

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS E
SANEAMENTO AMBIENTAL

***ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE CALOR A PARTIR DE IMAGENS
ORBITAIS E APLICAÇÃO NA MODELAGEM HIDROLÓGICA***

ADRIANO MARLISOM LEÃO DE SOUSA

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

Orientadora: Dr^a. Nilza Maria dos Reis Castro

Banca Examinadora

Prof. Dr. Olavo Correa Pedrollo (UFRGS – IPH)

Prof. Dr. Adilson Pinheiro (FURB)

Prof. Dr^a. Cláudia Campos (UFPEL – FAMET)

Porto Alegre, fevereiro, 2010.

Pensamento

“Pode Todo o Universo Conspirar Contra Mim,
Mas, Se Ele “DEUS” Está Comigo, Nada Me Acontecerá.”

“O Impossível, Só Ele Faz”

(Anônimo)

Dedicatória

Dedico este trabalho a meus pais,
a meus irmãos e minhas avós (in memory),
e a Maria Isabel Vitorino.

APRESENTAÇÃO E AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi desenvolvido no Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Sob a orientação da Profª. Nilza Maria dos Reis Castro.

Aqui expresso os meus sinceros agradecimentos pela grande ajuda recebida ao longo da realização do curso de Doutorado, primeiramente a DEUS, o criador do universo, causa primária de tudo e em especial a Minha Noiva Maria Isabel Vitorino.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela bolsa de estudo sem a qual seria impossível a realização deste trabalho;

A Drª. Nilza Castro pela atenção, confiança e orientação que corroborou na conclusão do presente trabalho;

Ao Prof. Tucci pela oportunidade em poucos momentos de doação da sua experiência e conhecimento vivido;

Ao Prof. Everaldo Barreiros de Souza pela oportunidade de trabalharmos juntos, confiança e amizade durante os anos de UFPA;

Ao Prof. Louzada pelos momentos de atenção e sugestões no decorrer do trabalho;

Aos participantes do Projeto LBA e do Projeto da Ilha do Bananal - TO, que forneceram os dados utilizados em especial ao Prof. Humberto Rocha do IAG/USP;

Aos professores do curso de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da UFRGS - IPH, pelo auxílio e informações fornecidas no decorrer do curso;

Aos amigos que conquistei durante minha estada em Porto Alegre - RS, cujo apoio e incentivo moral ajudaram a superar diversos problemas;

A Secretaria de Planejamento em nome da Diretoria de Zoneamento Ecológico-Econômico do Estado de Tocantins pela disponibilidade dos dados e mapas de todo o estado;

A minha família pelo apoio moral e carinho os quais me mantiveram de cabeça erguida e com os pés no chão, em especial a Sr^a Raimunda Soares Leão (mãe) e o Sr Cosmo Gama de Sousa (Pai), e o Sr Carlos Alberto (Padrasto);

A família Vitorino e em especial a minha Noiva e futura esposa “Isabel” pelo constante incentivo, paciência, carinho e confiança depositada em mim e a minha segunda sogra Nicéa Pinto pelo apoio e alegria de viver.

Aos Colegas da Fundação Universidade Regional de Blumenau – FURB em nome de Prof. Adilson e Doutorando Vander pelas valiosas dicas do modelo SWAT, muito obrigado pelos dois dias de atenção integral em Blumenau - SC;

Aos amigos, Claudinéia, Angélica, Janete, Christopher, Leandro, Thiago, Binho, Rodrigo, Renata, Taís, Federico, Ester, Fabiano, Magui, Diogo, Juan, Andréas, Baiano, Fabrício, as colombianas e em especial ao trio funil (Fausto, Humberto e Frederico) pelos momentos juntos e apoio durante esta jornada.

As colegas da biblioteca (Jussara, Sandra e Elisabeth) e Dn^a Lúgia (ABRH) pela amizade durante estes três anos;

A Sr^a Nadir Solari e Andreas pelo apoio incondicional e incentivo nos momentos difíceis nesta estada em Porto Alegre.

Sumário

LISTA DE TABELAS.....	IX
LISTA DE FIGURAS	X
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	XIII
LISTA DE SÍMBOLOS	XVIII
RESUMO	XIX
ABSTRACT	XX
1. INTRODUÇÃO	21
1.1. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA	23
1.2. HIPÓTESE DA PESQUISA	24
1.3. OBJETIVOS	24
1.4. PRINCIPAIS ETAPAS DO TRABALHO	25
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	26
2.1. SENSORIAMENTO REMOTO	26
2.2. FLUXOS DE CALOR – EVAPOTRANSPIRAÇÃO	27
2.3. ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE CALOR.....	30
2.4. SISTEMA DE INFORMAÇÃO GEOGRÁFICA (SIG) EM MODELOS HIDROLÓGICOS.....	34
2.5. MODELIZAÇÃO HIDROLÓGICA	36
3. MATERIAIS E MÉTODOS	38
3.1. ÁREA DE ESTUDO	38
3.1.1. <i>Bacia do rio Araguaia - sub-bacia do rio Lajeado.....</i>	<i>39</i>
3.1.2. <i>Características físicas da sub-bacia do rio Lajeado</i>	<i>40</i>
3.1.3. <i>Climatologia da área de estudo.....</i>	<i>51</i>
3.2. DADOS PONTUAIS E ESPACIAIS	53
3.2.1. <i>Meteorológicos e Hidrológicos.....</i>	<i>53</i>
3.2.2. <i>Dados de reanálises.....</i>	<i>55</i>
3.2.3. <i>Variáveis físicas a partir de imagens orbitais</i>	<i>56</i>
3.2.4. <i>Imagens orbitais</i>	<i>56</i>

3.2.5. <i>Processamento das imagens</i>	59
3.3. MODELOS DE ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE CALOR	59
3.4. MODELO SWAT	65
3.4.1. <i>Dados Climáticos – Inicialização do modelo SWAT</i>	71
3.4.2. <i>Calibração, sensibilidade e verificação do SWAT</i>	71
3.4.3. <i>Simulação Hidrológica</i>	74
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	77
4.1. ANÁLISE METEOROLÓGICA	77
4.1.1. <i>Análise Meteorológica Observacional</i>	77
4.2. ESTIMATIVA DE FLUXOS DE CALOR.....	80
4.2.1. <i>Análise Sazonal e Interanual</i>	81
4.2.2. <i>Análise Meteorológica – Estudo de caso</i>	82
4.2.3. <i>Variabilidade espacial dos fluxos de calor</i>	91
4.3. MODELAGEM HIDROLÓGICA.....	100
4.3.1. <i>Experimento I - calibração com condições iniciais</i>	100
4.3.2. <i>Análise automática de sensibilidade</i>	104
4.3.3. <i>Experimento II – calibração manual</i>	106
4.3.4. <i>Experimento III – Aplicação do modelo com assimilação da evapotranspiração (SR)</i>	110
4.3.5. <i>Avaliação da eficiência dos experimentos</i>	114
5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	117
6. REFERÊNCIAS	120

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Sub-bacias geradas pelo SWAT em Km ²	42
Tabela 2 – Classes de tipo de solo usadas no modelo SWAT, com as suas áreas em percentuais.....	43
Tabela 3 – Classes de uso e ocupação do solo usadas no modelo SWAT, com as suas áreas em percentuais.....	48
Tabela 4- Classes de declividades usadas pelo SWAT em (%)......	49
Tabela 5 – Parâmetros utilizados na inicialização, default (dados originais) e estimados SR.....	50
Tabela 6 – Especificações Técnicas do Sensor MODIS.....	57
Tabela 7 - Valores médios sazonais da precipitação acumulada, temperatura do ar mínima diária, e máxima diária, velocidade do vento, saldo de radiação e evapotranspiração, no início do período chuvoso e início do período seco.....	78
Tabela 8 – Total acumulado de precipitação, evapotranspiração e as características do período inundado para os anos de out-2003 a set-2006. Fonte adaptada (Borma, et al. 2009).....	79
Tabela 9 – Parâmetros utilizados na simulação inicial e os resultados da vazão e ET acumulados para out/2003 a dez/2006.....	101
Tabela 10 – Parâmetros passivos de ajustes. (↓) – diminuir e (↑) – aumentar.....	105
Tabela 11 – Parâmetros modificados na calibração manual e os resultados da vazão e ET acumulados para out/2003 a dez/2006.....	106
Tabela 12 – Parâmetros da aplicação do modelo com a assimilação da ET (SR) e os resultados da vazão e ET acumulados para out/2003 a dez/2006.....	110
Tabela 13 – Coeficientes de avaliação da modelagem: observado x simulado (vazão). Onde o COE – Coeficiente de eficiência de Nash – Sutcliffe, Dv – Desvio do evento observado, CMR – Coeficiente de massa residual e EM – Erro médio.....	114
Tabela 14 – Comparação dos totais observados x simulados (vazão e ET) em percentuais. (↓) – subestimativa e (↑) – superestimativa.....	115

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da Amazônia Legal (a), localização da bacia Tocantins-Araguaia (b) e sub-bacia do rio Lajeado (c).....	38
Figura 2 - Localização dos rios Araguaia e Javaés, e a posição da torre micrometeorológica.....	39
Figura 3 - Modelo digital de elevação (MDE) com as cotas altimétricas em metros.....	41
Figura 4 - Sub-bacias criadas para a modelagem hidrológica da bacia do rio Lajeado.....	42
Figura 5 – Mapa pedológico da bacia do rio Lajeado.....	43
Figura 6 – Mapa de uso e ocupação do solo da bacia do rio Lajeado.....	47
Figura 7 – Mapa de classes de declividade da bacia do rio Lajeado.....	49
Figura 8 - Distribuição espacial da precipitação anual máxima (a) e mínima (b) para a Amazônia Legal, durante 1960-2008.....	51
Figura 9 - Distribuição espacial da precipitação máxima (a) e mínima (b) para a Amazônia Legal, durante o período chuvoso (out a maio) de 1960-2008.....	52
Figura 10 - Distribuição espacial da precipitação máxima (a) e mínima (b) para a Amazônia Legal, durante o período seco (jun a set) de 1960-2008.....	53
Figura 11 – Mapa das sub-bacias e das estações pluviométricas e fluviométrica da área de estudo.....	55
Figura 12 – Balanço de energia do Modelo SEBAL/METRIC. Rn – Saldo de Radiação, H - Calor Sensível, ET – Evapotranspiração e G – Fluxo de calor para o solo. (Fonte Adaptada de Allen, et al. 2002).....	60
Figura 13 – Fluxograma das etapas utilizadas para a determinação do Rn.....	61
Figura 14 – Fluxograma do processo iterativo para o cálculo do calor sensível (H). Fonte: Adaptado de Allen et al. (2002).....	63
Figura 15 – Processo de funcionamento do Modelo SWAT na Interface SIG. Fonte Adaptada de Machado (2002).....	66
Figura 16 - Média pentadal da: (a) velocidade do vento ($m.s^{-1}$), observada (linha azul) e do NCEP (linha vermelha); (b) umidade relativa do ar (%), observada (linha azul) e do NCEP (linha vermelha); (c) Temperatura do ar ($^{\circ}C$), observada média (linha azul), máxima (linha verde escuro), mínima (linha verde claro) e do NCEP (linha vermelha); e (d) precipitação	

acumulada observada (mm), e ROL (W.m^{-2}), do NCEP. Notas: a área hachurada em azul claro representa a estação chuvosa; a linha vertical vermelha indica o início da inundação e a azul, o fim. Fonte Adaptada de Oliveira (2006).....	80
Figura 17– Evapotranspiração Sazonal: período chuvoso (2004) e seco (2005).....	82
Figura 18 - Distribuição espacial da precipitação acumulada (a) e a sua anomalia (b) para Março de 2004. (Fonte: CPTEC – INPE).....	83
Figura 19 – Campos meteorológicos observados no dia 29/03/2004: imagem de satélite GOES-12 das 17:45Z (a), campo de ROL (média diária) (b).....	84
Figura 20 – Campos meteorológicos observados no dia 29/03/2004, campo de vento em superfície 17:45 Z (a) e predominância diária da direção do vento na torre (b).....	85
Figura 21 – Séries temporais observadas no dia 29/03/2004: (a) Umidade Relativa do ar e temperatura do ar (b) Fluxos de calor sensível, latente e saldo de radiação.....	86
Figura 22 - Distribuição espacial da precipitação acumulada (a) e a sua anomalia (b) para Setembro de 2005.....	87
Figura 23 – Campos meteorológicos observados no dia 30/09/2005: Imagem de satélite das 17:45 Z (a), Imagem de ROL (média diária) (b).....	88
Figura 24 – Campos meteorológicos observados no dia 30/09/2005, Campo de vento em superfície 18Z (a) e predominância diária da direção do vento na torre (b).....	89
Figura 25 – Séries temporais observadas no dia 30/09/2005: (a) Umidade Relativa do ar e temperatura do ar (b) Fluxos de calor sensível, latente e saldo de radiação.....	90
Figura 26 – Balanço de energia na floresta, com lâmina de água na superfície. (Fonte: Oliveira, 2006).....	91
Figura 27 – Taxa de evapotranspiração real diária para o dia 29/03/2004. (círculo com x, localização da torre micrometeorológica).....	92
Figura 28 – Fluxo de energia para o dia 29/03/2004 – 13h30min: a) Saldo de radiação, b) Calor Sensível. (círculo com x, localização da torre micrometeorológica).....	94
Figura 29 – Balanço de energia em floresta com superfície seca. (Fonte adaptada: Oliveira, 2006).....	95
Figura 30 – Evapotranspiração real diária para o dia 30/09/2005. (círculo com x, localização da torre micrometeorológica).....	96

