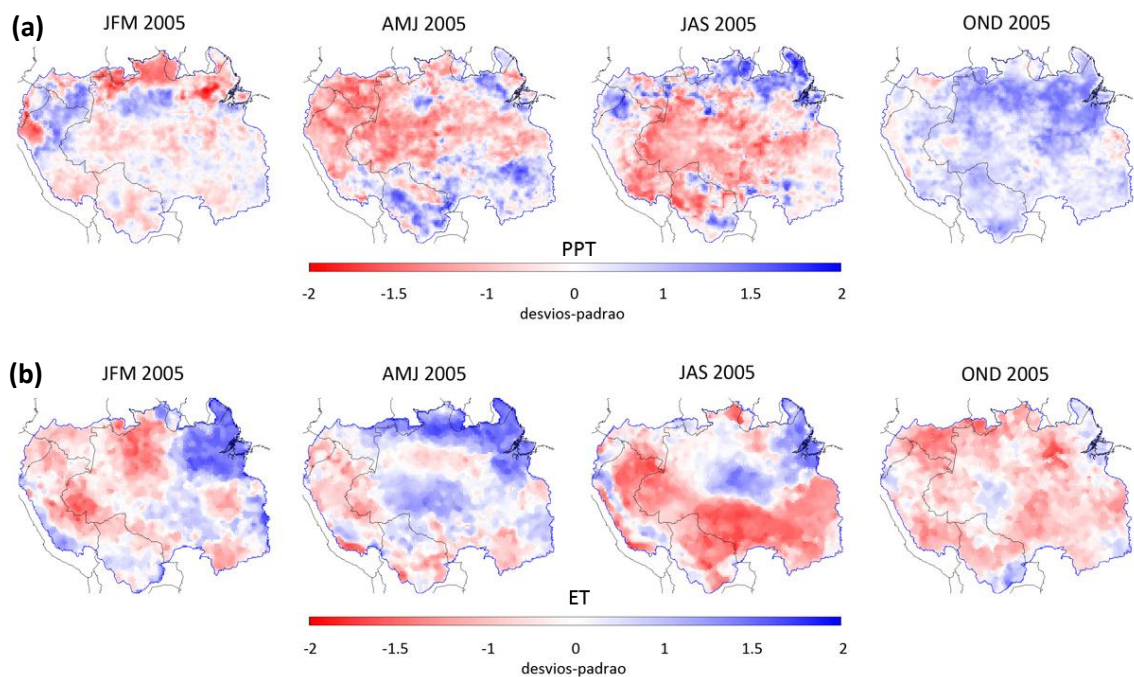


Fig. 5.10. Evolução sazonal (JFM, AMJ, JAS, OND) e espacial das anomalias normalizadas de precipitação estimada a partir do sensor TRMM 3B42 (a) e da evapotranspiração estimada a partir do algoritmo MOD16 (b) na Bacia Amazônica durante o ano de 2005 em relação ao período 2000-2006.

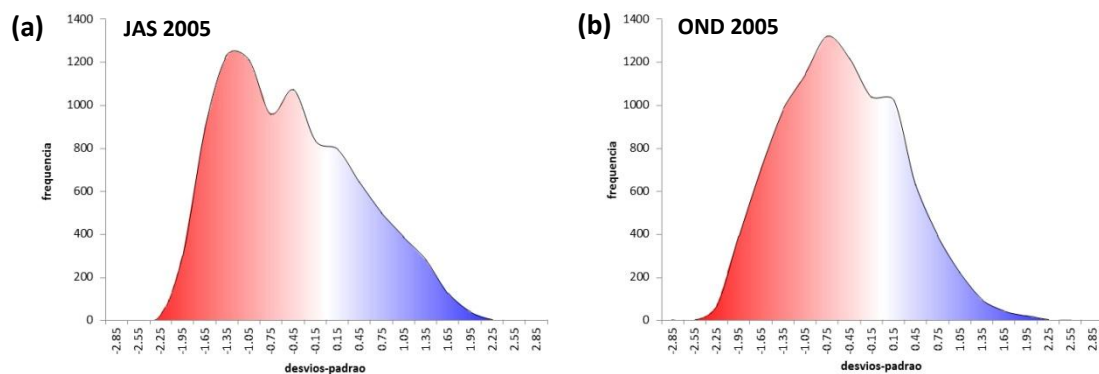


Fig. 5.11. Distribuição de frequência absoluta (pixels) das anomalias normalizadas de evapotranspiração durante o terceiro (JAS) (a) e quarto (OND) (b) trimestre de 2005 em relação ao período 2000-2006.

Entretanto, mesmo com anomalias positivas de PPT no período OND, a Bacia Amazônica apresentou anomalias negativas de ET, mesmo que em menor intensidade (principalmente entre -1 e 0 desvios-padrão, o que pode indicar baixa resiliência da floresta para eventos extremos secos, em resposta a anomalias climáticas de curto prazo, sugerindo dessa forma, que essa vulnerabilidade precisa ser cuidadosamente analisada a partir da integração de outros dados, como PPT, disponibilidade de água para as plantas (PAW), redistribuição hidráulica e fenologia da vegetação. As anomalias mais intensas de ET em 2005 (**fig. 5.12**) afetaram aproximadamente 33% da Bacia Amazônica durante o período JAS e 19% durante o período OND. Em relação a PPT, durante o período JAS essas anomalias atingiram 22% (Saleska et al., 2007), enquanto que no período OND essa área foi inferior a 2%. No período JAS a ET reduziu-se para 72 ± 60 mm mês⁻¹ e no período OND para 97 ± 15 mm mês⁻¹, aproximadamente 17% e 15% inferior as médias do período 2000-2006, respectivamente.

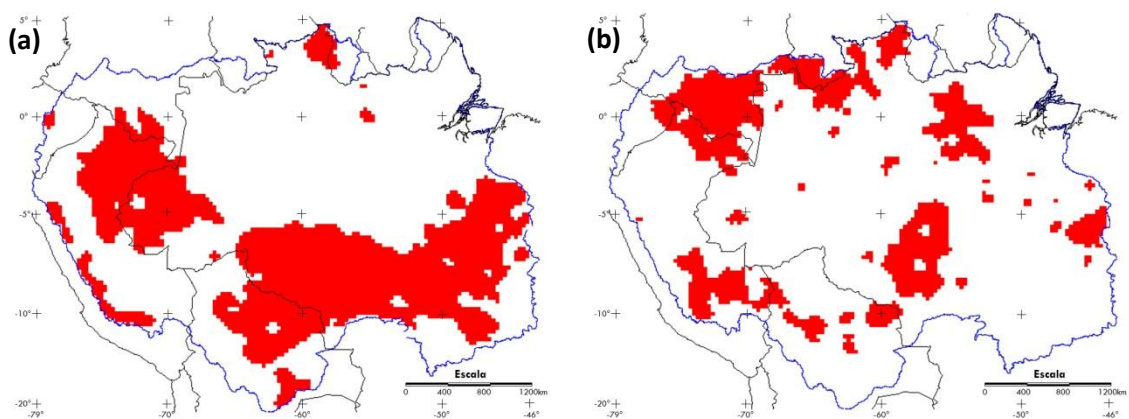


Fig. 5.12. Áreas mais intensamente atingidas pela seca de 2005 na Bacia Amazônica, considerando-se como critério as anomalias negativas de evapotranspiração (desvio-padrão inferior a -1), durante o terceiro (JAS) (a) e quarto (OND) (b) trimestres daquele ano.

5.5. Considerações finais

O objetivo deste estudo constituiu-se em analisar o desempenho do MOD16 em diferentes escalas espaciais e temporais. Portanto, analisou-se a acurácia do algoritmo comparando as estimativas de ET com dados medidos em 8 sítios de monitoramento micrometeorológicos instalados em diferentes transectos da Bacia Amazônica, considerando-

se estimativas de 8 dias, mensais e anuais durante o período 2000-2006. Também verificou-se o fechamento do balanço hídrico, comparando-se as estimativas de ET com a diferença entre a PPT estimada a partir do sensor TRMM e a vazão medida em Óbidos. Posteriormente, analisou-se a capacidade do MOD16 em detectar anomalias de ET, principalmente em eventos extremos, como o ocorrido durante o ano de 2005.

Dentre os principais resultados obtidos por essa pesquisa, pode-se destacar:

- (i) Em uma escala local, a acurácia do algoritmo está relacionada a qualidade dos dados de entrada, principalmente a classificação de uso e cobertura da terra, utilizada para a recuperação dos parâmetros do bioma no cálculo de C_s e C_c e também na determinação do estresse hídrico. Dessa forma, a precisão das estimativas de ET está fortemente relacionada a acurácia do produto MOD12Q1. Os sítios K34, K67, K77, K83 e BAN, com correta parametrização, apresentam RMSE mensal entre 18 e 33%, enquanto o RMSE anual varia entre 2,5 e 13%. A acurácia do algoritmo aumenta significativamente em intervalos de tempo mensais e anuais, quando comparado às médias de 8 dias.

Os dados de reanálise podem inserir erros consideráveis nos resultados finais do algoritmo, como evidenciado nos sítios RJA e FNS, que apresentam considerável subestimativa de e_a e VPD e superestimativa de T_{avg} e T_{day_avg} , o que acarreta em RMSE anual de 47 e 69%, respectivamente.

- (ii) O controle da variância da ET é exercido principalmente por LAI e R_s , e em alguns casos por e_a , T_{avg} e T_{day_avg} . Os erros residuais também estão fortemente relacionados a acurácia dessas variáveis.
- (iii) Em relação ao fechamento do balanço hídrico a longo prazo, o MOD16 superestimou em aproximadamente 11,1% a ET_{BH} , estimada a partir da diferença entre PPT e Q, o que corresponde a 118 mm ano⁻¹. Para toda Bacia Amazônica, estimou-se uma ET média anual de 1181 mm.

(iv) As anomalias de ET detectadas estão coerentes com as anomalias de PPT detectadas em outros estudos. No caso da seca de 2005, as anomalias negativas de atingiram cerca de 33% da área total da bacia durante o período mais crítico desse evento extremo (JAS), e 19% no período imediatamente posterior (OND), quando foram detectadas reduções de 17 e 15% na ET, respectivamente, em relação a média do período entre 2000-2006.

As análises aqui realizadas sugerem que o algoritmo MOD16 captura as respostas da vegetação em função da variabilidade climática em larga escala. Considerando que o algoritmo apresenta parametrização para ser aplicado em escala global, os resultados estão em um intervalo aceitável de acurácia, indicando um potencial significativo no monitoramento espacial e temporal do processo de ET de forma contínua e sistemática a partir de informações obtidas por sensoriamento remoto.

6. CONCLUSÕES

6.1. Sobre os resultados obtidos

O principal objetivo desta tese de doutorado constituiu-se em avaliar a acurácia e a sensibilidade de dois modelos de estimativas de evapotranspiração (ET) baseados em dados de sensoriamento remoto em diferentes biomas tropicais, de forma que os resultados possam ser obtidos de maneira sistemática e posteriormente utilizados para entender o comportamento do ciclo hidrológico e o particionamento dos fluxos de energia em grandes áreas. Os modelos aqui testados permitiram analisar o comportamento e a variabilidade sazonal da ET em larga-escala, principalmente em grandes áreas que apresentam carência de dados observados, como o Cerrado e a Bacia Amazônica, a partir da incorporação de informações espaciais.

Os dois modelos foram testados desde escalas regionais até escalas globais para permitir o detalhamento dos processos que ocorrem na vegetação em função de propriedades atmosféricas e superficiais, com o objetivo de entender e monitorar quantitativamente os fluxos hidrológicos e de energia. Essa conexão entre escalas regionais e globais permite entender o detalhamento da variabilidade desses processos, que não são alcançadas exclusivamente em abordagens regionais ou são perdidas em escalas globais.

De uma maneira geral, os dois modelos aqui testados, o SEBAL e o MOD16, apresentam o mesmo objetivo final de estimar a ET para grandes áreas. Entretanto, esses dois modelos diferem significativamente em suas concepções teóricas. O algoritmo SEBAL busca simular o particionamento dos fluxos de energia que ocorrem entre a superfície e atmosfera, através de um forte embasamento em informações de superfície obtidas por sensoriamento remoto e baixa dependência de dados micrometeorológicos, o que garante uma boa representatividade espacial. Em função de suas parametrizações internas, o SEBAL é aplicável apenas a escalas locais ou regionais. Diferentemente, o algoritmo MOD16, baseado na equação de Penman-Monteith para estimar a ET, busca combinar a menor quantidade possível de informações

baseadas em sensoriamento remoto e dados de reanálise para uma aplicação sistemática e contínua em escala global. Em sua concepção, considerou-se que o algoritmo MOD16 deveria ser suficientemente complexo, para garantir que todos os processos físicos de superfície fossem representados, e relativamente simples, com baixa demanda de informações de entrada, permitindo que este seja aplicado em escala global.

Em relação a precisão do algoritmo SEBAL na estimativa dos componentes do balanço de energia e ET, a metodologia empregada apresentou correlações moderadas e altas quando comparadas a dados medidos por correlação de vórtices turbulentos (escala pontual). Os fluxos de calor latente (LE) foram superestimados em 10% no sítios USE e 38% no sítio PDG, enquanto a ET diária foi superestimada em 32% e 55% nesses sítios, respectivamente. O fechamento do balanço de energia mostra uma subestimativa dos fluxos turbulentos da ordem de 7-9%. Considerando-se uma escala regional, os resultados são bastante consistentes, quando comparados a dados obtidos por modelagem hidrológica, com coeficiente de determinação (r^2) de 0,88, apesar do SEBAL superestimar a ET diária em aproximadamente 14%. Verificou-se que o SEBAL apresenta tendências de superestimar os resultados observados, principalmente em decorrência das superestimativas acumuladas de LE, da fração evaporativa (Λ) e do saldo de radiação diária ($R_{n,24h}$). O controle da variância no algoritmo SEBAL está associado principalmente ao gradiente de temperatura (dT) e índice de vegetação (NDVI), o que também explica parcialmente a superestimativa dos resultados, em função da baixa sensibilidade desse índice à umidade do solo e ao estresse hídrico.

Em relação ao algoritmo MOD16, considerando sua parametrização em escala global, os resultados pontuais apresentaram-se dentro de uma amplitude aceitável de acurácia, que melhora significativamente com a integração dos resultados em escalas mensais e anuais. Os resultados do algoritmo podem ser classificados de acordo com a consistência da classificação de uso e cobertura da terra e em função do dados meteorológicos de reanálise. Quando a parametrização do algoritmo é consistente com o uso e cobertura da terra, como no caso dos

sítios USE, K34, K67 e K83, os resultados apresentam elevada acurácia, com erro médio quadrático (RMSE) mensal variando entre 18 e 22% e anual entre 2,5 e 13%. Em casos de inconsistência na parametrização em função do uso e cobertura da terra, como no sítio PDG, o RMSE mensal é de 32% e anual de 19%. Com o ajuste dessa parametrização o RMSE mensal reduz-se para 11% e o anual para 4%. Nos casos em que os dados meteorológicos de reanálise apresentavam erros significativos, como nos sítios RJA e FNS, nos quais a temperatura do ar (T_a) foi superestimada em até 2,6° e o déficit de pressão de vapor d'água subestimado em até 0,92kPa, o RMSE mensal chegou a 94% e o anual a 69%, sendo assim muito superior aos outros sítios analisados. Verificou-se que o controle da variância da ET é exercido principalmente pela parametrização do algoritmo, estabelecida de acordo com as características de cada bioma. Logo, a utilização de parâmetros incorretos introduz erros significativamente elevados nas estimativas de ET. Além da influência da parametrização, também a radiação incidente (R_s), o índice de área foliar (LAI) e o déficit de pressão de vapor d'água (VPD) também podem ser determinantes na acurácia dos resultados desse algoritmo. Em escala regional, o algoritmo MOD16 apresenta forte correlação espacial com a ET obtida por modelagem hidrológica, com $r^2=0,85$. Os resultados são coerentes com o fechamento do balanço hídrico, entretanto o MOD16 subestima a ET anual em 21% na Bacia do Rio Grande, provavelmente em função da subestimativa do índice de área foliar (LAI) nessas áreas, além de superestimar a ET anual em 11% na Bacia Amazônica.

As análises aqui realizadas sugerem que os algoritmos SEBAL e MOD16 podem capturar razoavelmente bem as respostas da vegetação em função da variabilidade climática em larga escala. Considerando que esses algoritmos podem ser aplicados desde escalas regionais até escalas globais, os resultados obtidos indicam um potencial significativo no monitoramento espacial e temporal do processo de ET de forma contínua e sistemática a partir de informações obtidas por sensoriamento remoto.

6.2. Sobre futuras linhas de pesquisa

Apesar dos bons resultados obtidos, muitas lacunas ainda permanecem abertas nessa área de conhecimento científico. Pode-se destacar algumas necessidades dos modelos atuais de estimativa dos fluxos de energia e ET para grandes áreas a partir de dados de sensoriamento remoto:

- (i) Em função da forte dependência de informações óticas e termais obtidas através de sensoriamento remoto, o que permite que o algoritmo SEBAL seja aplicado apenas a dias sem cobertura de nuvens, como incorporar informações espaciais em dias com cobertura de nuvens nesse algoritmo e analisar o particionamento do balanço de energia nessas condições?
- (ii) Como reduzir a dependência de dados meteorológicos de reanálise do algoritmo MOD16? Considerando que esses dados são obtidos a partir de modelos climáticos globais e da assimilação de informações obtidas em superfície, qual a viabilidade de substituir essas informações por dados meteorológicos obtidos através de sensoriamento remoto (*i.e.*: substituição da radiação utilizada atualmente (reanálise) por dados de radiação do sensor CERES)?
- (iii) Como preencher eficientemente lacunas temporais existentes entre as observações instantâneas dos sistemas sensores com a grande necessidade de informações em escalas temporais diárias, mensais e sazonais? No caso específico do algoritmo SEBAL, essa é uma questão primordial ainda não resolvida, principalmente para a obtenção de informações sistemáticas e contínuas dos fluxos de energia escalas locais e regionais.
- (iv) Como acoplar as informação geradas em modelos hidrológicos e climáticos?

Poderia-se sugerir também uma outra vertente de pesquisa, inicialmente pensada para essa tese de doutorado: a utilização de informações espaciais obtidas por sensoriamento

remoto na calibração de modelos hidrológicos, ou seja, a partir da utilização das informações aqui geradas, como índices de vegetação, temperatura de superfície, fluxos de energia e evapotranspiração. A calibração de modelos hidrológicos com base em princípios físicos é bastante complexa, dadas as limitações de entrada de dados, complexidade nas representações matemáticas dos processos hidrológicos e no conhecimento incompleto das características físicas das bacias hidrográficas. Nesse contexto, destacam-se como possíveis linhas de pesquisa o uso de dados de sensoriamento remoto na parametrização e calibração de modelos hidrológicos.

Finalmente destaca-se, em função dos resultados aqui obtidos, que a qualidade das informações geradas e o entendimento dos processos que ocorrem na superfície terrestre é sensivelmente dependente de compartilhamento, colaboração e integração da comunidade científica. Isso representaria um grande avanço científico e tecnológico em diversas áreas do conhecimento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. 2010. *HidroWeb* – Sistema de Informações Hidrológicas. Disponível online no endereço <http://hidroweb.ana.gov.br/>. Acesso em 23 de Novembro de 2010.

ALLEN RG, PEREIRA LS, RAES D, SMITH M. 1998. *Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements*. Irrigation and drainage paper FAO-56. Water Resources, Development and Management Service. Roma, Itália. 322 p. ISBN: 0254-5293. Disponível online no endereço <http://www.fao.org/docrep/x0490e/x0490e00.htm>. Acesso em 08 de Fevereiro de 2011.

ALLEN RG, TASUMI M, MORSE A, TREZZA R, WRIGHT JL, BASTIAANSEN WGM, et al. 2007. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)—Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v. 133 (4), p. 380-394. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(2007).

ALLEN RG, TASUMI M, MORSE A, TREZZA R. 2005. A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. *Irrigation and Drainage Systems*, v. 19 (3-4), p. 251–268. DOI: 10.1007/s10795-005-5187-z.

ALLEN RG; TASUMI M; TREZZA R; WATERS R; BASTIAANSEN W. 2002. *Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) – Advanced training and user’s manual*. Kimberly, USA: University of Idaho. 98 p.

ANDERSON M, NORMAN J, DIAK G, KUSTAS W, MECIKALSKI JR. 1997. A two-source time integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, v. 60, p. 195-216. DOI: 10.1016/s0034-4257(96)00215-5.

ANDRADE RG. 2008. *Aplicação do algoritmo SEBAL na estimativa da evapotranspiração e da biomassa acumulada de cana-de-açúcar*. Tese de Doutorado em Meteorologia Agrícola. Universidade Federal de Viçosa. Viçosa, Brasil. 135 p.

ANDRAE MO, ARTAXO P, BRANDÃO C, et al. 2002. Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace-gases, and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments. *Journal of Geophysical Research*, v. 107 (D20), p. 8066-8090. DOI:10.1029/2001JD000524.

ARAGÃO LEOC, MALHI Y, ROMAN-CUESTA RM, SAATCHI S, ANDERSON LO, SHIMABUKURO YE. 2007. Spatial patterns and fire response of recent Amazonian droughts. *Geophysical Research Letters*, v. 34, L07701. DOI: 10.1029/2006GL028946.

ARAGÃO LEOC, MALHI YS, BARBIER N, LIMA A, SHIMABUKURO YE, ANDERSON LO, SAATCHI S. 2008. Interactions between rainfall, deforestation and fires during recent years in Brazilian Amazonia. *Philosophical Transactions of the Royal Society – Biological Sciences*, v. 363 (1498), p. 1779-1985. DOI: 10.1098/rstb.2007.0026.

ARAGÃO LEOC, SHIMABUKURO YE, SANTO FBE, WILLIAMS M. 2005. Landscape pattern and spatial variability of leaf area index in eastern Amazonia. *Forest Ecology and Management*, v. 211 (3), p. 240-256, 2005. DOI: 10.1016/j.foreco.2005.02.062.

ARAGAO LEOC, SHIMABUKURO YE. 2010. The incidence of fire in amazonian forests with implications for REDD. *Science*, v. 328 (5983), p. 1275-1278. DOI:10.1126/science.1186925.