Figura 31 – Fluxo de energia para o dia 30/09/2005 – 13:30 hora local: a) Saldo de radiação, b) Calor Sensível (preto, ausência de dados). (círculo com x, localização da torre micrometeorológica).....	98
Figura 32 - Variação dos valores médios diários das frações entre o somatório dos fluxos turbulentos e a energia disponível (azul) e entre o gasto energético e o saldo de radiação (verde).....	99
Figura 33 - Comparação entre a vazão diária observada e simulada (condições iniciais)..	102
Figura 34 - Comparação entre a ET diária observada e simulada (condições iniciais).....	102
Figura 35 - Comparação entre a vazão mensal observada e simulada (condições iniciais).....	103
Figura 36 - Comparação entre a ET mensal observada e simulada (condições iniciais)....	104
Figura 37 - Comparação entre a vazão diária observada e simulada (calibração manual).	107
Figura 38 - Comparação entre a ET diária observada e simulada (calibração manual)....	108
Figura 39 - Comparação entre a vazão mensal observada e simulada (calibração manual).....	109
Figura 40 - Comparação entre a ET mensal observada e simulada (calibração manual)...	109
Figura 41 - Comparação entre a vazão diária observada e simulada (Assiml. ET (SR))....	111
Figura 42 - Comparação entre a ET diária observada e simulada (Assiml. ET (SR)).....	112
Figura 43 - Comparação entre a vazão mensal observada e simulada (Assiml. ET (SR))..	113
Figura 44 - Comparação entre a ET mensal observada e simulada (Assiml. ET (SR)).....	113

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ABRACOS - Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study;

ADV – advecção horizontal de energia;

AGRL - Agricultura Geral;

ALPHA_BF - fator do fluxo de base, ou constante de recessão. Define-se como a taxa na qual a água subterrânea retorna ao rio (dias);

ALB - Albedo

ANA – Agência Nacional das Águas;

AQ - Areia Quartzosas;

ARME - Amazonian Research Micrometeorological Experiment;

ARM, Q – são armazenamentos de energia pela vegetação e mais a parte de troca de energia com a água Qs e Qa);

ASTER - Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer;

CAN_MX - Máximo armazenamento do dossel (mm);

C_k – Celeridade;

CMR – Coeficiente de Massa Residual;

CN2 - Curva número (os valores de CN são diferentes para cada classe de uso e ocupação do solo);

COE – Coeficiente de Eficiência de Nash-sutcliffe;

COM – Concrecionários;

Dtar – Diferença de Temperatura do ar;

Dv – Desvio Padrão;

DZE – Diretoria Zoneamento Econômico – Ecológico;

EGAM – Cerrado;

EM – Erro Médio;

ET – Evapotranspiração;

E_{ob} – Evento observado;

E_{cal} – Evento calculado;

E_m – Média do evento observado;

ET₀ – Evapotranspiração de Referência;

ETp – Evapotranspiração Potencial;

ETr – Evapotranspiração Real;
 ET(SR) – Evapotranspiração via Sensoriamento Remoto;
 ESCO - fator de compensação de evaporação do solo;
 EV – Evaporação;
 FRST – Floresta;
 G – Fluxo de calor no solo;
 GW_DELAY - Tempo de atraso de águas subterrâneas (dia);
 GWQMN - Profundidade de água subterrânea requerida para que o retorno do fluxo ocorra (mm);
 GW_REVAP - Variável que controla a quantidade de água que se move do aquífero para a zona de raízes;
 H – Fluxo de calor sensível;
 HG - Hidromórfico Gleizado;
 HL – Hora local;
 hPa – HectoPascal;
 IAF – Índice de Área Foliar;
 IAG – Instituto Astronômico e Geofísico;
 IB – Ilha do Bananal;
 INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais;
 K – Constante de armazenamento para o canal;
 LAT_TIME - tempo de retorno do fluxo lateral (dias);
 LBA – Experimento de Grande Escala da Biosfera – Atmosfera na Amazônia;
 L_{ch} – Comprimento do canal;
 LE – Calor Latente;
 LH - Latin Hypercube;
 LVA - Latossolo Vermelho-Amarelo;
 MDE – Modelo Digital de Elevação;
 METRIC - Mapping Evapotranspiration at high Resolution and with Internalized Calibration;
 MGB – Modelo de Grande Bacias;
 MNT – Modelo Numérico do Terreno;

MODIS - Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer;
 n – Coeficiente de Manning;
 NASA - National Aeronautics and Space Administration;
 NCAR - National Center for Atmospheric Research;
 NCEP – National Centers For Environmental Prediction;
 NDVI - Normalized Difference Vegetation Index;
 NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration;
 OAT - One-factor-At-a-Time;
 P – Percolação;
 PAST – Pastagem;
 perc_{gw} – Infiltração para o aquífero profundo;
 PI's – Planos de Informações;
 PRP – Precipitação;
 PVA - Podzólico Vermelho-Amarelo;
 Q – Escoamento superficial;
 Q_0 – Escoamento de saída;
 QI – Escoamento de entrada;
 q_r – Escoamento de retorno;
 q_{in} – Taxa de entrada do escoamento;
 q_{out} – Taxa de descarga;
 R – Precipitação;
 R_c – Recarga do aquífero raso;
 R_{ch} – Raio Hidráulico;
 RCHRG_DP - Fração de percolação da zona de raízes que recarrega o aquífero profundo;
 revap – Escoamento que retorna ao perfil solo;
 REVAP_MN - Profundidade de água no aquífero para que ocorra percolação (mm);
 R_n – Saldo de Radiação;
 ROL – Radiação de Onda Longa;
 s – Parâmetro de retenção;
 SCS – Soil Conservation Service;
 SEBAL – Surface Energy Balance Algorithms for Land;

SEP – Infiltração de água no solo;

SEPLAN – Secretária Estadual de Planejamento do Tocantins;

SF – Sistema Frontal;

SHE – Sistema Hidrológico Europeu;

SIG – Sistema de Informação Geográfica;

slp_{ch} – Declividade ao longo do canal;

SLSUBBASIN - Comprimento de rampa médio para a sub-bacia, adotado como sendo o mesmo valor utilizado para o comprimento de rampa do escoamento lateral (m);

SNIRH – Sistema Nacional Informações de Recursos Hídricos;

SOL_K - Condutividade hidráulica saturada (mm/h);

SR – Sensoriamento Remoto;

SRTM - Shuttle Radar Topography Mission;

S-SEBI - Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance;

SURLAG: coeficiente de atraso do escoamento superficial.

SVAT - Soil Vegetation Atmosphere Transfer;

SWAT – Soil and Water Assessment Tools;

Tar Max – Temperatura Máxima do ar;

Tar Min – Temperatura Mínima do ar;

TMG – Tempo Médio de Greenwich;

TSM – Temperatura da Superfície do Mar;

UR – Umidade Relativa;

URBN – Urbanização;

URH - Unidades de Resposta Hidrológica;

USA – United States America;

USP – Universidade de São Paulo

V_{stored} – Volume de armazenamento;

VM - Volume de água armazenado no início do dia em m^3 ;

VM_0 - Volume de água armazenado no fim do dia em m^3 ;

Vsa – Volume de água do aquífero raso

WATR – Água;

WUsa – Uso da água no sistema;

X – Fator de ponderação;

Z – Hora Zulu ou de Greenwich;

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul;

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical.

LISTA DE SÍMBOLOS

CV-MVC - Constraint View angle Maximum Value Composite;

λ_{ET} – Evapotranspiração Instantânea (W/m^2);

$R_{s\downarrow}$ - Radiação de onda curta incidente (W/m^2);

α – Albedo Planetário;

$R_{L\downarrow}$ - Radiação de onda longa incidente (W/m^2);

$R_{L\uparrow}$ - Radiação de onda longa refletida (W/m^2);

ϵ_{sup} – Emissividade da superfície;

ρ_a – Densidade do ar atmosférico;

C_p – Calor específico a pressão constante;

R_{ah} – Resistência aerodinâmica ao campo de vento;

λ - Calor latente de vaporização e/ou o calor absorvido quando um quilograma de água evapora ($2.45MJ/kg$);

ET_{24h} – Evapotranspiração de 24 horas (mm/dia);

ET_h – Evapotranspiração horária (mm/hora);

γ - Constante psicrométrica ($kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$);

Δ - Declividade da curva de pressão de vapor ($kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$);

e_s - Pressão de vapor de saturação (KPa);

e_a - Pressão real de vapor (KPa);

u_2 - Velocidade média horária do vento a 2 m ($m \text{ s}^{-1}$);

β_p - Coeficiente de percolação;

hPa – Unidade de pressão atmosférica (Hectopascals);

W/m^2 – Unidade de energia;

($\downarrow$) – Tendência a diminuir;

($\uparrow$) – Tendência a aumentar.

RESUMO

SOUSA, ADRIANO MARLISOM LEÃO. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Fevereiro, 2010. **ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE CALOR A PARTIR DE IMAGENS ORBITAIS E APLICAÇÃO NA MODELAGEM HIDROLÓGICA.** Orientadora: Prof^a. Dra. Nilza Maria dos Reis Castro.

Este estudo visa à estimativa dos fluxos de calor à superfície a partir de imagens orbitais, com os modelos SEBAL/METRIC e aplicação na modelagem hidrológica, com o modelo SWAT. Para isso, foram utilizados os dados da torre micrometeorológica da Ilha do Bananal, coletados durante os Experimentos do LBA, e os dados pluviométricos e fluviométricos. Os dados utilizados compreendem o período de outubro de 2003 a dezembro de 2006 da sub-bacia do rio Lajeado, localizada na bacia do rio Tocantins-Araguaia no estado do Tocantins. O clima na área de estudo tem sazonalidade bem definida, com períodos chuvosos de outubro a março e secos de abril a setembro. As estimativas a partir dos modelos SEBAL/METRIC variaram em função do tipo de solo, com estimativas coerentes dos fluxos de calor à superfície. Em geral, as estimativas dos fluxos de calor representam uma subestimativa de 10% para todo o período estudado. No entanto, sazonalmente observou-se subestimativas de 17% no período chuvoso e de 35% no período seco. De maneira geral, os resultados da utilização da evapotranspiração estimada por sensores remotos no modelo SWAT foi satisfatória. A assimilação da evapotranspiração a partir de imagens orbitais resultou em valores de COE que variaram de 0,57 a 0,84 com os dados diários e de 0,69 a 0,77 com os dados mensais de vazão. Isto indica melhoria no ajuste do modelo, devido a uma melhoria de 0,27 de COE no dado diário e de 0,08 no mensal. Observou-se ainda, que em termos percentuais a vazão simulada pelo modelo SWAT na bacia do rio Lajeado, após a assimilação dos dados de evapotranspiração, apresentou uma redução no erro, de 13% (superestimativa) para 3% (subestimativa) na vazão diária e de 9% para 7% (subestimativa) na vazão mensal.

Palavras Chave: Fluxos de calor, SEBAL, evapotranspiração, modelo SWAT, Amazônia.

ABSTRACT

SOUSA, ADRIANO MARLISOM LEÃO. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, February, 2010. **ESTIMATING HEAT FLUXES FROM SATELLITE IMAGES AND APPLICATION IN HYDROLOGIC MODELING**. Advisor: Prof. Dr. Nilza Maria dos Reis Castro.

This study presents estimate of the heat flow to the surface from orbital images with the models SEBAL / METRIC for use in hydrological modeling with the SWAT model. For this, we used data from micrometeorological tower of Island Bananal, collected during the experiments the LBA, rainfall and hydrological data. The data used is defined for the period October 2003 to December 2006, in the State Tocantins of catchments river Tocantins-Araguaia of the basin river Lajeado. We observed that the climate in the study area is seasonally well-defined with the rainy season from October to March and the dry are from April to September. Estimates from the models SEBAL / METRIC, varied according to soil type, are consistent with estimates of heat fluxes to the surface. In general, estimates of heat fluxes indicated underestimate of 10% for the period studied. However, seasonally there was an underestimates of 17% in the rainy season and of 35% in the dry season. The results of the hydrologic model can be judged satisfactory by the COE values which vary from 0.57 to 0.84 when comparing the streamflow daily data and from 0.69 to 0.77 with streamflow monthly data, with assimilation of evapotranspiration. This indicates benefits to the model, because was observed an improvement of 0.27 in the COE as daily and of 0.08 as monthly. It was also observed that in percentage terms the streamflow simulated by the SWAT model in the basin river Lajeado after the assimilation of evapotranspiration data showed a reduction error of 13% (overestimation) to 3% (underestimate) to the daily flow and from 9% to 7% (underestimate) to the monthly flow.

Keywords: Heat fluxes, SEBAL, evapotranspiration, model SWAT and Amazonia.

1. INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, a Amazônia tem sido foco de atenção mundial, devido à sua riqueza mineral, à sua grande biodiversidade de espécies florestais e animais, e também pelos efeitos que o desmatamento em grande escala pode provocar no clima local, regional e global e nos ciclos biogeoquímicos.

Em geral, em todas as regiões a população pode sofrer influência dos extremos climáticos, meteorológicos e hidrológicos, que atualmente é um dos principais alvos de vários estudos científicos. Desde a década de 80, têm-se feito estudos hidrometeorológicos nas bacias da região tropical para se tentar compreender, quantitativa e qualitativamente, os processos envolvidos no ciclo hidrológico das bacias. Mais recentemente, ABRACOS (Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study), ARME (Amazonian Research Micrometeorological Experiment) e o LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia) têm investido em pesquisas e experimentos de campo que visam alcançar esses objetivos (Nobre, 1999).

As componentes do ciclo hidrológico atingem diversos aspectos da vida humana, desde a produtividade agrícola, geração de energia, controle de cheias, produção de água para a indústria e população, manejo da flora e da fauna, dentre outros. O mesmo é suscetíveis às modificações oriundas tanto de causas naturais (variabilidade climática) como aquelas resultantes das atividades antrópicas. Em virtude disso, modelos que representem de forma consistente o ciclo hidrológico podem efetivamente contribuir para o planejamento e gestão dos recursos hídricos.

Os processos radiativos em superfície são importantes para a redistribuição de calor no solo e na atmosfera. As trocas de calor em superfície afetam o comportamento do tempo e do clima na Terra (Bastiaanssen *et al.*, 1998). As trocas de energia na interface vegetação-atmosfera, por meio das componentes do balanço de radiação e dos fluxos de calor sensível (H) e latente (LE), são essenciais para modelagem climática, sendo que a magnitude desses fluxos e de suas variações, em períodos menores do que um dia, são importantes na parametrização e calibração de modelos de circulação global. Em intervalos maiores, essas grandezas também são utilizadas em modelos de impactos climáticos globais, resultantes de alterações fisiográficas da superfície (Sellers *et al.*, 1989).

A literatura mostra que a hipótese de retro-alimentação, entre a umidade do solo e a precipitação pluviométrica são elementos fundamentais para o estabelecimento do comportamento do ciclo hidrológico. Segundo Eltahir (1998), o ponto central desse processo está na interface do balanço de energia em superfície. Um solo úmido favorece o aumento do saldo de radiação à superfície (R_n), devido à redução do albedo da superfície, que, por sua vez, acarretaria um aumento de radiação. Por outro lado, a redução da temperatura da superfície, favorecida pelo aumento de água no solo, ocasionaria uma redução na radiação de onda longa emitida pela superfície. Associado a esse comportamento, o aumento do conteúdo de vapor de água na atmosfera propiciaria uma elevação na radiação de onda longa na direção da superfície, permitindo, assim, um aumento do balanço de radiação de onda longa. Além disso, o resfriamento da superfície estaria vinculado à redução do calor sensível e à redução da profundidade da camada limite.

Ademais, estimativas da variação espaço-temporal dos fluxos de calor à superfície e da umidade do solo viabilizariam o entendimento dos processos evaporativos, aspecto fundamental em muitas aplicações que enfocam recursos hídricos e modelagem climática (Mohamed *et al.*, 2004). No entanto, devido à escassez de dados meteorológicos, muitas vezes os modelos atmosféricos e hidrológicos são alimentados com dados regionais com resolução inadequada para representar as situações atmosféricas que se deseja modelar.

Em geral, algumas medições meteorológicas, relevantes no monitoramento dos recursos hídricos, são realizadas apenas durante experimentos que ocorrem em um curto período de tempo e pontual. Acrescente-se que, quando da existência de medições diretas, ou informações que possibilitem a estimativa das componentes do balanço de energia e de massa, estes são representativos para as condições locais e período do ano. Na perspectiva de minimizar os problemas oriundos da baixa disponibilidade de informações espaciais de campo, o Sensoriamento Remoto (SR) tem se apresentado como uma ferramenta para avaliações, tanto no aspecto hidrológico como no meteorológico. Nesse sentido, o SR proporciona uma alternativa para a quantificação dos fluxos de calor entre a atmosfera e a superfície terrestre em escala regional. As principais vantagens da obtenção de dados por SR são: a) possibilidade de coleta de informações detalhadas para uma extensa área em escala temporal diária, mensal e anual; e b) estimativa de variáveis físicas da superfície

terrestre com um fluxo quase contínuo de dados com alta resolução temporal e espacial, possibilitando considerável melhoria nos sistemas de assimilação aos modelos de previsão do tempo e clima.

Neste contexto, considerando as dificuldades e a carência de dados espaciais de fluxos de calor (saldo de radiação - R_n , calor sensível - H , calor no solo - G e evapotranspiração - ET) para a região tropical, este estudo se propõe a estimar os fluxos de calor em superfície, utilizando sensoriamento remoto (i.e. imagens orbitais) e os modelos SEBAL/ METRIC (Surface Energy Balance Algorithms for Land e Mapping Evapotranspiration at high Resolution and with Internalized Calibration) para geração de dados de entrada para uso em modelização hidrológica no leste da Amazônia. Normalmente, estes fluxos de calor são estimados a partir de torres micrometeorológicas com alturas variando entre 8 a 60 m, sendo seu custo operacional bastante oneroso. Os dados da torre micrometeorológica, neste trabalho, serão utilizados para a verificação dos resultados dos procedimentos de geração de dados básicos.

Ademais, no âmbito dos estudos dos impactos causados pela variabilidade do regime hidrológico em regiões tropicais, essa pesquisa agrega-se a outras com o intuito de melhorar e aprofundar o conhecimento científico dos processos hidrológicos.

1.1. Caracterização do Problema

A gestão dos recursos hídricos e conseqüente tomada de decisão depende das variáveis hidroclimáticas. Os fluxos de calor à superfície precisam ser bem compreendidos e monitorados, para melhorar a sua estimativa de maneira que se obtenham fundamentos suficientes para as tomadas de decisão nos processos de gestão hídrica.

Devido às dificuldades para a disponibilização de medidas de campo dessas variáveis em escala regional, torna-se relevante o desenvolvimento, com calibrações e validações, de metodologias alternativas, que permitam a identificação, com base em amostras de dados espaciais, dos fluxos de calor que por sua vez afetam como um todo o ciclo hidrológico.

A modelização hidrológica é uma importante ferramenta de tomada de decisão na gestão dos recursos hídricos. A utilização de modelos hidrológicos tem proporcionado um

melhor entendimento dos processos que envolvem a água na bacia hidrográfica, e possibilitando melhores práticas de uso, gerenciamento da água e ocupação do solo para a permanência dos ecossistemas.

1.2. Hipótese da Pesquisa

- a) É possível estimar os fluxos de calor, especificamente a evapotranspiração de uma bacia hidrográfica, com precisão suficiente para uso na gestão dos recursos hídricos, baseando-se apenas em imagens orbitais extraídas de sensoriamento remoto (SR) e com dados meteorológicos de estações de superfície.
- b) No caso da primeira hipótese ser verdadeira, é possível modelar os fluxos de calor, especificamente a evapotranspiração, espacialmente para assimilação em modelos hidrológicos.
- c) É possível verificar o “ganho” da estimativa da evapotranspiração, pela quantificação do menor erro no balanço hídrico de bacias hidrográficas utilizando o modelo hidrológico SWAT.

1.3. Objetivos

O objetivo desta pesquisa é investigar a viabilidade da estimativa dos fluxos de calor em superfície, a partir de sensoriamento remoto para utilização em modelos hidrológicos, com base na combinação de informações de imagens orbitais e dados de superfície.

1.4. Principais etapas do trabalho

1. Determinar os fluxos de calor instantâneos e avaliar a concordância entre os valores estimados e observados;
2. Espacializar os fluxos de calor em escala temporal instantânea (hora da passagem do satélite) e diária a partir de imagens de satélite para suprir a ausência de dados na escala de bacia hidrográfica;
3. Comparar a vazão simulada pelo modelo hidrológico sem e com a estimativa da evapotranspiração utilizando imagens de satélite.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Esta pesquisa está centrada na estimativa dos fluxos de calor na superfície, através do uso de sensoriamento remoto de moderada resolução, para fins de assimilação em modelos hidrológicos distribuídos. Este item contempla os aspectos conceituais do balanço de energia em superfície, bem como as metodologias tradicionais para as suas medições e estimativa. Além disso, também são abordados, os modelos hidrológicos conceituais, explicitando as principais vantagens, desvantagens e limitações de suas aplicações.

2.1. Sensoriamento Remoto

O sensoriamento remoto é a ciência de obter informação sobre um objeto, área ou fenômeno através da análise de dados adquiridos por satélites em órbita. O sensoriamento remoto pode ainda ser entendido como um conjunto de atividades que permite a obtenção de informações dos objetos que compõem a superfície terrestre sem a necessidade da proximidade física entre essa superfície e o sensor. Essas atividades envolvem a detecção, aquisição e análise da energia eletromagnética emitida ou refletida pelos objetos terrestres e registradas por sensores remotos (Liu, 2007).

Durante as últimas décadas, os cientistas têm demonstrado interesse crescente no uso de dados de satélites para a obtenção de informações sobre parâmetros importantes para um maior entendimento das condições da superfície terrestre em diferentes aplicações, tais como, hidrologia, meteorologia e agronomia (Bastiaanssen et al., 1998).