- ARAGÃO LEOC. 2004. *Modelagem dos padrões temporal e espacial da produtividade primária bruta na região do Tapajós: Uma análise multi-escala*. Tese de Doutorado em Sensoriamento Remoto. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, Brasil. 286 p. Disponível online no endereço <http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/07.14.13.33>. Acesso em 23 de Novembro de 2010.
- ARAÚJO AC, NOBRE AD, KRUIJT B, et al. 2002. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. *Journal of Geophysical Research*, v. 107 (D20), p. 8090-9091. DOI: 10.1029/2001JD000676.
- ASNER GP. 2001. Cloud cover in Landsat observations of Brazilian Amazon. *International Journal of Remote Sensing*, v. 22 (18), p. 3855-3862.
- AVISSAR R, NOBRE CA. 2002. Preface to special issue on the Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA). *Journal of Geophysical Research*, v. 107 (D20), 8034-8035. DOI:10.1029/2002JD002507.
- BALDOCCHI D, FALGE E, GU LH, et al. 2001. FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 82 (11), p. 2415-2434.
- BALDOCCHI D. 2008. 'Breathing' of the terrestrial biosphere: lessons learned from a global network of carbon dioxide flux measurement systems. *Australian Journal of Botany*, v. 56, p. 1-26.
- BASTIAANSEN WGM, MENENTI M, FEDDES RA, HOLTSLAG AM. 1998a. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, v. 212-213 (1-4), p. 198-212. DOI: 10.1016/S0022-1694(98)00253-4.
- BASTIAANSEN WGM, PELGRUM H, WANG J, MA Y, MORENO JF, ROERINK GJ, VAN DER TAL T. 1998b. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 2. Validation. *Journal of Hydrology*, v. 212-213 (1-4), p. 213-229. DOI: 10.1016/S0022-1694(98)00254-6.
- BASTIAANSEN WGM. 2000. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology*, v. 229, p. 87-100. DOI: 10.1016/S0022-1694(99)00202-4.
- BATALHA MA. 1997. *Análise da vegetação da ARIE Cerrado Pé de Gigante (Santa Rita do Passa Quatro, SP)*. Dissertação de Mestrado em Ecologia. Universidade de São Paulo. São Paulo, Brasil. 184 p. Disponível online no endereço <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/41/41134/tde-01082001-083840/>. Acesso em 08 de Fevereiro de 2011.
- BATRA N, ISLAM S, VENTURINI V, BISHT G, JIANG L. 2006. Estimation and comparison of evapotranspiration from MODIS and AVHRR sensors for clear sky days over the Southern Great Plains. *Remote Sensing of Environment*, v. 103, p. 1-15. DOI: 10.1016/J.RSE.2006.02.019.
- BELWARD AS, ESTES JE, KLINE KD. 1999. The IGBP-DIS global 1-km land-cover data set DISCover: A Project Overview. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, v. 65 (9), p. 1013-1020.
- BEZERRA BG, DA SILVA BB, FERREIRA NJ. 2008. Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais TM - Landsat 5. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 23, p. 305-317.

- BHATTACHARYA BK, MALLICK K, PATEL NK, PARIHAR JS. 2010. Regional clear sky evapotranspiration over agricultural land using remote sensing data from Indian geostationary meteorological satellite. *Journal of Hydrology*, v. 387 (2), p. 65-80. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2010.03.030.
- BISHT G, VENTURINIA V, ISLAM S, JIANGB L. 2005. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days. *Remote Sensing of Environment*, v. 97, p. 52-67. DOI: 10.1016/j.rse.2005.03.014.
- BITENCOURT MD, MESQUITA HN, KUNTSCHIK JR G, ROCHA HR. 2007. Cerrado vegetation study using optical and radar remote sensing: two Brazilian case studies. *Canadian Journal of Remote Sensing*, v. 33 (6), p. 468-480.
- BLOOM S, DA SILVA A, DEE D, BOSILOVICH M, CHERN JD, PAWSON S, SCHUBERT S, SIENKIEWICZ M, STAJNER I, TAN WW, WU ML. 2005. *Documentation and Validation of the Goddard Earth Observing System (GEOS) Data Assimilation System - Version 4*. Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation, n. 104606. Disponível online no endereço: <http://gmao.gsfc.nasa.gov/systems/geos4/bloom.pdf>. Acesso em 08 de Fevereiro de 2011.
- BONAN BG. 2008. Forests and climate change: Forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. *Science*, v. 320 (5882), p. 1444 -1449. DOI: 10.1126/science.1155121.
- BORMA LS, ROCHA HR, CABRAL OM, et al. 2009. Atmospheric and hydrological controls of the evapotranspiration over a floodplain forest in the Bananal Island region. *Journal of Geophysical Research*, v. 114 (1), G01003. DOI: 10.1029/2007JG000641.
- BRUTSAERT W. 1982. Evaporation into the atmosphere: Theory, history and applications. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 109 (467), 267 p. DOI: 10.1002/qj.49710945917.
- BRUTSAERT W. 2009. *Hydrology –An introduction*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 618 p. ISBN: 0521824796.
- CABRAL OMR, ROCHA HR, LIGO MA, BRUNINI O, DIAS MAFS. 2003. Fluxos turbulentos de calor sensível, vapor d'água e CO₂ sobre plantação de cana-de-açúcar (*Saccharum* sp) em Sertãozinho, SP. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 18 (1), p. 61-70.
- CARLSON TN, GILLIES RR, SCHMUGGE TJ. 1995. An interpretation of methodologies for indirect measurement of soil water content. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 77 (3-4), p. 191-205. DOI: 10.1016/0168-1923(95)02261-U.
- CARMEL Y, DEAN J, FLATHER CH. 2001. Combining location and classification error sources of estimating multi-temporal database accuracy. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v. 67, p. 865-872.
- CARMEL Y. 2004. Controlling data uncertainty via aggregation in remotely sensed data. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing Letters*, v. 1, p. 39-41. DOI: 10.1109/lgrs.2004.823453.
- CARSWELL FE, COSTA AL, PALHETA M, et al. 2002. Seasonality in CO₂ and H₂O flux at an eastern Amazonian rain forest. *Journal of Geophysical Research*, v. 107 (D20), p. 8076-8092. DOI: 10.1029/2000JD000284.

- CARUZZO A, ROCHA HR. 2000. Estimativa do índice de área foliar em regiões de pastagem e floresta no estado de Rondônia durante o experimento AMC/LBA de 1999. *XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Rio de Janeiro, Brasil: SBMet, p. 2478–2485. Disponível online no endereço <http://www.cbmet.com/cbm-files/12-ef8cb55d0a2acaf6c9ef46e8c5fac620.pdf>. Acesso em 18 de Março de 2011.
- CASIMIRO WSL, LABAT D, GUYOT3 JL, RONCHAIL J, ORDOÑEZ JJ. 2009. TRMM rainfall data estimation over the Peruvian Amazon-Andes basin and its assimilation into a monthly water balance model. *New Approaches to Hydrological Prediction in Data-sparse Regions*, v. 333, p. 245-252.
- CECATTO P, GOBRON N, FLASSE S, PINTY B, TARANTOLA S. 2002. Designing a spectral index to estimate vegetation water content from remote sensing data: Part 1: Theoretical approach. *Remote Sensing of Environment*, v. 82 (2-3), p. 188-197. DOI: 10.1016/S0034-4257(02)00037-8.
- CENTRO DE PREVISÃO DO TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS. 2010. *Plataformas de coleta de dados*. Disponível online através do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos, no endereço <http://satellite.cptec.inpe.br/PCD/>. Acesso em 23 de Novembro de 2010.
- CHAMBERS JQ, TRIBUZY ES, TOLEDO LC, et al. 2004. Respiration from a tropical forest ecosystem: partitioning of sources and low carbon use efficiency. *Ecological Applications*, v. 14 (LBA Supplement), S72–S88. DOI: 0.1890/01-6012.
- CHEN X, HU B, YU R. 2005. Spatial and temporal variation of phenological growing season and climate change impacts in temperate eastern China. *Global Change Biology*, v. 11 (7), p. 1118-1130. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2005.00974.x.
- CHO HK, BOWMAN KB; NORTH GR. 2004. A Comparison of Gamma and Lognormal Distributions for Characterizing Satellite Rain Rates from the Tropical Rainfall Measuring Mission. *Journal of Applied Meteorology*, v. 43 (11), p.1586-1597. DOI: 10.1175/JAM2165.1.
- CHURKINA G, RUNNING SW, SCHLOSS AL. 1999. Comparing global models of terrestrial net primary productivity (NPP): The importance of water availability. *Global Change Biology*, v. 5 (1), p. 46-55. DOI: 10.1046/j.1365-2486.1999.00006.x.
- CLEUGH HA, LEUNING R, MU Q, RUNNING SW. 2007. Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. *Remote Sensing of Environment*, v. 106 (3), p. 285-304. DOI: 10.1016/j.rse.2006.07.007.
- COLLISCHONN W, ALLASIA D, SILVA BC, TUCCI CE. 2007a. The MGB-IPH model for large scale rainfall runoff modeling. *Hydrological Sciences Journal*, v. 52 (5), p. 878-895, DOI:10.1623/hysj.52.5.878.
- COLLISCHONN W, TUCCI CEM, CLARKE RT et al. 2007b. *Previsão de afluência a reservatórios hidrelétricos – módulo 1*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Brasil. 188 p.
- COLLISCHONN W, TUCCI CEM. 2001. Simulação hidrológica de grandes bacias. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 6 (1), p. 95-118.
- COLLISCHONN W. 2001. *Simulação hidrológica de grandes bacias*. Tese de Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto

Alegre, Brasil. 270 p. Disponível online no endereço <http://www.lume.ufrgs.br/handle/10183/2500>. Acesso em 08 de Fevereiro de 2011.

COORDENADORIA DE RECURSOS HÍDRICOS DO ESTADO DE SÃO PAULO. 2010. *Sistema Integrado de Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo*. Disponível online no endereço <http://www.sigrh.sp.gov.br/>. Acesso em 23 de Novembro de 2010.

COURAULT D, SEGUIN B, OLIOSO A. 2005. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: from empirical to numerical modelling approaches. *Irrigation and Drainage System*, v. 19 (3-4), p. 223-249. DOI: 10.1007/s10795-005-5186-0.

COX PM, BETTS RA, JONES CD, SPALL SA, TOTTERDELL IJ. 2000. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, v. 408, p. 184-187. DOI: 10.1038/35041539.

CRAGO RD. 1996. Conservation and variability of the evaporative fraction during the daytime. *Journal of Hydrology*, v. 180 (4), p. 173-194. DOI: 10.1016/0022-1694(95)02903-6.

CULF AD, FOKEN T, GASH JHC. 2004. The energy balance closure problem. In: KABAT P, CLAUSSEN M, DIRMEYER PA, GASH JHC, BRAVO DE GUENNI L, MEYBECK M, PIELKE R, VÖRÖSMARTY CJ, HUTJES RWA, LÜTKEMEIER S. 2004. *Vegetation, water, humans and the climate*. A new perspective on an interactive system. Berlin, Germany: Springer, p. 159-166. ISBN: 978-3-540-42400-0.

CUTINI A, MATTEUCCI G, MUGNOZZA GS. 1998. Estimation of leaf area index with the Li-Cor LAI 2000 in deciduous forests. *Forest Ecology and Management*, v. 105 (1-3), p. 55-65. DOI: 10.1016/S0378-1127(97)00269-7.

DAI XL, KHORRAM S. 1998. The effects of image misregistration on the accuracy of remotely sensed change detection. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, v. 36, p. 1566-1577. DOI: 10.1109/36.718860.

DAVIDSON EA, ARTAXO P. 2004 Globally significant changes in biological processes of the Amazon Basin: results of the Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment. *Global Change Biology*, v. 10 (5), p. 519-529. DOI: 10.1111/j.529-8817.2003.00779.x.

DAWSON TE, BURGESS SS, TU KP, OLIVEIRA RS, SANTIAGO LS, FISHER JB, SIMONIN KA, AMBROSE AR. 2007. Nighttime transpiration in woody plants from contrasting ecosystems. *Tree Physiology*, v. 27 (4), p. 561-575. DOI: 10.1093/treephys/27.4.561.

DE BRUIN HAR, KOHSIEK W, VAN DER HURK BJM. 1993. A verification of some methods to determine the fluxes of momentum, sensible heat and water vapor using standard deviation and structure parameter of scalar meteorological quantities. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 63 (3), p. 231-257. DOI: 10.1007/BF00710461.

DELBART N, KERGOAT L, TOAN TL, LHERMITTE J, PICARD G. 2005. Determination of phenological dates in boreal regions using normalized difference water index. *Remote Sensing of Environment*, v. 97, p. 26- 38. DOI:

DINGMAN SL. 2002. *Physical Hydrology*. New York, USA: Prentice Hall. 600 p. ISBN: 0130996955.