A estimativa dos fluxos de calor do sistema Terra-atmosfera tem sido um dos principais objetivos dos satélites meteorológicos e ambientais, desde o lançamento do Explorer VII em 1959 (Diak *et al.* 2004). Os sensores a bordo desse satélite foram desenvolvidos a fim de realizar medições da radiação termal emitida pelo sistema Terra-atmosfera. Essas medidas eram pouco precisas em comparação às obtidas atualmente, mas forneceram aos cientistas os primeiros dados referentes ao balanço de radiação do planeta. A estimativa do balanço de radiação em sensoriamento remoto é classicamente descrita em função do balanço de radiação de ondas curtas e longas (Diak *et al.*, 1994; Bastiaanssen, 1995; Ma *et al.*, 2003).

Para estimativa dos fluxos de calor na superfície, é necessário o conhecimento de três propriedades da superfície para avaliação do balanço de energia via sensoriamento remoto: 1) albedo da superfície, que controla a energia disponível; 2) resistência da superfície, que controla o particionamento de energia em calor e vapor de água e 3) rugosidade da superfície, que causa turbulência atmosférica próximo à superfície e influencia nas taxas de transferência de calor e vapor de água para a atmosfera. Assim, os algoritmos elaborados para a estimativa tanto do saldo de radiação como do balanço de energia precisam ser capazes de considerar, com razoável precisão, esses parâmetros (Boegh *et al.* 2002).

Oliosio *et al.* (1999) e Roerink e Menenti (2000) propuseram metodologias que estimam o balanço de energia e a evapotranspiração com dados de sensoriamento remoto, tais como: SVAT (*Soil Vegetation Atmosphere Transfer*) e S-SEBI (*Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance*). Ambas metodologias utilizam a faixa do infravermelho termal para estimativa do balanço de energia em superfície, a fim de estimar os fluxos de calor com dados de sensoriamento remoto. As diferenças entre essas duas metodologias estão nas parametrizações da radiação de ondas longas emitidas pela superfície, bem como na temperatura e emissividade da superfície.

Diversos estudos utilizando dados a partir de imagens orbitais vêm sendo desenvolvidos em diferentes áreas da ciência (Zhang *et al.* 2006, McMichael *et al.* 2006, Yildi *et al.* 2007, Allen *et al.* 2007a,b, Zhan *et al.* 2008 e Zhang *et al.* 2009). No caso deste trabalho, o enfoque será dado aos parâmetros relacionados aos fluxos de calor à superfície distribuídos espacialmente para a utilização em modelos hidrológicos. Vale comentar, que para a gestão de recursos hídricos o uso de variáveis hidroclimáticas tais como, os fluxos de calor a superfície são fundamentais nos processos do ciclo hidrológico.

2.2. Fluxos de Calor – Evapotranspiração

Cerca de 70% da quantidade de água precipitada sobre a superfície terrestre retorna à atmosfera pelos efeitos da evaporação e transpiração (Allen *et al.* 1998). Devido a isso, a mensuração desses dois fenômenos é fundamental para o conhecimento dos processos em escala de bacia e na elaboração de projetos, visto que afeta diretamente o balanço de água

nas bacias hidrográficas, a determinação da capacidade de reservatórios, projetos de irrigação e disponibilidade para o abastecimento público, entre outros.

Em solos com cobertura vegetal é quase impossível separar o vapor d'água proveniente da evaporação da água no solo daquele originado da transpiração. Neste caso, a análise do aumento da umidade atmosférica é feita de forma conjunta, interligando os dois fenômenos em um processo único, denominado de evaporação+transpiração (evaporação – água da superfície e transpiração – águas das plantas). A evapotranspiração define a perda total de água do sistema solo-planta-atmosfera.

De acordo com Camargo e Camargo (2000) para a avaliação do balanço hídrico de uma região é necessário considerar os diferentes conceitos de evapotranspiração (ET):

- ❖ Evapotranspiração potencial (ET_p) - é o processo de perda de água para a atmosfera, através de uma superfície natural gramada, padrão, sem restrição hídrica para atender às necessidades da evaporação do solo e da transpiração;
- ❖ A evapotranspiração real (ET_r) - constitui a perda de água de uma superfície natural, em qualquer condição de umidade e de cobertura vegetal;
- ❖ Evapotranspiração de referência (ET₀) - é aquela de uma extensa superfície, coberta totalmente por grama com altura de 0,08 a 0,15 m, em crescimento ativo e sem deficiência hídrica.

O conhecimento da ET é de fundamental importância para a gestão dos recursos hídricos de uma região. Neste estudo, o que está em evidência é a estimativa dos fluxos de calor ($ET = R_n - H - G$), a partir de imagens orbitais e de dados em superfície (torres micrometeorológicas) em regiões tropicais, a fim de melhorar a estimativa da evapotranspiração para assimilação em modelos hidrológicos. Dessa maneira, uma melhoria na estimativa da evapotranspiração e a disponibilização de metodologias alternativas que demandem uma menor quantidade de informações de campo, contribuiriam para uma melhoria na administração dos recursos hídricos disponíveis em uma bacia hidrográfica.

Medidas diretas, contínuas e convencionais desta variável acima da floresta, utilizando a técnica de covariâncias de vórtices turbulentos, foram feitas durante o Anglo Brazilian Climate Observational Study - ABRACOS (Gash *et al.* 1996) e atualmente estão

sendo realizadas no Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia – LBA em diferentes pontos na Amazônia legal (Manaus, Pará, Tocantins, Rondônia, Acre, Reserva Rebio Jarú, etc.). Dentre estes experimentos pela Amazônia, alguns pesquisadores observaram valores médios de ET de 3,9 mm/dia no leste da Amazônia, e de 3,7 mm/dia na porção central e sul da Amazônia (Rocha, 1996). Von Randow (2004) obteve valores de 3,6 mm/dia e 3,8 mm/dia para as estações úmidas e secas, respectivamente, em uma floresta no sudoeste da Amazônia. Rocha et al. (2004) mostraram um valor médio anual de 3,5 mm/dia na região de Santarém, no estado do Pará, uma das regiões mais secas da Amazônia, enquanto que Shuttleworth (1988) encontrou valores de aproximadamente 3,9 mm/dia, para a região de Manaus. Estes valores de ET estão dentro do intervalo médio espacial de toda a bacia amazônica. Portanto, pode-se considerar que a evapotranspiração média da bacia amazônica não deve ser inferior a 3,5 mm/dia nem superior a 4,5 mm/dia.

Mais recentemente, Negrón Juárez et al. (2007) mostraram de forma espacial os principais resultados da ET sazonal para diferentes épocas e locais, especificamente na parte central, leste e sul da Amazônia legal. Em geral, os resultados observacionais indicaram que a ET sazonal para o período menos chuvoso decresce da região leste para o centro-sul da Amazônia. Os valores médios para cada região leste, central e sul são respectivamente, 515 mm, 320 mm e 215 mm.

Borma et al. (2009) analisaram para os anos de 2003 a 2006 a variabilidade sazonal e interanual da evapotranspiração em área de várzea no leste da Amazônia, localizada em uma zona de transição entre floresta e savana. Os resultados mostram que a ET média no período inundado foi de 4,1 mm/dia, sendo maior do que no período não inundado de 3,7 mm/dia. A ET do período inundado foi principalmente influenciada pela evaporação da lâmina de água presente na época. Segundo os autores a diminuição da ET no período não inundado foi decorrente do aumento da radiação solar e do déficit do vapor de água na atmosfera. Comportamento este incomum aos processos físicos relacionados à ET obtidos em regiões de cerrado e pastagem na Amazônia.

2.3. Estimativa dos Fluxos de Calor

Tradicionalmente, a ET tem sido estimada a partir de medidas meteorológicas realizadas em estações de superfície. As observações das variáveis como, por exemplo, a temperatura do ar, a umidade relativa e a velocidade do vento realizam-se de modo pontual, ou seja, nos lugares onde se situam as estações ou o instrumental destinado a tal propósito. Ademais, dado um conjunto de pontos de coleta de elementos meteorológicos, a inserção da evapotranspiração em um Sistema de Informações Geográficas (SIG) ocorre através da interpolação destes pontos para gerar um plano de informação.

A estimativa da ET é fundamental para sistema de irrigação, perdas em reservatórios de água, computação do balanço hídrico, prognósticos de escoamento superficial e em estudos meteorológicos e climáticos. Uma estimativa mais eficiente da demanda de água pelas culturas, da programação dos intervalos de irrigação e uma melhora da aplicação dos métodos de estimativa do consumo de água pelas culturas promove uma maior eficiência no uso dos recursos hídricos (Medina et al., 1998). Entretanto, a distribuição espacial das bacias hidrográficas é um dos principais problemas para a elaboração do balanço hídrico (Mohamed et al., 2004).

A fim de evitar ao máximo o uso de variáveis meteorológicas com baixa representatividade regional (de forma espacial), diversos modelos foram desenvolvidos nas ultimas décadas com o objetivo de estimar os fluxos de calor na superfície terrestre com base na utilização de técnicas de sensoriamento remoto (a partir de imagens orbitais). Existem vários tipos de modelos que reproduzem o balanço de energia na superfície, tais como: os semi-empíricos (Kustas et al., 1994; Bastiaanssen et al., 1998; Allen et al., 2005; Tasumi et al., 2005), os empíricos (Seguin, et al. 1991) e os determinísticos que se baseiam nos processos físicos de transporte de massa e energia no sistema solo-planta-atmosfera (Oliosio, et al. 1999).

Uma das vantagens da determinação da evapotranspiração usando os modelos semi-empíricos, através de imagens orbitais, é a obtenção deste valor tomado pixel a pixel, ou seja, os valores de evapotranspiração poderão ser extrapolados para uma área maior ou até uma região, diferentemente do que ocorre com dados locais. Outra grande vantagem do emprego de imagens de satélites na estimativa da evapotranspiração em escala regional

reside no fato de que a água gasta no processo de evapotranspiração pode ser estimada diretamente sem a necessidade de quantificar outros parâmetros hidrológicos de difícil determinação, como a umidade do solo e fluxos de calor para o solo. Esse processo é bem mais acentuado nas regiões secas do globo, seja pela falta de informações, seja pela peculiaridade dos ecossistemas presentes nestas áreas (Gomes, 2009).

O desenvolvimento atual do uso de dados de satélites para a determinação da evapotranspiração espacialmente distribuída torna possível o estudo das perdas evaporativas sem a necessidade do cálculo do balanço hídrico. A energia necessária para a evaporação da água é resolvida como um termo residual do balanço de energia à superfície. O balanço de energia descreve as interações físicas na interface superfície-atmosfera. Resolver a equação do balanço de energia envolve a subdivisão da energia líquida disponível em fluxos usados em diferentes processos na superfície terrestre, tais como fluxo de calor latente para evaporação da água, e fluxo de calor sensível para aquecer o ar e o solo (Timmermans e Meijerink, 1999).

O problema usual dos métodos convencionais é que podem somente fornecer medidas exatas de fluxos de calor para uma região homogênea no entorno da estação meteorológica (*Fetch*¹), e este não pode ser extrapolado a outros locais. Entretanto, isto se tornou praticável de um ponto de vista técnico e econômico pela tecnologia de SR. Com esta finalidade, a avaliação dos fluxos de calor na escala regional tem sido estudada extensamente nos últimos anos, combinando medidas de torres micrometeorológicas convencionais com dados remotamente detectados (Bastiaanssen et al. 1998, Bastiaanssen, 2000, Allen et al. 2005, Folhes, 2007, Nicácio, 2008). Diversos métodos que utilizam o SR para avaliar os fluxos de calor, tendo sido desenvolvidos em várias escalas espaciais e temporais. Estes métodos são variados, sendo constituídos de aproximações diretas semi-empíricas estatísticas; aproximações mais analíticas com base física e modelos numéricos que simulam o fluxo de calor e água no solo, vegetação e atmosfera (Bastiaanssen et al., 1998; Allen et al., 2005; Tasumi et al., 2005).

¹ Região mínima de influência do sensor nas medidas micrometeorológicas. $Z_m/Z_0 \sim 100$, onde Z_m é altura da medição e Z_0 a rugosidade da superfície. Então, para cada metro na vertical sugere-se 100 metros na horizontal de raio (Horst e Weil, 1994).

Buscando reduzir as incertezas, diversos modelos foram desenvolvidos nas últimas décadas com o objetivo de estimar os fluxos de energia na superfície terrestre com base na utilização de técnicas de sensoriamento remoto.

Nesse sentido, os modelos semi-empíricos apresentam-se como uma alternativa, a operacionalização das estimativas das componentes do balanço de energia e da evapotranspiração, através de sensoriamento remoto. Entre os modelos semi-empíricos mais recentes, destacam-se os modelos do balanço de energia para a superfície terrestre SEBAL (Bastiaanssen, 1995) e o METRIC (Allen et al., 2005 e 2007a). Estes modelos vêm sendo amplamente utilizados em superfícies heterogêneas em inúmeras partes do mundo, como por exemplo, nos USA (Bastiaanssen et al., 1998, Tasumi, 2003), na Austrália (Bastiaanssen, 2000), no Srilanka (Mohamed et al., 2004) e no Brasil (Paiva, 2005; Folhes, 2007), a fim de descrever a variação espacial dos fluxos de calor em superfície com base em funções semi-empíricas.

O modelo SEBAL é um dos mais destacados modelos para estudos de fluxo de calor na superfície e vem sendo utilizado por vários pesquisadores (Bastiaanssen et al. 1998; Bastiaanssen, 2000; Granger, 2000; Paiva, 2005 e Folhes, 2007). O SEBAL desenvolvido por Bastiaanssen, 1995, utiliza imagens de satélites e poucas informações de superfície, tais como temperatura do ar e velocidade do vento, que são facilmente obtidas nas estações meteorológicas. O autor do SEBAL propõe o emprego de poucas relações e suposições empíricas. Segundo Bastiaanssen *et al.* (1998), o SEBAL descreve a variabilidade espacial de muitas variáveis micrometeorológicas, através de funções semi-empíricas. Além disso, esse modelo pode ser utilizado para diversos agro-sistemas e a sua principal vantagem é sua baixa demanda por informações de uso, como cobertura de solo, dados climatológicos e meteorológicos.

O SEBAL foi desenvolvido de modo que a partição das componentes da energia disponível à superfície possa ser estimada com boa precisão, utilizando, para isso, um número mínimo de informações de superfície. Adicionalmente, a escala de resolução espacial está relacionada ao tamanho do pixel da imagem utilizada na implementação do SEBAL. Dessa maneira, estudos em áreas com ocupações do solo muito heterogêneas requerem imagens com resoluções espaciais maiores.

Mais recentemente, Allen et al. (2005) desenvolveram o METRIC, que é um modelo destinado à estimativa do balanço de energia muito similar ao SEBAL, com algumas particularidades relacionadas à escolha do pixel úmido e ao cálculo da diferença de temperatura nesse pixel. Além disso, outra diferença entre esses dois métodos diz respeito à estimativa da evapotranspiração diária. O METRIC, apresentado em detalhe em Allen et al. (2007a,b), representa um aprimoramento do SEBAL e vem sendo aplicado com sucesso para superfícies heterogêneas e áreas montanhosas, adotando procedimentos que envolvem o processamento de imagens espectrais requeridas no SEBAL, mais a inclusão de Modelo Numérico do Terreno (MNT) e dados da evapotranspiração de referência, horária e diária. A principal diferença entre os dois modelos está associada ao cômputo da densidade de fluxo de calor sensível. Em ambos modelos, a transferência de energia para as camadas atmosféricas é modelada a partir do conhecimento dos dados de velocidade do vento e temperatura radiométrica da superfície. Ao mesmo tempo, o modelo efetiva a correção atmosférica de cada uma das bandas espectrais e combina a reflectividade das diferentes bandas reflectivas corrigidas, para obtenção do albedo da superfície. No METRIC o balanço de energia é internamente calibrado para as duas condições extremas (seco e úmido), usando dados disponíveis localmente. Essa calibração é feita para cada imagem usando a evapotranspiração de referência (ET_0) da alfafa computada para dados horários (Allen et al., 2007b). A precisão da estimativa da ET_0 da alfafa tem sido estabelecida por lisímetros e outros estudos que apresentam alta confiabilidade (Asce-Ewri, 2005).

O SEBAL e o METRIC são muito similares. A diferença entre os modelos está associada ao cálculo do calor sensível (H), mais especificamente à determinação da diferença de temperatura (dT) no pixel frio e no pixel úmido. Nos dois modelos, a transferência de energia para as camadas atmosféricas é modelada a partir do conhecimento dos dados de velocidade do vento e da temperatura da superfície. No entanto, considera as mesmas suposições para pixel quente nos dois modelos.

As características de ambos modelos fazem deles uma opção promissora para a estimativa das componentes do balanço de energia por sensoriamento remoto. Por outro lado, existem algumas desvantagens, tais como: *i*) necessita de dados de sensoriamento remoto em condições de céu sem nuvens; *ii*) necessita da presença de áreas secas e úmidas nas imagens de satélite utilizadas; *iii*) a rugosidade da superfície é descrita

superficialmente; e *iv*) sua utilização é apropriada apenas para superfícies planas. No entanto, os demais algoritmos existentes para a estimativa do balanço de energia em superfície por sensoriamento remoto compartilham as mesmas dificuldades, com exceção do item *ii*, que é uma particularidade do modelo SEBAL. Entretanto, este modelo permite solucionar a questão da temperatura da fonte de calor sem substituí-la pela temperatura radiométrica da superfície, sendo esse, na verdade, um dos seus pontos altos.

De acordo com Bastiaanssen (2000), apesar de o modelo SEBAL ser fundamentado em formulações empíricas, os resultados da validação do mesmo em experimentos de campo tem mostrado que o erro relativo na fração evaporativa é de 20%, 10% e 1% nas escalas de 1, 5 e 100 km, respectivamente. O SEBAL apresenta melhores resultados em escala regional, como também em áreas com superfície heterogênea.

A crescente demanda no uso, proposição e validação de modelos matemáticos, cada vez mais próximos da realidade, resulta das vantagens obtidas com o emprego de técnicas de SR, como o baixo custo, a velocidade, e a variabilidade espacial da informação, assim criando cenários diversificados para a modelagem climática e hidrológica. Apesar das vantagens da integração entre os modelos e as imagens orbitais no Brasil, essa poderosa combinação ainda é relativamente pequena (Machado et. al., 2003).

2.4. Sistema de Informação Geográfica (SIG) em Modelos Hidrológicos

A flexibilidade alcançada pela associação de modelos climáticos e hidrológicos, integrados a um SIG, oferece novas perspectivas para o desenvolvimento de estudos de modelagem hidrológica para geração de séries mais extensas de vazões em locais onde os dados fluviométricos medidos são escassos. Na prática a integração pode ser realizada de três maneiras: i) modelagem interna no SIG, ii) associação do modelo hidrológico a um SIG e iii) introdução do código fonte do modelo hidrológico no código fonte do SIG. O primeiro é realizado através da utilização de funções internas no SIG, o que no estágio atual de desenvolvimento do SIG permite apenas modelar processos simplificados. O segundo é realizado através de programas de interface que permitem efetuar a conversão e a utilização dos dados entre o SIG e o modelo hidrológico (e vice-versa), que será o modo utilizado neste trabalho. O terceiro, embora seja a mais poderosa forma de integração, requer

apreciável esforço de programação, além das dificuldades de criação e manutenção de um sistema deste porte (Mendes, 1996).

Segundo Mendes (1996), modelos hidrológicos lidam com fenômenos contínuos e dinâmicos, enquanto os SIG's tratam apenas de dados estáticos e discretos. Na hidrologia os sistemas a serem representados espacialmente são bacias, aquíferos, rios, canais, lagos, etc. No campo conceitual, a análise é feita através da simulação do movimento da água e de seus constituintes, usando equações que representam leis físicas.

Os modelos hidrológicos e de qualidade de água são desenvolvidos para gerar informações de prognósticos nos impactos da expansão da fronteira agrícola, no uso e ocupação do solo, na qualidade e quantidade das águas superficiais e subterrâneas, e também em toda atividade humana. A modelagem hidrológica e os SIG's vêm evoluindo ao ponto que as vantagens de cada sistema podem ser totalmente integradas para uma análise espacial dos processos na escala da bacia hidrográfica.

A aplicação de SIG e SR integrados a modelos matemáticos oferecem novas perspectivas para o estabelecimento e implementação de políticas públicas, no intuito de reduzir o impacto das atividades antrópicas na escala de bacia hidrográfica (Maidment, 1993). Neste sentido, vários pesquisadores estão integrando os modelos hidrológicos às ferramentas SR e SIG para melhor analisar os impactos das alterações no uso e das mudanças do solo na escala regional. Como resultado disso, Andersen et al. (2002), Garcia-Quijano e Barros (2005), Gebremichael e Barros (2006), Zhang e Wegehenkel, (2006), McMichael et al. (2006), Yildiz e Barros (2007), Zhang et al. (2008) e Zhang et al. 2009) integraram dados de vegetação extraídos de satélite para a melhoria da modelagem hidrológica. Vale ressaltar, que em nenhum desses trabalhos foram integrados dados de fluxos de calor na modelização hidrológica.

Na hidrologia, a integração inicial de recursos SIG foi motivada pela necessidade de representações mais acuradas do terreno (Sui e Maggio, 1999). Sistemas SIG são capazes de gerenciar dados geográficos, ou seja, dados que descrevem entes do mundo real em termos de sua posição em relação a um sistema de referência espacial, geometria, relacionamentos espaciais (relações topológicas) e atributos (Burrough, 1986).

A implementação de um modelo hidrológico em um ambiente SIG não se justifica pela necessidade do SIG em processar a modelagem, mas por sua utilidade na melhoria da

estimativa de parâmetros de modelos conceituais, na parametrização das unidades espaciais em modelos distribuídos por sub-bacias, na subdivisão automatizada da bacia em unidades hidrológicas similares, na contextualização espacial dos resultados e na simplificação da aplicação operacional do modelo (Zeilhofer, 2001).

A integração do SIG nos modelos hidrológicos e a sua aplicação em bacias hidrográficas permitem a realização de um grande número de operações, como o projeto, calibração, simulação e comparação entre os modelos. O uso do SIG permite, portanto, subdividir a bacia hidrográfica em subáreas homogêneas (Calijuri et al., 1998).

2.5. Modelização Hidrológica

Existem dezenas de modelos hidrológicos (Tucci, 2005), que tem por finalidade principal simular as mudanças de distintos cenários de uso e ocupação do solo. Dentre estas dezenas de modelos, podemos destacar os modelos SHE (Sistema Hidrológico Europeu – Bathurst et al., 1995), MGB (Modelo de Grande Bacia) (Collischonn, 2001) e SWAT (Arnold et al., 1996), sendo todos modelos distribuídos e contínuos com aplicações em diversas bacias pelo mundo.

Os modelos podem ser físicos, analógicos ou matemáticos. Modelos físicos, geralmente, são representações de um sistema numa escala menor, através da utilização de um algoritmo. Modelos analógicos são aqueles que buscam explicar processos de um sistema através de equações de outro tipo de sistema. Modelos matemáticos se utilizam de equações matemáticas para representar todos os processos envolvidos.

Dentre os modelos citados, destaca-se o Modelo SWAT (Soil and Water Assessment Tool), que é um modelo físico-distribuído integrado a um sistema de informação geográfica, que opera sobre um passo de tempo diário. A discretização da bacia hidrográfica pode ser realizada por sub-bacias, de acordo com a drenagem principal e/ou por módulos-grid.

Segundo Neitsch et al. (2005), o SWAT foi desenvolvido a fim de prever o impacto de práticas de manejo do solo sobre a água, sedimentos, nutrientes e produtos químicos agrícolas em grandes e complexas bacias, através de longos períodos de tempo. O modelo SWAT trabalha com a divisão da bacia em sub-bacias, divididas ainda em uma determinada

quantidade de unidades de resposta hidrológica (HRU), que representam combinações únicas de uso do solo, tipo do solo e classe de declividade.