- DOMINGUES TF, BERRY JA, MARTINELLI LA, OMETTO J, EHLERINGER JR. 2005. Parameterization of canopy structure and leaf-level gas exchange for an eastern Amazonian tropical rain forest (Tapajos National Forest, Para, Brazil). *Earth Interactions*, v. 9 (17), p. 1–23.
- EITEN, G. 1972. The cerrado vegetation of Brazil. *Botanical Review*, v. 38 (2), p. 201-341. Disponível online no endereço <http://www.jstor.org/stable/4353829>. Acesso em 23 de Novembro de 2010.
- ELTAHIR EAB, BRAS RL. 1994. Precipitation recycling in the Amazon basin? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 120 (518), p. 861–880. DOI: 10.1002/qj.49712051806.
- EUGSTER R, CATTIN R. 2007. Evapotranspiration and energy flux differences between a forest and a grassland site in the subalpine zone in the Bernese Oberland. *Erde*, v. 138 (3), p. 237-256.
- FEICHTER J, ROECKNER E, LOHMANN U, LIEPERT B. 2004. Nonlinear aspects of the climate response to greenhouse gas and aerosol forcing. *Journal of Climate*, v. 17 (12), p. 2384–2398.
- FERGUSON CR, WOOD EF, SHEFFIELD J, GAO H. 2010a. Quantifying uncertainty in a remote sensing-based estimate of evapotranspiration over continental USA. *International Journal of Remote Sensing*, v. 31 (14), p. 3821-3865. DOI: 10.1080/01431161.2010.483490.
- FERGUSON CR, WOOD EF. 2010b. An evaluation of satellite remote sensing data products for land surface hydrology: Atmospheric Infrared Sounder. *Journal of Hydrometeorology*, v. 11 (6), p. 1234-1262. DOI: 10.1175/2010JHM1217.1.
- FERRETTI D, PENDALL E, MORGAN J, NELSON J, LECAIN D, MOSIER A. 2003. Partitioning evapotranspiration fluxes from a Colorado grassland using stable isotopes: seasonal variations and ecosystem implications of elevated atmospheric CO₂. *Plant and Soil*, v. 254 (2), p. 291-303. DOI: 10.1023/A:1025511618571.
- FISCH G, MARENGO JA, NOBRE CA. 1998. Uma revisão geral do clima da Amazônia. *Acta Amazônica*, v. 28 (2), p. 101 126.
- FISHER JB, MALHI Y, BONAL D, ROCHA HR, ARAÚJO AC, GAMO M, GOULDEN ML, HIRANO T, HUETE AR, KONDO H, KUMAGAI T, LOESCHER HW, MILLER S, NOBRE AD, NOUVELLON Y, OBERBAUER SF, PANUTHAI S, ROUPSARD O, SALESKA S, TANAKA K, TANAKA N, TU KP, VON RANDOW C. 2009. The land–atmosphere water flux in the tropics. *Global Change Biology*, v. 15, p. 2694-2714. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2008.01813.x.
- FISHER JB, TU K, BALDOCCHI DD. 2008. Global estimates of the landatmosphere water flux based on monthly AVHRR and ISLSCP-II data, validated at FLUXNET sites. *Remote Sensing of Environment*, v.112 (3), p. 901-919. DOI: 10.1016/j.rse.2007.06.025.
- FOKEN T. 2008. The energy balance closure problem: an overview. *Ecological Applications*, v. 18, p. 1351-1367. DOI: 10.1890/06-0922.1.
- FOLHES MT. 2007. *Modelagem da evapotranspiração para a gestão hídrica de perímetros irrigados com base em sensores remotos*. Tese de Doutorado em Sensoriamento Remoto. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, Brasil. 186 p. Disponível online no endereço <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/06.12.18.38>. Acesso em 08 de Fevereiro de 2011.

- FRENCH AN, JACOB F, ANDERSON MC, KUSTAS WP, TIMMERMANS W, GIESKE A, SU Z, SU H, McCABE MF, LI F, PRUEGER J, BRUNSELL N. 2005. 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, p. 55-65. DOI: 10.5194/hessd-6-1165-2009.
- FREUND Y. 1995. Boosting a weak learning algorithm by majority. *Information and Computation*, v. 121 (2), p. 256-285. DOI: 10.1006/inco.1995.1136.
- FRIEDL M. 2010. *Validation of the Consistent-Year V003 MODIS Land Cover Product*. Boston, MA: University of Boston. Disponível online no endereço http://landval.gsfc.nasa.gov/pdf/MOD12_supporting_materials.pdf. Acesso em 08 de Fevereiro de 2011.
- FRIEDL MA, MCIVER DK, HODGES JCF, ZHANG X, MUCHONEY D, STRAHLER AH, WOODCOCK CE, GOPAL S, SCHNEIDER A, COOPER A, BACCINI A, GAO F, SCHAAF C. 2002. Global land cover from MODIS: Algorithms and early results. *Remote Sensing of Environment*, v. 83 (1-2), p. 135-148. DOI: 10.1016/S0034-4257(02)00078-0.
- FRIEDL MA. 1996. Relationships among remotely sensed data, surface energy balance, and area-averaged fluxes over partially vegetated land surfaces. *Journal of Applied Meteorology*, v. 35 (11), p. 2091-2103. DOI: 10.1175/1520-0450(1996)035<2091:RARSDS>2.0.CO;2.
- FURLEY PA. 1999. The nature and diversity of neotropical savanna vegetation with particular reference to the Brazilian cerrados. *Global Ecology and Biogeography*, v. 8, p. 223-241. Disponível online no endereço <http://www.jstor.org/stable/2997885>. Acesso em: 23 de Novembro de 2010.
- GAO BC. 1996. NDWI – A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote Sensing of Environment*, v. 58 (3), p. 257-266. DOI: 10.1016/S0034-4257(96)00067-3.
- GARRATT JR. 1994. *The Atmospheric Boundary Layer* (Cambridge Atmospheric and Space Science Series). Cambridge, UK: Cambridge University Press, 336 p. ISBN: 9780521467452.
- GARRIGUES S, LACAZE R, BARET F, MORISSETTE JT, WEISS M, NICKESON JE, FERNANDES R, PLUMMER S, SHABANOV NV, MYNENI RB, KNYAZIKHIN Y, YANG W. 2008. Validation and intercomparison of global Leaf Area Index products derived from remote sensing data. *Journal of Geophysical Research*, v. 113, G02028-G0247. DOI: 10.1029/2007JG000635.
- GASH JHC. 1987. An analytical framework for extrapolating evaporation measurements by remote sensing surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, v. 8 (8), p. 1245-1249. DOI: 10.1080/01431168708954769.
- GIACOMONI MH. 2005. *Estimativa da evapotranspiração regional por meio de técnicas de sensoriamento remoto integradas a modelos de balanço de energia: aplicação no estado do Rio Grande do Sul*. Dissertação de Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Brasil. 172 p. Disponível online no endereço <http://www.lume.ufrgs.br/handle/10183/7014>. Acesso em 08 de Fevereiro de 2011.
- GLENN EP, HUETE AR, NAGLER PL, HIRSCHBOECK KK, BROWN P. 2007. Integrating remote sensing and ground methods to estimate evapotranspiration. *Critical Reviews in Plant Sciences*, v. 26 (3), p. 139-168. DOI: 10.1080/07352680701402503.

- GLENN EP, HUETE AR, NAGLER PL, NELSON SG. 2008a. Relationship between remotely-sensed vegetation indices, canopy attributes and plant physiological processes: What vegetation indices can and cannot tell us about the landscape. *Sensors*, v. 8, p. 2136–2160. DOI: 10.3390/s8042136.
- GLENN EP, MORINO K, DIDAN K, JORDAN F, CARROLL KC, NAGLER PL. et al. 2008b. Scaling sap flux measurements of grazed and ungrazed shrub communities with fine and coarse-resolution remote sensing. *Ecohydrology*, v. 1 (4), p. 316–329. DOI: 10.1002/eco.19
- GLOBAL LAND COVER FACILITY. 2010. *NASA's Landsat imagery*. Disponível online no endereço <http://glof.umiacs.umd.edu/data/landsat/>. Acesso em 18 de Março de 2011.
- GLOBAL MODELLING AND ASSIMILATION OFFICE (GMAO). 2004. *File specification for GEOSDAS gridded output version 5.3 report*. Greenbelt, MD: NASA Goddard Space Flight Cent. Disponível online no endereço <http://gmao.gsfc.nasa.gov/operations/GMAO-1001v5.3.pdf>. Acesso em 18 de Março de 2011.
- GOULDEN ML, MILLER SD, ROCHA HR, MENTON MC, FREITAS HC, FIGUEIRA AMES, SOUSA CAD. 2004. Diel and seasonal patterns of tropical forest CO₂ exchange. *Ecological Applications*, v. 14, S42-S54. DOI: 10.1890/02-6008.
- GOWDA PH, CHAVEZ JL, COLAIZZI PD, EVETT SR, HOWELL TA, TOLK JA. 2008. ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. *Irrigation Science*, v. 26 (3), p. 223–237. DOI: 10.1007/s00271-007-0088-6.
- GOWDA PH, CHAVEZ JL, COLAIZZI PD, EVETT SR, HOWELL TA, TOLK JA. 2009. ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. *Irrigation Science*, v. 26 (3), p. 223-237. DOI: 10.1007/s00271-007-0088-6.
- GRANGER RJ, GRAY DM. 1989. Evaporation from natural nonsaturated surfaces. *Journal of Hydrology*, v. 111 (1-4), p. 21-29. DOI: 10.1016/0022-1694(89)90249-7.
- GU Y, BROWN JF, VERDIN JP, WARDLOW B. 2007. A five-year analysis of MODIS NDVI and NDWI for grassland drought assessment over the central Great Plains of the United States. *Geophysical Research Letters*, v. 34, L06407. DOI:10.1029/2006GL029127.
- GUPTA VK, RODRIGUEZ-ITURBE I, WOOD EF. 1986. *Scale Problems in Hydrology*. Dordrecht, The Netherlands: Reidel Publishing Company. 260 p. ISBN: 978-90-277-2258-4.
- GUTMAN G, IGNATOV A. 1998. Derivation of green vegetation fraction from NOAA/AVHRR for use in numerical weather prediction models. *International Journal of Remote Sensing*, v. 19 (8), p. 1533-1543. DOI: 10.1080/014311698215333.
- HARRIS PP, HUNTINGFORD C, COX PM, GASH JHC, MALHI YS. 2004. Effect of soil moisture on canopy conductance of Amazonian rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.122 (3-4), p. 215–227. DOI: 10.1016/j.agrformet.2003.09.006.
- HASLER N, AVISSAR R. 2007. What controls evapotranspiration in the Amazon Basin? *Journal of Hydrometeorology*, v. 8 (3), p. 380-395. DOI: 10.1175/JHM587.1.
- HEINSCH FA, REEVES MC, VOTAVA P, KANG S, MILESI C, ZHAO M, GLASSY J, JOLLY WM, LOEHMAN R, BOWKER CF, KIMBALL JS, NEMANI RR, RUNNING SW. 2003. *User's guide: GPP and NPP (MOD17A2/A3) products – NASA MODIS Land Algorithm*, v. 2, 57 p. Disponível online no

endereço <http://www.ntsg.umd.edu/modis/MOD17UsersGuide.pdf>. Acesso em 08 de Fevereiro de 2011.

HEMAKUMARA H M, CHANDRAPALA L, MOENE AF. 2003. Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer. *Agricultural Water Management*, v. 58, p. 109–122. DOI: 10.1016/s0378-3774(02)00131-2.

HODNETT MG, OYAMA MD, TOMASELLA J, MARQUES FILHO A. 1996. Comparison of long-term soil water storage behaviour under pasture and forest in three areas of Amazonia. In: GASH JHC, NOBRE CA, ROBERTS JM, VICTORIA RL. (Eds.) 1996. *Amazonian Deforestation and Climate*. New York, USA: John Wiley & Sons, 638 p. ISBN: 0471967343.

HOLTSLAG AAM, EK MB. 2008. Physics of evaporation and atmospheric boundary layers over land. In: BERKENS MFP, DOLMAN AJ, TROCH PA. 2008. *Climate and the hydrological cycle*. IAHS Publication. Wallingford, UK, p.43-58 ISBN: 1901502546.

HOREL JD, HAHMANN AN, GEISLER JE. 1989. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *Journal of Climate*, v. 2 (11), p. 1388 – 1403. DOI: 10.1175/1520-0442(1989)002<1388:AIOTAC>2.0.CO;2.

HUETE A, DIDAN K, MIURA T, RODRIGUEZ EP, GAO X, FERREIRA LG. 2002. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. *Remote Sensing of Environment*, v. 83 (1-2), p. 195-213. DOI: 10.1016/S0034-4257(02)00096-2.

HUETE A, JUSTICE C, VAN LEEUWEN W. 1999. *MODIS Vegetation Index (MOD13) – Algorithm Theoretical Basis Document*. Disponível online no endereço http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod13.pdf. Acesso 08 de Fevereiro de 2011.

HUETE AR, DIDAN K, SHIMABUKURO YE, RATANA P, SALESKA SR, HUTYRA LR, et al. 2006. Amazon rainforests green-up with sunlight in dry season. *Geophysical Research Letters*, v. 33, L06405- L06408. DOI: 10.1029/2005GL025583.

HUFFMAN GJ, ADLER RF, BOLVIN DT, GU G, NELKIN EJ, BOWMAN KP, HONG Y, STOCKER EF, WOLFF DB. 2007. The TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis: Quasi-Global, Multi-Year, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scale. *Journal of Hydrometeorology*, v. 8 (1), p. 38-55. DOI: 10.1175/JHM560.1.

HUFFMAN GJ, ADLER RF, RUDOLPH B, SCHNEIDER U, KEEHN P. 1995. Global Precipitation Estimates Based on a Technique for Combining Satellite-Based Estimates, Rain Gauge Analysis, and NWP Model Precipitation Information. *Journal of Climate*, v. 8 (2-5), p. 1284-1295.

HUTYRA L, MUNGER JW, SALESKA SR, GOTTLIEB E, DAUBE BC, DUNN AL, AMARAL DF, CAMARGO PB, WOFYSY SC. 2007. Seasonal controls on the exchange of carbon and water in an Amazonian rain forest. *Journal of Geophysical Research*, v. 112, G03008, 16 p. doi:10.1029/2006JG000365.

HUTYRA LR, MUNGER JW, NOBRE CA, SALESKA SR, VIEIRA SA, WOFYSY SC. 2005. Climatic variability and vegetation vulnerability in Amazonia. *Geophysical Research Letters*, v. 32, p. L24712-L24715. DOI: 10.1029/2005GL024981.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. 2011. *Projeto PRODES de monitoramento da floresta amazônica brasileira por satélite*. Disponível online no endereço <http://www.obt.inpe.br/prodes/>. Acesso em 18 de Março de 2011.

- IRMAK S, MUTIIBWA D, IRMAK A, ARKEBAUER, WEISS A, MARTIN DL, EISENHAUER DE. 2008. On the scaling up leaf stomatal resistance to canopy resistance using photosynthetic photon flux density. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 148 (6-7), p. 1034-1044. DOI: 10.1016/j.agrformet.2008.02.001.
- JACKSON JT, CHEN D, COSH M, LI F, ANDERSON M, WALTHALL C, DORIASWAMY P, HUNT ER. 2004. Vegetation water content mapping using Landsat data derived normalized difference water index for corn and soybeans. *Remote Sensing of Environment*, v. 92, p. 475-482. DOI: 10.1016/j.rse.2005.03.011.
- JACKSON RD, REGINATO RJ, IDSO SB. 1977. Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resource Research*, v. 13 (3), p. 651-656. DOI: 10.1029/WR013I003P00651.
- JACOB F, OLIOSO A, GU X, SU Z, SEGUIN B. 2002. Mapping surface fluxes using airborne visible, near infrared, thermal infrared remote sensing and a spatialized surface energy balance model. *Agronomie*, v. 22, p. 669-680. DOI: 10.1051/agro:2002053.
- JANG K, KANG S, KIM J, LEE CB, KIM T, KIM J, HIRATA R, SAIGUSA N. 2010. Mapping evapotranspiration using MODIS and MM5 Four-Dimensional Data Assimilation. *Remote Sensing of Environment*, v. 114 (3), p. 657-673. DOI: 10.1016/j.rse.2009.11.010.
- JANOWIAK JE, GRUBER A, KONDRAGUNTA CR, LIVEZEY RE, HUFFMAN GJ. 1998. A Comparison of the NCEP-NCAR Reanalysis Precipitation and the GPCP Rain Gauge- Satellite Combined Dataset with Observational Error Considerations. *Journal of Climate*, v. 11 (11), p. 2960-2979. DOI: 10.1175/1520-0442(1998)011<2960:ACOTNN>2.0.CO;2.
- JIANG L, ISLAM S. 2003. An intercomparison of regional latent heat flux estimation using remote sensing data. *International Journal of Remote Sensing*, v. 24, p. 2221-2236. DOI: 10.1080/01431160210154821.
- JIMÉNEZ KQ. 2011. *Modelagem hidrológica com uso da estimativa de chuva por sensoriamento remoto*. Dissertação de Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Brasil. 143 p.
- JIN Y, SCHAAF CB, WOODCOCK CE, GAO F, LI X, STRAHLER AH, LUCHT W. 2003. Consistency of MODIS surface BRDF/Albedo retrievals: 1. Algorithm performance. *Journal of Geophysical Research*, v. 108 (D5), p. 4158-4165. DOI: 10.1029/2002JD002803.
- JUÁREZ RIN, HODNETT MG, FU R, GOULDEN ML, VON RANDOW C. 2007. Control of dry season evapotranspiration over the Amazonian Forest as inferred from observations at a Southern Amazon Forest site. *Journal of Climate*, v. 20 (12), p. 2827-2839.
- JUÁREZ RIN. 2004. *Variabilidade climática regional e controle da vegetação no sudeste: Um estudo de observações sobre cerrado e cana-de-açúcar e modelagem numérica da atmosfera*. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. São Paulo, Brasil. 185 p. Disponível online no endereço ftp://www.iag.usp.br/private/adm/katia/teses/aca/d_robinson_in_juarez.pdf. Acesso em 08 de Fevereiro de 2011.
- JUNG M, REICHSTEIN M, CIAIS P, SENEVIRATNE SI, SHEFFIELD J, GOULDEN ML, et al. 2010. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*, v. 467, p. 951-954. DOI: 10.1038/nature09396.

- JUSTICE CO, TOWNSHEND JRG, VERMOTE EF, MASUOKA E, WOLFE RE, SALEOUS N, ROY DP, MORISETTE JT. 2002. An overview of MODIS Land data processing and product status. *Remote Sensing of Environment*, v. 83. p. 3-15. DOI: 10.1016/S0034-4257(02)00084-6.
- KABAT P, DOLMAN AJ, ELBERS JA. 1997. Evaporation, sensible heat and canopy conductance of fallow savannah and patterned woodland in the Sahel. *Journal of Hydrology*, v. 188-189, p. 494-515. DOI: 10.1016/S0022-1694(96)03190-3.
- KALMA JD, JUPP DLB. 1990. Estimating evaporation from pasture using infrared thermometry: evaluation of a one-layer resistance model. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 51, p. 223-246. DOI: 10.1016/0168-1923(90)90110-R.
- KELLER M, ALENCAR A, ASNER GP, et al. (2004). Ecological Research in the Large Scale Biosphere Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA): A Discussion of Early Results. *Ecological Applications*, v. 14 (4), S3-S16.
- KELLIHER FM, LEUNING R, RAUPACH MR, SCHULZE ED. 1995. Maximum conductances for evaporation from global vegetation types. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 73 (1-2), p. 1-16. DOI: 10.1016/0168-1923(94)02178-M.
- KITE GW, DROGERS P. 2000. Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data. *Journal of Hydrology*, v. 229, p. 3-18. DOI: 10.1016/S0022-1694(99)00195-x.
- KOUWEN N, SOULIS E, PIETRONIRO A, DONALD J, HARRINGTON R. 1993. Grouped response units for distributed hydrologic modeling. *Journal of Water Resources Planning and Management*, v. 119 (3), p. 289-305. DOI: 10.1061/(asce)0733-9496(1993)119:3(289).
- KRUIJT B, ELBERS JA, VON RANDOW C, et al. 2004. The robustness of eddy correlation fluxes for Amazon rainforest conditions. *Ecological Applications*, v. 14 (4), S101-S113. DOI: 10.1890/02-6004.
- KUMMEROW C, BARNES W, KOZU T, SHIUE J, SIMPSON J. 1998: The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 15, p. 809-817. DOI: 10.1175/1520-0426(1998)015<0809:TTRMMT>2.0.CO;2.
- KUSTAS WP, HUMES K, NORMAN JM, MORAN M. 1996. Single and dual source modeling of surface energy fluxes with radiometric surface temperature. *Journal of Applied Meteorology*, v. 35, p. 110-121.
- KUSTAS WP, LI F, JACKSON TJ, PRUEGER JH, MACPHERSON JI, WOLDE M. 2004. Effects of remote sensing pixel resolution on modeled energy flux variability of croplands in Iowa. *Remote Sensing of Environment*, v. 92 (4), p. 535-547. DOI: 10.1016/j.rse.2004.02.020.
- KUSTAS WP, NORMAN JM, ANDERSON MC, FRENCH AN. 2003. Estimating subpixel surface temperatures and energy fluxes from the vegetation index–radiometric temperature relationship. *Remote Sensing of Environment*, v. 85 (4), p. 429-440. DOI: 10.1016/S0034-4257(03)00036-1.
- KUSTAS WP, NORMAN JM. 1996. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Journal of Hydrological Science*, v. 41 (4), p. 495-516. DOI: 10.1080/02626669609491522.