O SWAT já foi aplicado no mundo todo, tendo seu desempenho testado em diversos tipos de solo e vegetação. A principal vantagem do SWAT é que seu código numérico é aberto ao usuário e também já existe uma versão do modelo com interface a um SIG denominado ArcSWAT, disponibilizada gratuitamente no site do modelo com suporte ao usuário 24 horas (<http://www.brc.tamus.edu/swat/arcsWat.html>).

A teoria, o equacionamento e a aplicação do modelo SWAT estão bem descritos, sendo apresentados em diferentes níveis de detalhamento (Arnold et al. 1996; Abbaspour et al. 2004 e 2007, Schuol et al. 2008 e Faramarzi et al. 2009).

Vários trabalhos relatam a aplicabilidade do modelo SWAT no mundo, neste sentido podemos destacar: Machado (2002) e Machado et al. (2003) aplicaram o modelo SWAT na simulação de cenários alternativos de uso da terra no Brasil, onde dois cenários foram simulados e encontraram resultados que validam o modelo; Fohrer et al. (1999) aplicaram o SWAT a dois distintos cenários de uso e ocupação do solo para a região da Alemanha, afim de simular o efeito sobre o balanço hídrico, com resultados satisfatórios; Benites et al. (2000) utilizaram o modelo SWAT na Bacia do Rio “El Tejocote”, localizada em Atlacomulco, no México, no período de 1980 a 1985 para a produção de água, onde os resultados encontrados foram satisfatórios entre os dados simulados e observados.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

A seguir serão descritos os dados observados e os métodos utilizados para a estimativa dos fluxos de calor e suas inter-relações com a atmosfera, a partir de dados de sensoriamento remoto, e sua integração na modelização hidrológica. Além disso, foi feita uma descrição das características físicas da superfície da bacia do rio Lajeado e da atmosfera no entorno da mesma.

3.1. Área de Estudo

O presente estudo foi desenvolvido no leste da Amazônia legal (Figura 1a) para o período de out/2003 a dez/2006. A área está localizada na bacia Tocantins-Araguaia (Figura 1b), mais especificamente na sub-bacia do rio Lajeado (Figura 1c).

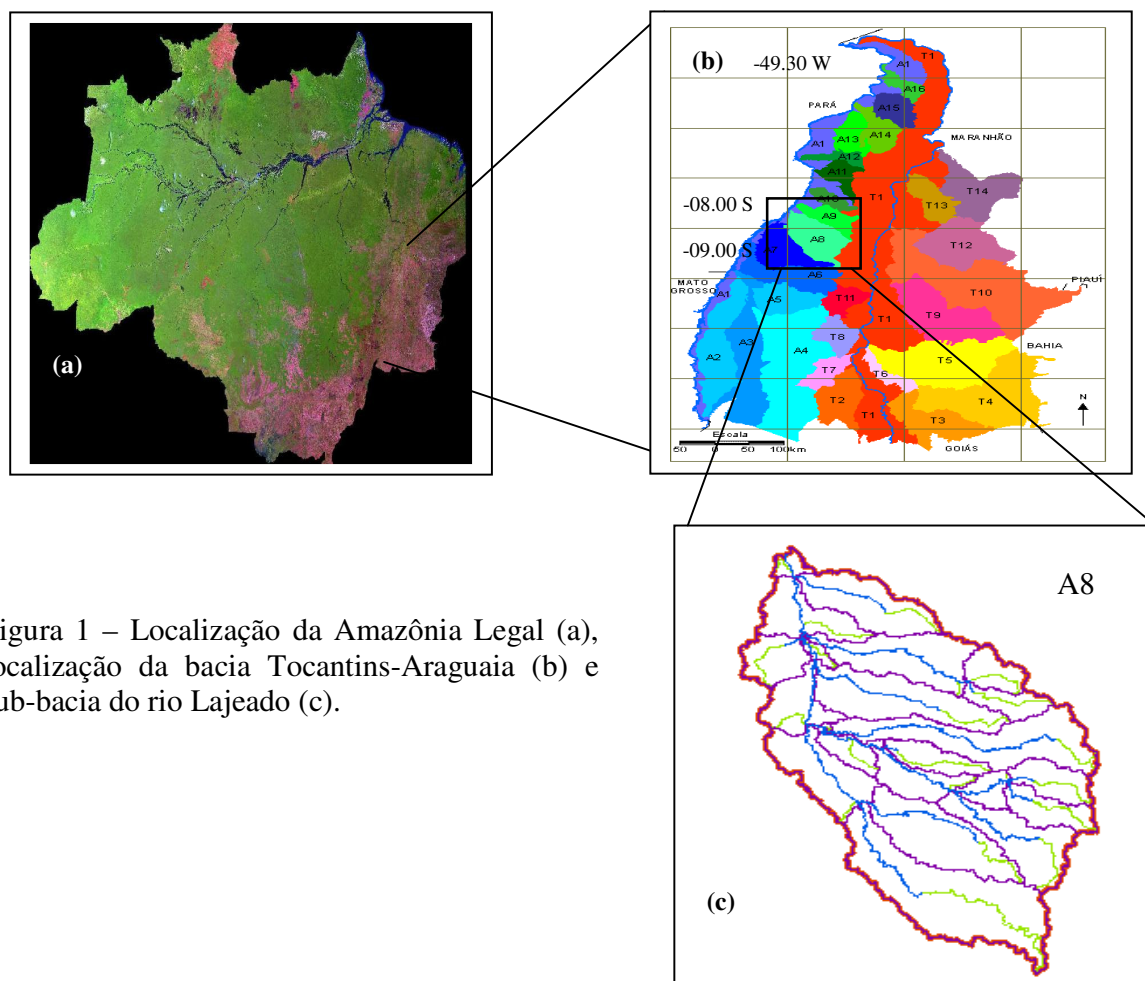


Figura 1 – Localização da Amazônia Legal (a), localização da bacia Tocantins-Araguaia (b) e sub-bacia do rio Lajeado (c).

Os dados observacionais da torre micrometeorológica que foram utilizados, são do sítio experimental da Ilha do Bananal, que foram coletados ao norte da ilha, nos limites com o Parque Estadual do Cantão. Localmente, foi instalada uma torre micrometeorológica com, uma estrutura de 40 m de altura, localizada aproximadamente 2 km a leste do Rio Araguaia, nas coordenadas 9,824°S, 50,158°W, a 120 m de altitude (Figura 2). Estes dados estão descritos posteriormente, com maior detalhe no item 3.2.1.

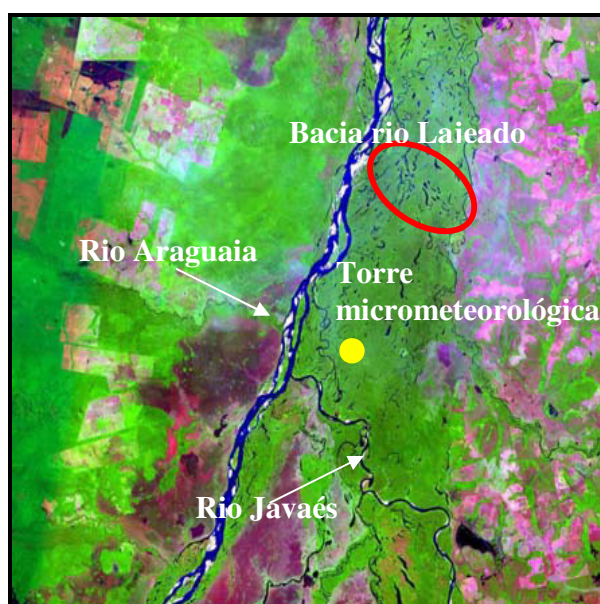


Figura 2 - Localização dos rios Araguaia e Javaés, e a posição da torre micrometeorológica.

3.1.1. Bacia do rio Araguaia - sub-bacia do rio Lajeado

A bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia localiza-se quase que integralmente entre os paralelos 5° e 18° e os meridianos de longitude oeste 46° e 56°. Sua configuração alongada no sentido longitudinal se constitui na maior bacia hidrográfica inteiramente situada em território brasileiro, seguindo as diretrizes dos dois importantes eixos fluviais - o Tocantins e o Araguaia - que se unem no extremo setentrional da bacia, formando o baixo Tocantins. A sub-bacia do rio Lajeado (Figura 1c) possui uma vazão média anual de 40 m³/s, volume médio anual de 4 Km³ e uma área de drenagem de aproximadamente 6.000 Km², e está localizada a noroeste do Rio Tocantins entre os paralelos 8° e 10°.

De acordo com Aquino et al. (2005), o regime hidrológico das sub-bacias que compõe a bacia do rio Araguaia, incluindo a sub-bacia do rio Lajeado é dependente do clima dominante quente/semi-úmido. Os picos de cheias se definem entre os meses de janeiro a maio (período de chuvas) e período de vazantes entre junho e setembro. Mas, quando se enfatiza a relação área de drenagem/vazão máxima anual, observa-se que o rio possui uma distribuição atípica de vazões à medida que flui para jusante, pois durante as cheias extremas, como aconteceu no ano de 1980, o sistema tende a perder vazão, com perdas a partir do início do médio curso de aproximadamente 30% no seu volume de água.

3.1.2. Características físicas da sub-bacia do rio Lajeado

Este item contempla as características físicas da sub-bacia do rio Lajeado que foi utilizada na modelização hidrológica como condições iniciais da área de estudo.

Modelo Digital de Elevação – MDE

O MDE (Figura 3) gerado para a bacia do rio Lajeado, tem altitudes variando de 120 m na parte norte da bacia, até 675 m na parte sul, com uma elevação média de aproximadamente 150 m no meio da bacia e 450 na parte leste. Observa-se que grande parte da bacia hidrográfica do rio Lajeado é levemente regular na depressão do médio Araguaia, com o relevo mais acentuado na região sudeste do planalto do interflúvio Tocantins – Araguaia nos municípios de Cristalândia e Abreulândia.

O MDE foi disponibilizado em uma carta altimétrica com resolução de 90 m, posteriormente foi gerado com uma resolução espacial de 30 m (2925 x 4083), assim como as demais imagens raster deste estudo, uma vez que, devido à imposição do software, todas as cartas envolvidas tem que possuir a mesma resolução espacial.

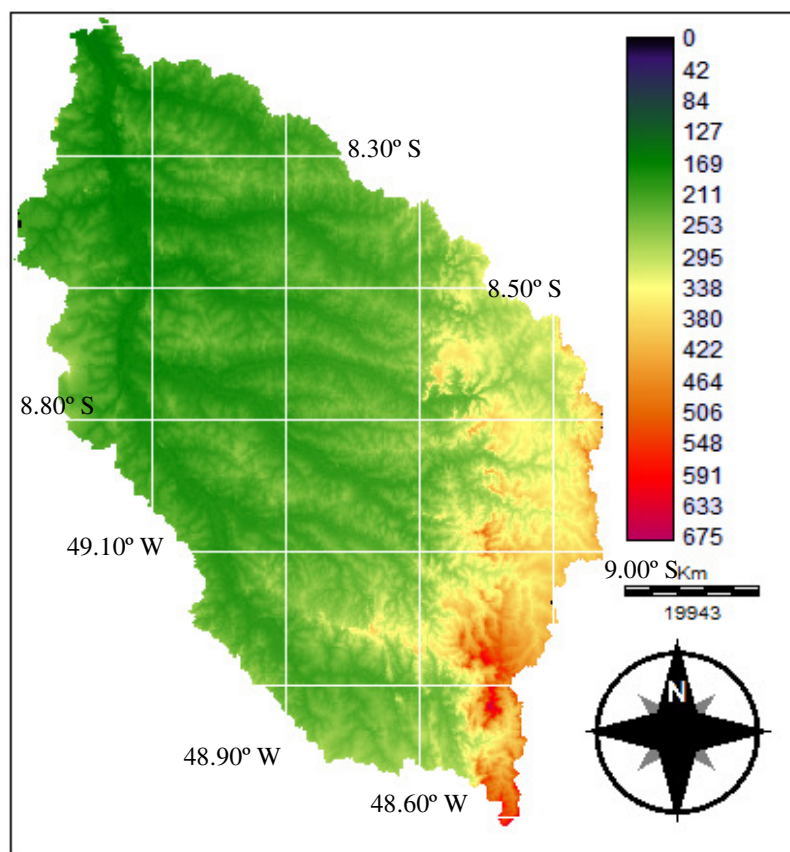


Figura 3 - Modelo digital de elevação (MDE) com as cotas altimétricas em metros.