- LAGOUARDE JP, JACOB F, GU XF, OLIOSO A, BONNEFOND JM, KERR Y, MCANENEY KJ, IRVINE M. 2002. Spazialization of sensible heat flux over a heterogeneous landscape. *Agronomie*, v.22, p. 627-633.
- LAGOURADE JP, BRUNET Y. 1983. A simple model for estimating the daily upward longwave surface radiation flux from NOAA–AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, v. 14 (5), p. 907-925. DOI: 10.1080/01431169308904386.
- LANDSBERG JJ, GOWER ST. 1997. *Applications of physiological ecology to forest management*. London, UK: Academic Press. 354 p. ISBN: 978-0-12-435955-0.
- LARSON K, HARTMANN DL, KLEIN SA. 1999. The role of clouds, water vapor, circulation, and boundary layer structure in the sensitivity of the tropical climate. *Journal of Climate*, v. 12, p. 2359-2374. DOI: 10.1175/1520-0442(1999)012<2359:TROCWV>2.0.CO;2.
- LAUER DT, MORAIN SA, SALOMONSON VV. 1997. The Landsat Program: its origins, evolution, and impacts. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v. 63 (7), p. 831-838.
- LAWRENCE DW, THROTON PE, OLESON KW, BONAN GB. 2007. The partitioning of evapotranspiration into transpiration, soil evaporation, and canopy evaporation in a GCM: impacts on land-atmosphere interaction. *Journal of Hydrometeorology*, v. 8 (4), p. 862–880. DOI: 10.1175/JHM596.1.
- LEE JE, OLIVEIRA RS, DAWSON TE, FUNG I. 2005. Root functioning modifies seasonal climate. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 102 (49), p. 17576-17581. DOI: 10.1073/pnas.0508785102.
- LEWIS SL, BRANDO PM, PHILLIPS OL, VAN DER HEIJDEN GMF, NEPSTAD D. 2011. The 2010 Amazon drought. *Science*, v. 331 (6017), p. 554. DOI:10.1126/science.1200807.
- LI F, LYONS TJ. 1999. Estimation of Regional Evapotranspiration through Remote Sensing. *Journal of Applied Meteorology*, v. 38, p. 1644-1654. DOI: 10.1175/1520-0450(1999)038<1644:EORETR>2.0.CO;2.
- LUCHT W, SCHAAF CB, STRAHLER AH. 2000. An Algorithm for the retrieval of albedo from space using semiempirical BRDF models. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 38 (2), p. 977-998. DOI: 10.1109/36.841980.
- MALHADO ACM, COSTA MH, LIMA FZ, PORTILHO KC, FIGUEIREDO DN. 2009. Seasonal leaf dynamics in an Amazonian tropical forest. *Forest Ecology and Management*, v. 258 (7), p. 1161-1165. DOI: 10.1016/j.foreco.2009.06.002.
- MALHI Y, PEGORARO E, NOBRE AD, PEREIRA MGP, GRACE J, CULF AD, CLEMENT R. 2002. Energy and water dynamics of a central Amazonian rainforest. *Journal of Geophysical Research*, v. 107 (D20), p. 8061-8078. DOI: 10.1029/2001JD000623.
- MALHI Y, WRIGHT J. 2004. Spatial patterns and recent trends in the climate of tropical rainforest regions. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences*, v. 359 (1443), p. 311-329. DOI: 10.1098/rstb.2003.1433.
- MALHI YS, ARAGÃO LEOC, GALBRAITH D, HUNTINGFORD C, FISHER R, ZELAZOWSKI P, SITCH S, MCSWEENEY S, MEIR P. 2009. Tipping Elements in Earth Systems Special Feature: Exploring the likelihood and mechanism of a climate-change-induced dieback of the Amazon rainforest.

Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, v. 106 (49), p. 20610-20615. DOI: 10.1073/pnas.0804619106.

MALLICK K, BHATTACHARYA BK, RAO VUM, REDDY DR, BANERJEE S, HOSHALI V, PANDEY V, KAR G, MUKHERJEE J, VYAS SP, GADGIL AS, PATEL NK. 2009. Latent heat flux estimation in clear sky days over Indian agroecosystems using noontime satellite remote sensing data. *Agricultural and forest meteorology*, v.149 (10), p. 1646-1665. DOI: 10.1016/j.agrformet.2009.05.006.

MALLICK K, BHATTACHARYA BK, RAO VUM, REDDY DR, BANERJEE S, HOSHALI V, PANDEY V, KAR G, MUKHERJEE J, VYAS SP, GADGIL AS, PATEL NK. 2009. Latent heat flux estimation in clear sky days over indian agroecosystems using noontime satellite remote sensing data. *Agricultural and forest meteorology*, v.149 (10), p. 1646-1665. DOI: 10.1016/j.agrformet.2009.05.006.

MARENGO JA, NOBRE CA, TOMAZELLA J, et al. 2008. The drought of Amazonia in 2005. *Journal of Climate*, v. 21 (3), p. 495–516. DOI: 10.1175/2007JCLI1600.1.

MARENGO JA, NOBRE CA. 2001. General characteristics and variability of climate in the Amazon Basin and its links to the global climate system. In: MCCLAIN ME, VICTORIA RL, RICHEY JE. (Eds). 2001. *The biogeochemistry of the Amazon Basin*. Oxford, UK: Oxford University Press, p. 17-41. ISBN: 0195114310.

MCCABE MF, WOOD EF. 2006. Scale influences on the remote estimation of evapotranspiration using multiple satellite sensors. *Remote Sensing of Environment*, v. 105 (4), 271–285. DOI: 10.1016/j.rse.2006.07.006.

MCVICAR TR, JUPP DLB. 1998. The current and potential operational uses of remote sensing to aid decisions on drought exceptional circumstances in Australia: A Review. *Agricultural Systems*, v. 57 (3), p. 399-468. DOI: 10.1016/S0308-521X(98)00026-2.

MCWILLIAM ALC, ROBERTS JM, CABRAL OMR, LEITAO MVBR, DA COSTA ACL, MAITELLI GT, ZAMPARONI CAGP. 1993. Leaf Area Index and above-ground biomass of terra firme rain forest and adjacent clearings in Amazonia. *Functional Ecology*, v. 7 (3), p. 310–317.

MEINSHAUSEN M, MEINSHAUSEN N, HARE W, et al. 2009. Greenhouse-gas emission targets for limiting global warming to 2 °C. *Nature*, v. 458, p. 1158-1162. DOI: 10.1038/nature08017.

MEIR P, GRACE J, MIRANDA AC. 2000. Photographic method to measure the vertical distribution of leaf area density in forests. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 102 (2-3), p. 105-111. DOI: 10.1016/S0168-1923(00)00122-2.

MENDONÇA JC. 2007. *Estimação da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região norte fluminense*. Tese de Doutorado em Produção Vegetal. Universidade Estadual do Norte Fluminense. Campos dos Goytacazes, Brasil. 167 p.

MILLER SD, GOULDEN ML, ROCHA HR, MENTON MC, FREITAS HC. 2004. Biometric and micrometeorological measurements of tropical forest carbon balance. *Ecological Applications*, v. 14 (4), S114-S126.

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. 1982. *Projeto RADAM Brasil*. Ministério das Minas e Energia, Brasília, Brasil. Disponível online no site <http://www.projeto.radam.nom.br/>. Acesso em 23 de Novembro de 2010.

- MONTEITH JL. 1965. Evaporation and Environment. In: FOGG BD (Ed). 1965. *The State and movement of water in living organism*. Symposium of the Society of Experimental Biology XIX. Cambridge, UK: Cambridge University Press, p. 205-234. DOI: 10.1002/iroh.19670520242.
- MOORS E. 2008. Evaporation. In: BERKENS MFP, DOLMAN AJ, TROCH PA. 2008. *Climate and the hydrological cycle*. IAHS Publication. Wallingford, UK, p.23-41 ISBN: 1901502546.
- MORAN MS, CLARKE RT, INOUE Y, VIDAL A. 1994. Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environment*, v. 49 (3), p. 246-263. DOI: 10.1016/0034-4257(94)90020-5.
- MORAN MS, INOUE Y, BARNES EM. 1997. Opportunities and limitations for image-based remote sensing in precision crop management. *Remote Sensing of Environment*, v. 61 (3), p. 319-346 DOI: 10.1016/S0034-4257(97)00045-X.
- MU Q, HEINSCH FA, ZHAO M, RUNNING SW. 2007a. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, v. 111 (4), 519-536. DOI: 10.1016/j.rse.2007.04.015.
- MU Q, ZHAO M, HEINSCH FA, LIU M, TIAN H, RUNNING SW. 2007b. Evaluating water stress controls on primary production in biogeochemical and remote sensing based models. *Journal of Geophysical Research*, v. 112, G01012, 13 p. DOI: 10.1029/2006JG000179.
- MU Q, ZHAO M, RUNNING SW. 2011. Improvements to a MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration Algorithm. *Remote Sensing of Environment*. In press. DOI: 10.1016/j.rse.2011.02.019.
- MUCHONEY D, STRAHLER A, HODGES J, LOCASTRO J. 1999. The IGBP discover confidence sites and the system for terrestrial ecosystem parameterization: tools for validating global land cover data. *American Society for Photogrammetry and Remote Sensing*, v. 65(9), p. 1061-1067.
- MYNENI RB, HOFFMAN S, KNYAZIKHIN Y, PRIVETTE JL, GLASSY J, TIAN Y, WANG Y, SONG X, ZHANG Y, SMITH GR, LOTSCH A, FRIEDL M, MORISSETTE JT, VOTAVA P, NEMANI RR, RUNNING SW. 2002. Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, v. 83, p. 214-231. DOI: 10.1016/S0034-4257(02)00074-3.
- MYNENI RB, KEELING CD, TUCKER CJ, ASRAR G, NEMANI RR. 1997. Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991. *Nature*, v. 386, P. 698-702. DOI: 10.1038/386698A0.
- MYNENI RB, YANG W, NEMANI RR, HUETE AR, DICKINSON RE, et al. 2007. Large seasonal swings in leaf area of Amazon rainforests. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 104 (12), p. 4820-4823. DOI: 10.1073/pnas.0611338104.
- NAGLER P, CLEVERLY J, LAMPKIN D, GLENN E, HUETE A, WAN Z. 2005. Predicting riparian evapotranspiration from MODIS vegetation indices and meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, v. 94 (1), p. 17-30. DOI: 10.1016/j.rse.2004.08.009.
- NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION. 2011a. *Algorithm 3B42 - TRMM Merged HQ/Infrared Precipitation*. Disponível online no endereço <http://trmm.gsfc.nasa.gov/3b42.html>. Acesso em 18 de Março de 2011.

- NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION. 2011b. *TRMM Online Visualization and Analysis System (TOVAS)*. TRMM 3B42: 3-Hour 0.25 x 0.25 degree merged TRMM and other satellite estimates. Disponível online no endereço <http://mirador.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/mirador/presentNavigation.pl?tree=project&project=TRMM>. Acesso em 18 de Março de 2011.
- NEMANI R, RUNNING SW. 1989. Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and thermal-IR AVHRR data. *Journal of Applied Meteorology*, v. 28, p. 276-284. DOI: 10.1175/1520-0450(1989)028<0276:EORSRT>2.0.CO;2.
- NEMANI R, WHITE M, THORNTON P, NISHIDA K, REDDY S, JENKINS J, RUNNING SW. 2002. Recent trends in hydrologic balance have enhanced the terrestrial carbon sink in the United States. *Geophysical Research Letters*, v. 29 (10), p. 1468. DOI:10.1029/2002GL014867.
- NEPSTAD D, LEFEBVRE P, DA SILVA UL, TOMASELLA J, SCHLESINGER P, et al. 2004. Amazon drought and its implications for forest flammability and tree growth: a basin-wide analysis. *Global Change Biology*, v. 10 (5), p. 704-717. DOI: 10.1111/j.1529-8817.2003.00772.x.
- NICÁCIO RM. 2007. *Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia sebal na bacia do rio São Francisco*. Tese de Doutorado em Ciências em Engenharia Civil. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, Brasil. 320 p.
- NISHIDA K, NEMANI RR, RUNNING SW, GLASSY JM. 2003a. An operational remote sensing algorithm for land surface evaporation. *Journal of Geophysical Research*, v. 108 (D9), p 4270-4283. DOI: 10.1029/2002jd002062.
- NISHIDA K, NEMANI RR, RUNNING SW, GLASSY JM. 2003b. Development of an evapotranspiration index from Aqua/MODIS for monitoring surface moisture status. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Society*, v. 41 (2), p. 493-501. DOI: 10.1109/TGRS.2003.811744.
- NOBRE C, SELLERS P, SHUKLA J. 1991. Amazonian deforestation and regional climate change. *Journal of Climate*, v. 4 (10), p. 957-988. DOI: 10.1175/1520-0442(1991)004<C0957:ADARCC>E2.0.CO;2.
- NORMAN JM, ANDERSON MC, KUSTAS WP, FRENCH AN, MECIKALSKI J, TORN R, DIAK GR, SCHMUGGE TJ, TANNER BCW. 2003. Remote sensing of surface energy fluxes at 10¹m pixel resolutions. *Water Resources Research*, v. 39, p. 1221-1229. DOI: 10.1029/2002wr001775.
- NORMAN JM, KUSTAS W, HUMES K. 1995. A two-source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes from observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 77, p. 263-293. DOI: 10.1016/0168-1923(95)02265-y.
- OLIOSO A, CHAUKI H, COURAULT D, WIGNERON JP. 1999. Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT models. *Remote Sensing of Environment*, v. 68 (3), p. 341–356. DOI: 10.1016/S0034-4257(98)00121-7.
- OLIVEIRA RS, DAWSON TE, BURGESS SSO, NEPSTAD DC. 2005. Hydraulic redistribution in three Amazonian trees. *Oecologia*, v. 145 (3), p. 354–363. DOI: 10.1007/s00442-005-0108-2.
- OREN R, SPERRY JS, KATUL GG, PATAKI DE, EWERS BE, PHILLIPS N, SCHAFFER KVR. 1999. Survey and synthesis of intra- and interspecific variation in stomatal sensitivity to vapour pressure

deficit. *Plant Cell Environment*, v. 22 (12), p. 1515- 1526. DOI: 10.1046/j.1365-3040.1999.00513.x.