Subdivisões da bacia do rio Lajeado

Para a utilização do Modelo SWAT a bacia hidrográfica do rio Lajeado foi subdividida em 23 sub-bacias e a Tabela 1 mostra as suas respectivas áreas em Km². O critério para a divisão das sub-bacias foi os pontos de confluência do rio gerados pelo modelo a partir do MDE, que foram adicionados automaticamente pelo modelo (Figura 4).

A sub-bacia 23 com área de 915 Km² foi a bacia escolhida para a verificação da vazão simulada, devido à mesma possuir um posto de medição (27380000 – Ponte do rio piranha), o único posto em toda a área de estudo.

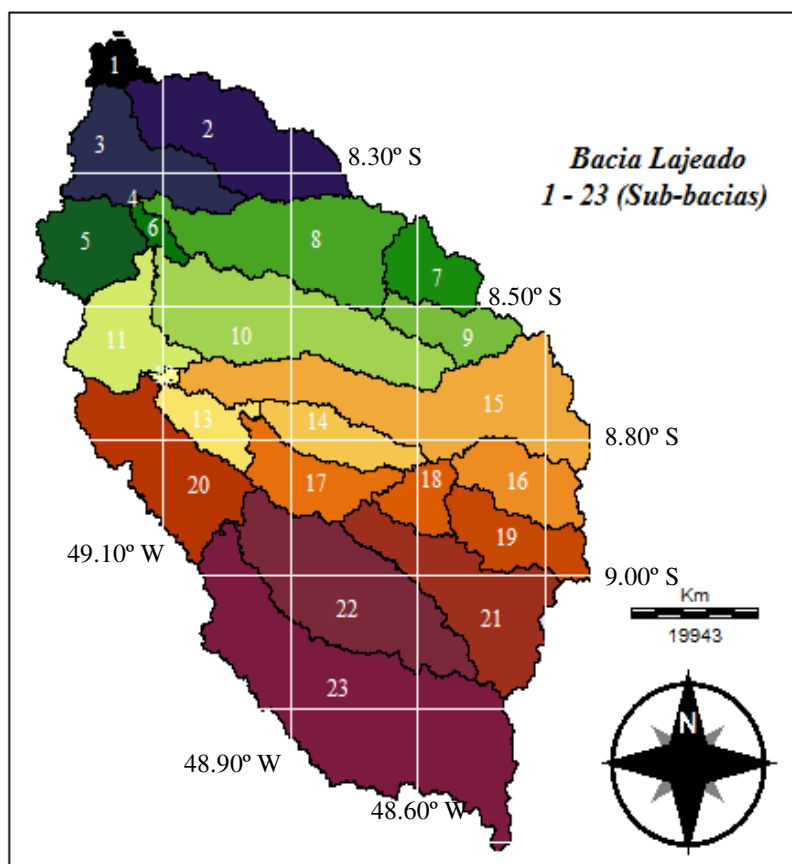


Tabela 1- Sub-bacias geradas pelo
SWAT em Km²

Sub - Bacias	Área (km ²)
1	49
2	370
3	269
4	2.0
5	187
6	34
7	138
8	416
9	129
10	494
11	214
12	9.0
13	111
14	151
15	599
16	175
17	184
18	95
19	178
20	347
21	375
22	494
23	915
Total	5935

Figura 4 - Sub-bacias criadas para a modelagem hidrológica da bacia do rio Lajeado.

Tipos de solo da bacia do rio Lajeado

A Figura 5 mostra o mapa dos tipos de solo predominante na bacia do rio Lajeado, onde se pode observar 5 classes de solo em toda a bacia. Essas classes de solo foram redefinidas, utilizando-se a reclassificação automática do Idrisi 15.0. As classes existentes de tipos de solo que foram consideradas no modelo podem ser vistas na Tabela 2 com suas respectivas áreas em percentual.

A bacia é aproximadamente 83% tomada por solos do tipo concrecionários, este tipo de solo engloba principalmente solos com textura variável, porém com muito cascalho e aproximadamente 10% constituída de solos do tipo hidromórficos que apresentam

limitações de diferentes naturezas (elevada acidez, baixa fertilidade natural, excessiva salinidade, baixa porosidade).

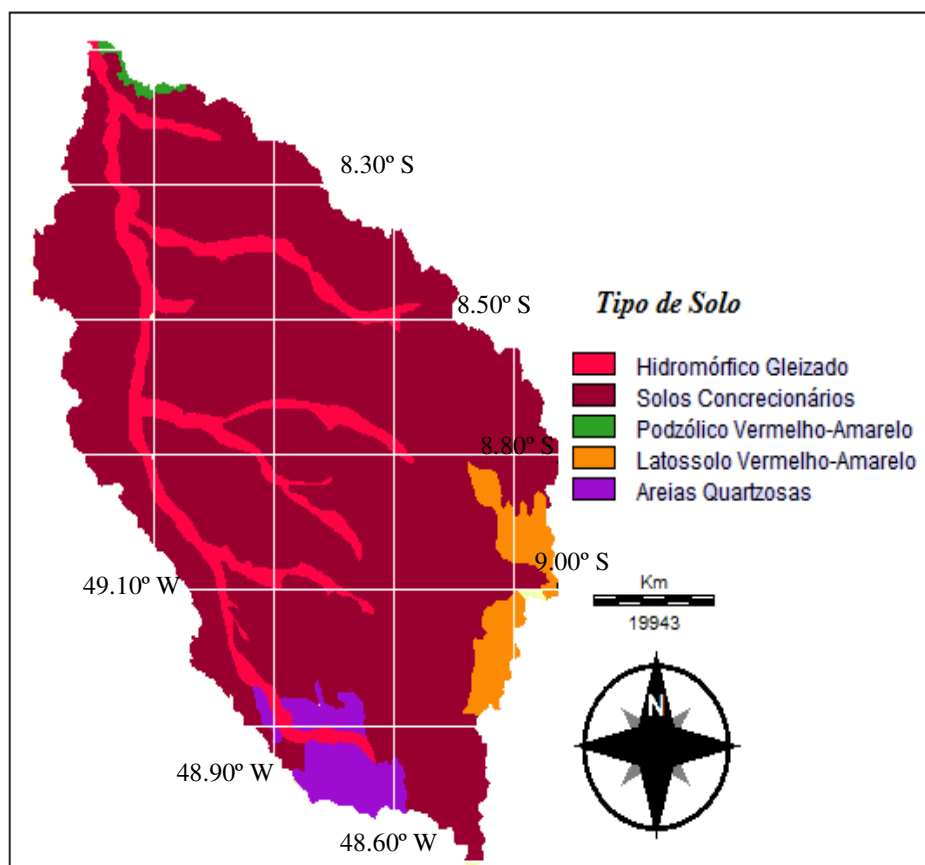


Figura 5 – Mapa pedológico da bacia do rio Lajeado.

Tabela 2 – Classes de tipo de solo usadas no modelo SWAT, com as suas áreas em percentuais.

<i>Código SWAT</i>	<i>Tipo de Solo</i>	<i>Área (%)</i>
HG	Hidromórfico Gleizado	9.8
COM	Concrecionários	82.6
PVA	Podzólico Vermelho-Amarelo	0.4
LVA	Latossolo Vermelho-Amarelo	3.6
AQ	Areia Quartzosas	3.7
	Total	100

Para o banco de dados de solo do modelo SWAT, fez-se necessário adicionar as características físicas dos solos da bacia do rio Lajeado contidos na Tabela 5, exigidas pelo modelo SWAT, que são elas: classificação do solo, número de camadas de informação (3), grupo de mínima saturação hidráulica (B), profundidade máxima de solo que a raiz alcança (2 m), fração de porosidade do solo (diferenciada para cada tipo de solo), profundidade de cada horizonte (0,5 m; 1 m; 2 m), densidade do solo (diferenciada para cada tipo de solo), capacidade de água do solo, condutividade hidráulica saturada, conteúdo de carbono orgânico do solo (diferenciada para cada tipo de solo), albedo do solo (usado dados estimados por SR) e fator de erodibilidade do solo ($0,013 \text{ t.m}^2.\text{hr/m}^3.\text{t.cm}$). Todas as informações referentes às características físicas de cada tipo de solo foram coletadas e cedidas pela SEPLAN/DZE (2009), sendo apresentadas a seguir:

Areias Quartzosas – (AQ)

Esta classe compreende solos minerais arenosos, hidromórficos ou não, normalmente profundos ou muito profundos, essencialmente quartzosos, virtualmente destituídos de minerais primários, pouco resistentes ao intemperismo. Possuem textura nas classes areia e areia franca, até pelo menos 2 m de profundidade, cores vermelhas, amarelas ou mais claras. São solos normalmente muito pobres, com capacidade de troca de cátions e saturação de bases baixas, frequentemente álicos e distróficos. Esta classe compreende as areias quartzosas não hidromórficas e as areias quartzosas hidromórficas. Quando não hidromórficas, são solos excessivamente drenados, porém quando hidromórficas, são imperfeitamente ou mal drenadas. Originam-se tanto de sedimentos inconsolidados Quaternários ou Terciário/Quaternários, quanto de arenitos de várias Formações Geológicas.

Latossolo Vermelho-Amarelo – (LVA)

Solos minerais não hidromórficos, com horizonte B latossólico, cores normalmente vermelhas a vermelho-amareladas, com teores de Fe_2O_3 (proveniente do ataque sulfúrico) iguais ou inferiores a 11% e, normalmente, acima de 7%, quando os solos são argilosos ou muito argilosos e não concrecionários. São solos que não apresentam atração magnética.

São profundos ou muito profundos, bem drenados, com textura argilosa, muito argilosa ou média. Os solos de textura argilosa ou muito argilosa e de constituição mais oxídica, possuem baixa densidade aparente (0,86 a 1,21 g/cm³) e porosidade total alta a muito alta (56 a 68%). Os solos de textura média, normalmente, possuem densidade aparente pouco maior e porosidade total média.

São solos ácidos a muito ácidos, com saturação de bases baixa (distróficos) e por vezes, álicos, neste caso com alumínio trocável maior que 50%. Têm como material originário sedimentos tanto do Terciário e Quaternário (TQdl) sobre as chapadas e chapadões, quanto do Quaternário, em planícies com pequenas ocorrências no Grupo Cuiabá.

Solos Concrecionários – (COM)

Esta unidade de mapeamento engloba solos concrecionários lateríticos que podem ser incluídos em diversas classes, principalmente nas dos podzólicos concrecionários, plintossolos concrecionários e latossolos concrecionários. A dificuldade na separação das diversas classes de solos concrecionários, durante o mapeamento, fez com que solos de classes diferentes fossem mapeados indistintamente como solos indiscriminados concrecionários.

Esta unidade de mapeamento engloba principalmente solos com saturação de bases baixa, ou seja, distróficos. A textura destes solos é variável, porém tipicamente cascalhenta. Origina-se a partir de vários materiais geológicos, porém merecem destaque as rochas do Grupo Cuiabá e sedimentos do Terciário-Quaternário (TQdl).

Podzólico Vermelho-Amarelo – (PVA)

Solos minerais não hidromórficos, com horizonte B textural não plântico e distinta individualização de horizontes no que diz respeito à cor, estrutura e textura, a qual é mais leve no A (mais arenosa) e mais pesada (mais argilosa) no B, com cores variando de vermelho a amarelo e teores de Fe₂O₃ normalmente menores que 11%. São profundos a pouco profundos, moderadamente a bem drenados, com textura muito variável, porém com predomínio de textura média no A e argilosa no horizonte Bt, com presença ou não de

cascalhos. Solos com textura arenosa no A e média no B, ou somente argilosa ou média ao longo do perfil, são menos frequentes.