PAIVA CM. 2005. *Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR*. Tese de Doutorado em Ciências em Engenharia Civil. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, Brasil. 218 p.

PAIVA RCD, BUARQUE DC, CLARKE RT, COLLISCHONN W, ALLASIA DG. 2011. Reduced precipitation over large water bodies in the Brazilian Amazon shown from TRMM data. *Geophysical Research Letters*, v. 38, L04406. DOI:10.1029/2010GL045277.

PATIÑO S, LLOYD J, PAIVA R, BAKER TR, QUESADA CA, MERCADO LM, SCHMERLER J, SCHWARZ M, et al. 2009. Branch xylem density variations across the Amazon Basin. *Biogeosciences*, v. 6 (1-4), p. 545-568. DOI: 10.5194/bg-6-545-2009.

PAULSON CA. 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature in the unstable atmospheric surface layer. *Journal of Applied Meteorology*, v. 9, p. 857-861. DOI: 10.1175/1520-0450(1970)009<c0857:atmrows>e2.0.co;b2

PAZ AR, COLLISCHONN W. 2007. River reach length and slope estimates for large-scale hydrological models based on a relatively high-resolution digital elevation model. *Journal of Hydrology*, v. 343, p. 127-139, DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.06.006

PETERS AJ, WALTER-SHEA EA, LEI J, VINA A, HAYES M, SVOBODA MD. 2002. Drought monitoring with NDVI-based standardized Vegetation Index. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v. 68 (1), p. 71-75.

PHILLIPS OL, ARAGAO LEOC, LEWIS SL, FISHER JB, et al. (2009). Drought sensitivity of the Amazon Rainforest. *Science*, v. 323 (5919), p. 1344-1347. DOI:10.1126/science.1164033.

PINTO JR OB, SANCHES L, LOBO FA, BRANDAO AA, NOGUEIRA JS. 2010. Leaf area index of a tropical semi-deciduous forest of the southern Amazon Basin. *International Journal of Biometeorology*, v. 20, p. 7128. DOI: 10.1007/s00484-010-0317-1.

PRABHAKARA C, IACOVAZZI R, YOO JM, KIM KM, BELL TL. 2008. A Method to Estimate Rain Rate over Tropical Oceans with the TRMM Microwave Imager Radiometer. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 86 (1), p. 203-212. DOI: 10.2151/jmsj.86.203.

RANDEL DL, HAAR THV, RINGERUD MA, et al. 1996. A NEW GLOBAL WATER VAPOR DATASET. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 77 (6), p. 1233-1246.

RANGO A, SHALABY AI. 1998. Operational Applications of Remote Sensing in Hydrology: Success, Prospects and Problems. *Hydrological Sciences Journal*, v. 43 (6), p. 947-968. DOI: 10.1080/02626669809492189.

RICHEY JE, MELACK JM, AUFDENKAMPE AK, BALLESTER VM, HESS LL. 2002. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂. *Nature*, v. 416, p. 617-620. DOI: 10.1038/416617a.

RIENECKER M. 2008. *File specification for GEOS-5 DAS gridded output*. Disponível online no endereço http://gmao.gsfc.nasa.gov/operations/GEOS5_File_Specification_6_4.pdf. Acesso em 23 de Novembro de 2010.

- ROBERTS JM, CABRAL OMR, DA COSTA JP, MCWILLIAM ALC, SÁ TD. 1996. An overview of the Leaf Area Index and physiological measurements during ABRACOS. In: GASH JHC, NOBRE CA, ROBERTS JM, VICTORIA RL. (Eds). 1996. *Amazonian Deforestation and Climate*. New York, USA: John Wiley & Sons, 638 p. ISBN: 0471967343.
- ROBERTSON MJ, INMAN-BAMBERB NG, MUCHOWA RC, WOODC AW. 1999. Physiology and productivity of sugarcane with early and mid-season water deficit. *Field Crops Research*, v. 64 (3), p. 211-217. DOI: 10.1016/S0378-4290(99)00042-8.
- ROCHA HR, FREITAS HC, DIAS MAFS, LIGO MA, CABRAL OMR, TANNUS RN, ROSOLEM R. 2002. Measurements of CO₂ exchange over a woodland savanna (Cerrado sensu stricto) in southeast Brasil. *Biota Neotropica*, v. 2 (1), p. 1-11.
- ROCHA HR, GOULDEN ML, MILLER SD, MENTON MC, PINTO LDVO, FREITAS HC, FIGUEIRA AMS. 2004. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia, *Ecological Applications*, v. 14 (4), p. S22-S32. DOI: 10.1890/02-6001.
- ROCHA HR, MANZI AO, CABRAL OM, MILLER SD, GOULDEN ML, SALESKA SR, COUPE NR, WOFYSY SC, BORMA LS, ARTAXO P, VOURLITIS G, NOGUEIRA JS, CARDOSO FL, NOBRE AD, KRUIJT B, FREITAS HC, VON RANDOW C, AGUIAR RG, MAIA JF. 2009. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. *Journal of Geophysical Research*, v. 114, G00B12, p. 1-8. DOI: 10.1029/2007JG000640.
- ROERINK GJ, SU Z, MENENTI M. 2000. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth. Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, v. 25 (2), p. 147-157. DOI: 10.1016/s1464-1909(99)00128-8.
- RUHOFF AL, SALDANHA CB, COLLISCHONN W, UVO CB, ROCHA HR, CABRAL OMR. 2009. Análise multivariada do processo de evapotranspiração em áreas de cerrado e cana-de-açúcar. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.14(4), p. 137-146.
- RUNNING SW, NEMANI RR, HEINSCH FA, ZHAO M, REEVES MC, HASHIMOTO H. 2004. A continuous satellite-derived measure of global terrestrial primary production. *Bioscience*, v. 54 (6), p. 547-560. DOI: 10.1641/0006-3568(2004)054[0547:ACSMOG]2.0.CO;2.
- RUNNING SW, NEMANI RR. 1988. Relating seasonal patterns of the AVHRR Vegetation Index to simulate photosynthesis and transpiration of forests in different climates. *Remote Sensing of Environment*, v. 24 (2), p. 347-367. DOI: 10.1016/0034-4257(88)90034-X.
- RUTTER AJ, MORTON AJ. 1977. A predictive model of rainfall interception in forests. III. Sensitivity of the model to stand parameters and meteorological variables. *Journal of Applied Ecology*, v. 14 (2), p. 567-588.
- SAKAI RK, FITZJARRALD DR, MORAES OLL, et al. 2004. Land-use change effects on local energy, water, and carbon balances in an Amazonian agricultural field. *Global Change Biology*, v. 10 (5), p. 895-907. DOI: 10.1111/j.1529-8817.2003.00773.x.
- SALATI E, VOSE PB. 1984. Amazon basin: a system in equilibrium. *Science*, v. 225 (4658), p. 129-138. DOI:
- SALESKA SR, DIDAN K, HUETE AR, ROCHA HR. 2007. Amazon forests green-up during 2005 drought. *Science*, v. 318 (5850), p. 612. DOI:10.1126/science.1146663.

- SALESKA SR, MILLER SD, MATROSS DM, GOULDEN ML, WOFYSY SC, ROCHA HR, et al. 2003. Carbon in amazon forests: Unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses. *Science*, v. 302 (5650), p. 1554–1557. DOI: 10.1126/science.1091165.
- SALOMON J, SCHAAF CB, STRAHLER AH, GAO F, JIN Y. 2006. Validation of the MODIS Bidirectional Reflectance Distribution Function and Albedo Retrievals using combined observations from the aqua and terra platforms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 44 (6), p. 1555-1565. DOI: 10.1109/TGRS.2006.871564.
- SCHAAF CB, GAO F, STRAHLER AH, LUCHTW, LI X, TSANG T, et al. 2002. First operational BRDF, Albedo and Nadir Reflectance Products from MODIS. *Remote Sensing of Environment*, v. 83 (1-2), p. 135-148. DOI: 10.1016/S0034-4257(02)00091-3.
- SELLERS PJ, HALL FG, ASRAR G, STREBEL DE, MURPHY RE. 1992. An Overview of the First International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Field Experiment (FIFE). *Journal of Geophysical Research*, v. 97 (17), p. 18345-18371.
- SELLERS PJ. 1985. Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *International Journal of Remote Sensing*, v. 6 (8), p. 1335-1372. DOI: 10.1080/01431168508948283.
- SHINDELL D, FALUVEGI G. 2009. Climate response to regional radiative forcing during the twentieth century. *Nature Geoscience*, v. 2, p. 294 -300. DOI: 10.1038/ngeo473.
- SHRESTHA MS, ARTAN GA, BAJRACHARYA SR, SHARMA RR. 2008. Using satellite-based rainfall estimates for streamflow wmodelling: Bagmati Basin. *Journal of Flood Risk Management*, v. 1, p. 89-99. DOI: 10.1111/j.1753-318X.2008.00011.x.
- SHUTTLEWORTH WJ, GASH JH, LOYD CR, et al. 1984. Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 110 (466), p. 1143-1162. DOI: 10.1002/qj.49711046622.
- SHUTTLEWORTH WJ. 1989. Micrometeorology of temperature and tropical forest. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series Biological Science - Forest, Weather and Climate*, v. 324 (1223), p. 299-334.
- SHUTTLEWORTH WJ. 1993. Evaporation. In: MAIDMENT DR. 1993. *Handbook of Hydrology*. New York, USA: McGraw Hill, p. 4.1-4.53. ISBN: 0070397325.
- SILVA BB, BEZERRA MVC. 2006. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM-LANDSAT 5. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v. 14, p. 174-186.
- SOLANO R, DIDAN K, JACOBSON A, HUETE A. 2010. *MODIS Vegetation Indices (MOD13) C5 User's Guide*. Disponível online no endereço <http://tbrs.arizona.edu/project/MODIS/UsersGuide.pdf>. Acesso em 23 de Novembro de 2010.
- STAINFORTH DA, AINA T, CHRISTENSEN C, COLLINS M, et al. 2005. Uncertainty in predictions of the climate response to rising levels of greenhouse gases. *Nature*, v. 433, p. 403-406. DOI: 10.1038/nature03301.
- STISEN S, SANDHOLT I, NORGAARD A, FENSHOLT R, JENSEN KH. 2008. Combining the triangle method with thermal inertia to estimate regional evapotranspiration applied to MSG-SEVIRI

- data in the Senegal River basin. *Remote Sensing of Environment*, v. 112, p. 1242-1255. DOI: 10.1016/j.rse.2007.08.013.
- SU H, WOOD EF, MCCABE MF, SU Z. 2007. Evaluation of remotely sensed evapotranspiration over the CEOP EOP-1 reference sites. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 85 (A), p. 439–459.
- SU HB, MCCABE MF, WOOD EF, SU Z, PRUEGER JH. 2005. Modelling evapotranspiration during SMACEX: Comparing two approaches for local- and regional-scale prediction. *Journal of Hydrometeorology*, v. 6 (6), p. 910–922. DOI: 10.1175/JHM466.1.
- SU Z. 2002. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 6 (1), p. 85-99. DOI: 10.5194/hess-6-85-2002.
- TASUMI M, TREZZA R, ALLEN RG, WRIGHT JL. 2005. Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U.S. *Irrigation and Drainage Systems*, v. 19 (3-4), p. 355-376. DOI: 10.1007/s10795-005-8138-9.
- TASUMI M. 2003. *Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery*. PhD Thesis in Biological and Agricultural Engineering. University of Idaho. Kimberly, USA. 379 p.
- TATEM AJ, GOETZ SJ, HAY SI. 2008. Fifty Years of Earth-observation Satellites. *American Scientist*, v. 96 (5), p. 390. DOI: 10.1511/2008.74.390.
- TAYLOR KE. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research*, v. 106 (7), p. 7183–7192. DOI: 10.1029/2000JD900719.
- TEIXEIRA AHC. 2010. 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 (5), p. 1287-1319. DOI: 10.3390/rs0251287.
- TEULING AJ, HIRSCHI M, OHMURA A, WILD M, REICHSTEIN M, CIASIS P, et al. 2009. A regional perspective on trends in continental evaporation. *Geophysical Research Letters*, v. 36, L02404. DOI:10.1029/2008GL036584.
- THORNTON, P.E. 1998. *Regional ecosystem simulation: combining surface- and satellite-based observations to study linkages between terrestrial energy and mass budgets*. PhD Thesis in Forestry. University of Montana. Missoula, USA. 280 p.
- TRENBERTH KE, SMITH L, QIAN T, DAI A, FASULLO J. 2007. Estimates of the Global Water Budget and Its Annual Cycle Using Observational and Model Data. *Journal of Hydrometeorology*, v. 8 (4), p. 758–769. DOI: 10.1175/JHM600.1.
- TRENBERTH KE. 1999. Atmospheric Moisture Recycling: Role of Advection and Local Evaporation. *Journal of Climate*, v. 12 (5), p.1368-1381. DOI: 10.1175/1520-0442(1999)012<1368:AMRROA>2.0.CO;2.
- TUCCI CEM, COLLISCHONN W, CLARKE RT, PAZ AR, ALLASIA D. 2008. Short and long-term flow forecasting in the Rio Grande watershed (Brazil). *Atmospheric Science Letters*, v. 9 (2), p. 53-56. DOI: 10.1002/asl.165.

- TUCCI CEM. 1998. *Modelos hidrológicos*. Porto Alegre, Brasil: EdUFRGS. 678 p. ISBN: 8570258232.
- TUCCI CEM. 2002. *Regionalização de vazões*. Porto Alegre, Brasil: EdUFRGS, 256 p. ISBN: 8570256159.
- TUCCI CEM. 2004. *Hidrologia – Ciência e aplicação*. Porto Alegre, Brasil: EdUFRGS, 944 p. ISBN: 8570259247.
- TUCKER CJ. 1980. Remote sensing of leaf water content in the near infrared. *Remote Sensing of Environment*, v. 10 (1), p. 23-32. DOI: 10.1016/0034-4257(80)90096-6.
- TURNER DP, URBANSKI S, BREMER D, WOFYSY SC, MEYERS T, GOWER ST. 2003. A cross-biome comparison of daily light use efficiency for gross primary production. *Global Change Biology*, v. 9 (3), p. 383-395. DOI: 10.1046/j.1365-2486.2003.00573.x.
- TUZET A, PERRIER A, LEUNING R. 2003. Stomatal control of photosynthesis and transpiration: Results from a soil–plant–atmosphere continuum model. *Plant, Cell and Environment*, v. 26, p. 1097–1116.
- UBARANA VN. 1996. Observations and modeling of rainfall interception at two experimental sites in Amazonia. In: GASH JHC, NOBRE CA, ROBERTS DA, VICTORIA RL. (Eds.) 1996. *Amazonian Deforestation and Climate*. New York, USA: John Wiley & Sons, 638 p. ISBN: 0471967343.
- VAN DE GRIEND AA, OWE M. 1993. On the relationship between thermal emissivity and normalized difference vegetation index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, v. 14, p. 1119-1131. DOI: 10.1080/01431169308904400.
- VAN DE GRIEND AA. 1994. Bare soil surface resistance to evaporation by vapour diffusion under semiarid conditions. *Water Resources Research*, v. 30 (2), p. 181-188. DOI: 10.1029/93WR02747.
- VAN ROMPAEY AJJ, GOVERS G, BAUDET M. 1999. A strategy for controlling error of distributed environmental models by aggregation. *International Journal of Geographical Information Science*, v. 13, p. 577-590. DOI: 10.1080/136588199241120.
- VENTURINI V, ISLAM S, RODRIGUEZ L. 2008. Estimation of evaporative fraction and evapotranspiration from MODIS products using a complementary based model. *Remote Sensing of Environment*, v. 112, p. 132-141. DOI: 10.1016/j.rse.2007.04.014.
- VERMOTE EF, KOTCHENOVA SY, RAY JP. 2008. *MODIS Surface Reflectance User's Guide*. Disponível online no endereço http://modis-sr.ltdri.org/products/MOD09_UserGuide_v1_2.pdf. Acesso em 23 de Novembro de 2010.
- VINUKOLLU RK, WOOD EF, FERGUSON CR, FISHER JB. 2011. Global estimates of evapotranspiration for climate studies using multi-sensor remote sensing data: Evaluation of three process-based approaches. *Remote Sensing of Environment*, v. 115 (3), p. 801-823. DOI: 10.1016/j.rse.2010.11.006.
- VON RANDOW C, MANZI AO, KRUIJT B, et al. 2004. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 78 (1-3), p. 5-26. DOI: 10.1007/s00704-004-0041-z.

- VOURLITIS GL, PRIANTE-FILHO N, HAYASHI MMS, NOGUEIRA JS, CASEIRO FT, CAMPELO JR H. 2002. Seasonal variations in the evapotranspiration of a transitional tropical forest of Mato Grosso, Brazil. *Water Resources Research*, v. 38, 1094, 11 p. DOI: 10.1029/2000WR000122.
- WALLACE JM, HOBBS PV. 2006. *Atmospheric Science – An introductory survey*. London, UK: Academic Press, 504 p. ISBN: 9780127329512.
- WAN Z, DOZIER J. 1996. A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 34, p. 892-905. DOI: 10.1109/36.508406.
- WAN Z, ZHANG Y, ZHANG Q, LI ZL. 2002. Validation of the land-surface temperature products retrieved from Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment*, v. 83, p. 163-180. DOI: 10.1016/s0034-4257(02)00093-7.
- WAN Z, ZHANG Y, ZHANG Q, LI ZL. 2002. Validation of the land-surface temperature products retrieved from Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment*, v. 83, p. 163-180. DOI: 10.1016/s0034-4257(02)00093-7.
- WAN Z, ZHANG Y, ZHANG Q, LI ZL. 2004. Quality assessment and validation of the MODIS global land surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, v. 25, p. 261-274. DOI: 10.1080/0143116031000116417.
- WAN Z. 2007. *MODIS Land Surface Temperature Products Users' Guide*. Disponível online no endereço http://www.ices.ucsb.edu/modis/LstUsrGuide/MODIS_LST_products_Users_guide_C5.pdf. Acesso em 23 de Novembro de 2010.
- WANG J, MA Y, MENENTI M, BASTIAANSEN WGM, MISTSUTA Y. 1995. The scaling-up of processes in the heterogeneous landscape of HEIFE with the aid of satellite remote sensing. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 73, p. 1235-1244. Disponível online no endereço <http://library.wur.nl/WebQuery/wurpubs/302192>. Acesso em 23 de Novembro de 2010.
- WANG Y, WOODCOCK CE, BUERMANN W, STENBERG P, VOIPIO P, SMOLANDER H, HAME T, TIAN Y, HU J, KNYAZIKHIN Y, MYNENI RB. 2004. Evaluation of the MODIS LAI algorithm at a coniferous forest site in Finland. *Remote Sensing of Environment*, v. 91 (1), p. 114-127. DOI: 10.1016/j.rse.2004.02.007.
- WASSEIGE C, BASTIN D, DEFOURNY P. 2003. Seasonal variation of tropical forest LAI based on field measurements in Central African Republic. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 119 (3-4), p. 181-194. DOI: 10.1016/S0168-1923(03)00138-2.
- WATANABE K, YAMAMOTO T, YAMADA T, SAKURATANI T, NAWATAA E, NOICHANAD C, SRIBUTTAD A, HIGUCHIA H. 2004. Changes in seasonal evapotranspiration, soil water content, and crop coefficients in sugarcane, cassava, and maize fields in Northeast Thailand. *Agricultural Water Management*, v. 67 (2), p. 133-143. DOI:10.1016/j.agwat.2004.02.004.
- WEBB EK, PEARMAN GI, AND LEUNING R. 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, v. 106, p. 85-100. DOI: 10.1002/qj.49710644707.

- WERTH D, AVISSAR R. 2002. The local and global effects of Amazon deforestation. *Journal of Geophysical Research*, v. 107 (D20), p. 8087. DOI: 10.1029/2001JD000717.
- WERTH D, AVISSAR R. 2004. The regional evapotranspiration of the Amazon. *Journal of Hydrometeorology*, v. 5 (1), p. 100-109. DOI: 10.1175/1525-7541(2004)005<C0100:ATREOTA<E2.0.CO;B2.
- WIGMOSTA MS, VAIL LW, LETTENMAIER DP. 1994. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*, v. 30 (6), p. 1665-1679. DOI: 10.1029/94wr00436.
- WILKS DS. 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. New York, USA: Academic Press, 648 p. ISBN: 9780127519661.
- WILSON K, GOLDSTEIN A, FALGE E, et al. 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 113, p. 223-243. DOI: 10.1016/s0168-1923(02)00109-0.
- XU L, BALDOCCHI DD. 2003. Seasonal trend of photosynthetic parameters and stomatal conductance of blue oak (*Quercus douglasii*) under prolonged summer drought and high temperature. *Tree Physiology*, v. 23 (13), p. 865-877. DOI: 10.1093/treephys/23.13.865.
- YAPO P, GUPTA H, SOROOSHIAN S. 1998. Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology*, v. 204, p. 83-97. DOI: 10.1016/s0022-1694(97)00107-8.
- ZANCHI FB, WATERLOO MJ, VON RANDOW C, KRUIJT B, CARDOSO FL, MANZI AO. 2009. Estimativa do Índice de Área Foliar (IAF) e Biomassa em pastagem no estado de Rondônia, Brasil. *Acta Amazonica*, v. 39 (2), p. 335 - 348. DOI: 10.1590/S0044-59672009000200012.
- ZHAN X, KUSTASW, HUMES K. 1996. An intercomparison study on models of sensible heat flux over partial canopy surfaces with remotely sensed surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, v. 58, p. 242-256. DOI: 10.1016/s0034-4257(96)00049-1.
- ZHANG YQ, CHIEW FHS, ZHANG L, LEUNING R, CLEUGH HA. 2008. Estimating catchment evaporation and runoff using MODIS leaf area index and the Penman-Monteith equation. *Water Resources Research*, v. 44, W10420. DOI: 10.1029/2007WR006563.
- ZHAO M, HEINSCH FA, NEMANI R, RUNNING SW. 2005. Improvements of the MODIS terrestrial gross and net primary production global data set. *Remote Sensing of Environment*, v. 95, p. 164-176. DOI: 10.1016/j.rse.2004.12.011.
- ZWART SJ, BASTIAANSEN WGM. 2007. SEBAL for detecting spatial variation of water productivity and scope for improvement in eight irrigated wheat systems. *Agricultural Water Management*, v. 89, p. 287-296. DOI: 10.1016/j.agwat.2007.02.002.