Ocasionalmente, podem ocorrer pedras em alguns destes solos. São solos que apresentam uma porosidade total baixa a média, com valores compreendidos entre 37 e 50%. Quanto à densidade aparente, verificam-se valores compreendidos numa faixa de 1,32 a 1,63 g/cm³. A grande maioria dos Podzólicos Vermelho-Amarelos de Mato Grosso possui argila de atividade baixa, ou seja, inferior a 24 meq/100g de argila.

Quanto à saturação de bases, há também uma grande variação, ocorrendo solos eutróficos ($V \geq 50\%$), solos distróficos ($V < 50\%$) e também solos álicos, nos quais a saturação com alumínio trocável é maior que 50%. Originam-se a partir de uma grande variedade de litologias. Os eutróficos se relacionam tanto às litologias pré-cambrianas do Complexo Xingu, quanto aos arenitos (Formações Ponta Grossa, Aquidauana e Botucatu), aos siltitos (Formação Diamantino) e sedimentos recentes (Formação Pantanal). Os demais estão relacionados, além das litologias mencionadas, às rochas dos Grupos Cuiabá e Alto Paraguai e Granito São Vicente.

Hidromórfico Gleizado – (HG)

Esses solos são derivados de sedimentos do Holoceno. São formados sob condições de hidromorfismo, em ambientes de redução. Apresentam em comum a limitação de má drenagem. Os Gleissolos que ocorrem na área do estudo podem apresentar limitações de diferentes naturezas, podendo ser por elevada acidez e baixa fertilidade natural ou por excessiva salinidade e sodicidade, como também problemas de baixa porosidade e características de endurecimento irreversível quando drenados ao excesso. Os Organossolos apresentam elevados teores de matéria orgânica, sendo que na região são considerados fortemente ácidos, possuem baixos valores de soma de bases, e sua drenagem excessiva pode levar a subsidência, seja por mineralização do material orgânico, ou por contração pela secagem, além de ser comum a combustão desses materiais.

Uso e ocupação do solo

O mapa de uso e ocupação do solo da bacia do rio Lajeado foi elaborado na escala de 1:250.000. As classes de uso e ocupação do solo foram identificadas e quantificadas para a bacia do rio Lajeado (Figura 6). Inicialmente, o mapa de uso do solo possuía 89 classes de ocupação do solo; para facilitar o processo de modelagem no SWAT foi feita uma nova classificação pelo modelo, levando em conta a redefinição automática do contorno da bacia. As 89 classes de uso do solo receberam uma nova configuração, conforme apresentado na Tabela 3. As áreas não classificadas foram consideradas como sendo agricultura em geral.

A partir da classificação inicial foi inicializada uma classificação automática realizada no software Idrisi 15.0, onde reduziu-se para seis tipos de classe de uso do solo tais como: agricultura, floresta, cerrado, água, área urbanizada e pasto.

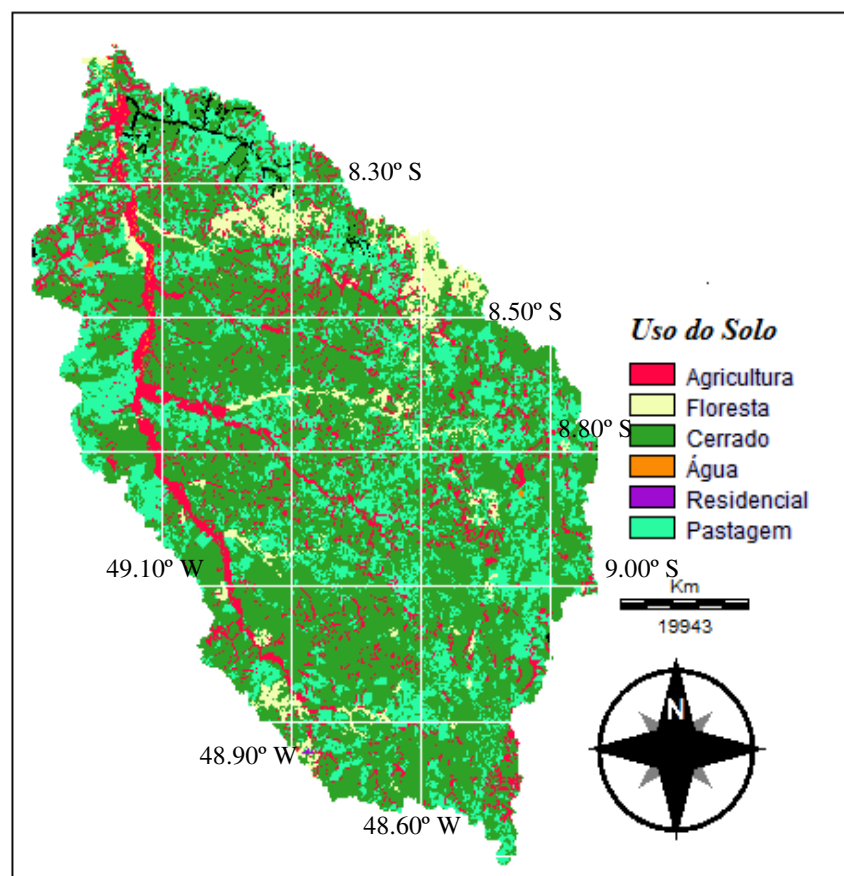


Figura 6 – Mapa de uso e ocupação do solo da bacia do rio Lajeado.

Analisando a Tabela 3, pode-se notar que a área da bacia do rio Lajeado é na sua maioria composta de cerrado e pastagem, e apenas em pequenos trechos adjacentes às faixas que contêm os cursos d'água, apresenta-se a parte agriculturável da bacia.

Tabela 3 – Classes de uso e ocupação do solo usadas no modelo SWAT, com as suas áreas em percentuais.

<i>Código SWAT</i>	<i>Uso do Solo</i>	<i>Área (%)</i>
AGRL	Agricultura Geral	11.4
FRST	Floresta	4.9
EGAM	Cerrado	59.1
WATR	Água	0.1
URBN	Urbanização	0.01
PAST	Pastagem	24.5
	Total	100

Classes de declividade da bacia do rio Lajeado

O modelo SWAT permite usar até 5 classes de declividade, mas neste trabalho, optou-se pelo uso de apenas 3 classes, assim agilizando os processos computacionais. As classes utilizadas nesta modelagem estão apresentadas na Figura 7. A utilização de maior número de classes de declividade seria muito vantajosa se existisse uma variação muito grande na superfície da bacia. Pode-se observar que o mapa de declividade está coerente, quando comparamos com o mapa do modelo digital de elevação, onde possui as maiores declividades no planalto do interflúvio a leste da bacia. A Tabela 4 permite avaliar que na sua maioria a bacia encontra-se em regiões de áreas planas e regulares, principalmente na parte centro-oeste em direção ao rio Araguaia.

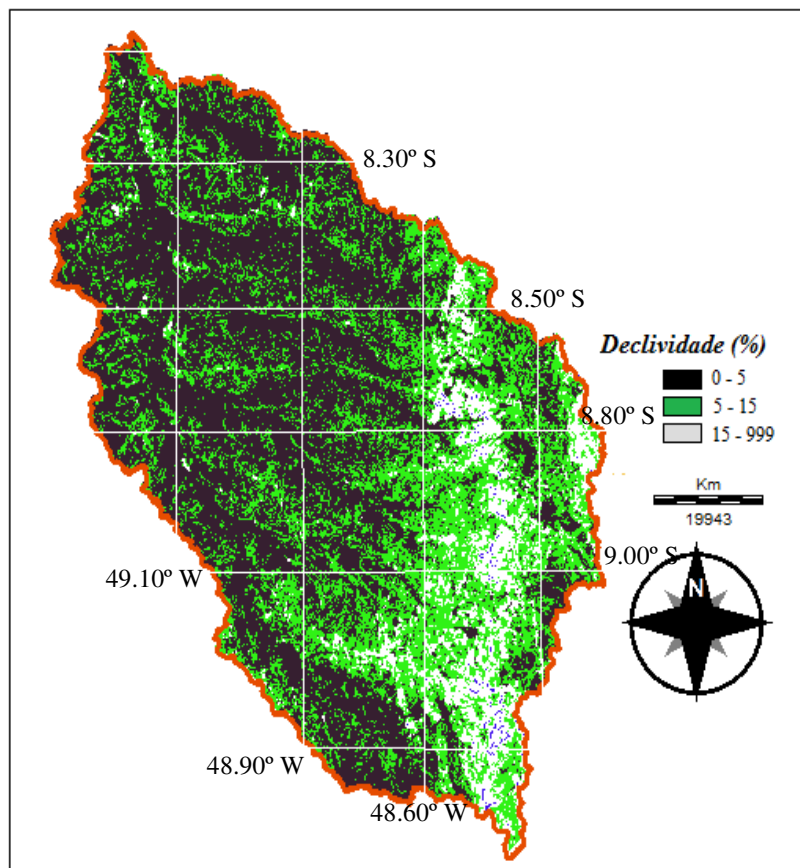


Figura 7 – Mapa de classes de declividade da bacia do rio Lajeado.

<i>Declividade (%)</i>	<i>Área (%)</i>
0 – 5	68
5 – 15	29
15 – 999	3
Total	100

Tabela 4- Classes de declividades usadas pelo SWAT em (%)

Unidades de Resposta Hidrológica – URH

Para a definição das URH foram utilizados os mapas de uso do solo, tipo de solo e de declividade, onde os mapas foram importados e sobrepostos dentro da bacia hidrográfica do rio Lajeado e posteriormente determinado como resultado 525 URH's.

A análise das URH permite ao usuário determinar a posição dominante de cada categoria de uso do solo, tipo de solo e declividade das classes dentro de cada bacia hidrográfica. A subdivisão da bacia em áreas com solos únicos e combinações de solo permite que o modelo transmita as diferenças de evapotranspiração e de outras condições hidrológicas de terrenos para diferentes usos do solo e tipo de solo. Isso aumenta a precisão das simulações do balanço de água na bacia, fornecendo uma melhor descrição física do balanço hídrico.

Parâmetros para cada sub-bacia e URH

Antes da simulação inicial, alguns parâmetros devem ser adotados para cada sub-bacia, onde estes valores foram mantidos, os “*default*” do modelo SWAT, como os parâmetros de canal (.rte), manejo (.mgt), lagos e reservatórios (.pnd), uso da água (.wus) e água subterrânea (.gw). Já o parâmetro oportuno à unidade de resposta hidrológica (.hru) passível de correção foi o coeficiente de rugosidade de Manning (*OV_N*). Os valores do coeficiente de Manning foram obtidos através do manual do SWAT (Neitsch *et al.* 2005).

Os parâmetros relativos às características de cada uso e ocupação do solo, como por exemplo, albedo (ALB) e índice de área foliar (IAF) usados neste trabalho não foram os de “*default*” e sim os dados estimados pelo sensoriamento remoto para a área da bacia do rio Lajeado, conforme a Tabela 5.

Tabela 5 – Parâmetros utilizados na inicialização, default (dados originais) e estimados SR.

<i>Parâmetros</i>	<i>default</i>		<i>Estimados - SR</i>	
	Albedo	IAF	Albedo	IAF
Agricultura	0.13	3.00	0.15	4.92
Floresta	0.13	5.00	0.14	5.10
Pastagem	0.13	3.00	0.18	4.00
Água	0.13	0.00	0.01	0.00
Urbanização	0.13	2.00	0.10	0.10
Cerrado	0.13	2.50	0.26	2.92

3.1.3. Climatologia da área de estudo

A Figura 8 apresenta a climatologia da precipitação anual para a Amazônia no período de 1960 a 2008, com valores de precipitação acumulada entre 900 e 3000 mm, principalmente a oeste e norte da região, tanto para valores de máxima como de mínima de chuva. No estado do Tocantins os máximos de chuva ocorreram na faixa oeste da região, alcançando valores entre 1000 e 2000 mm. Estes padrões espaciais de precipitação estão relacionados com a atuação dos sistemas meteorológicos precipitantes de grande e pequena escala, durante as estações chuvosas (Out-Mai) e secas (Jun-Set).

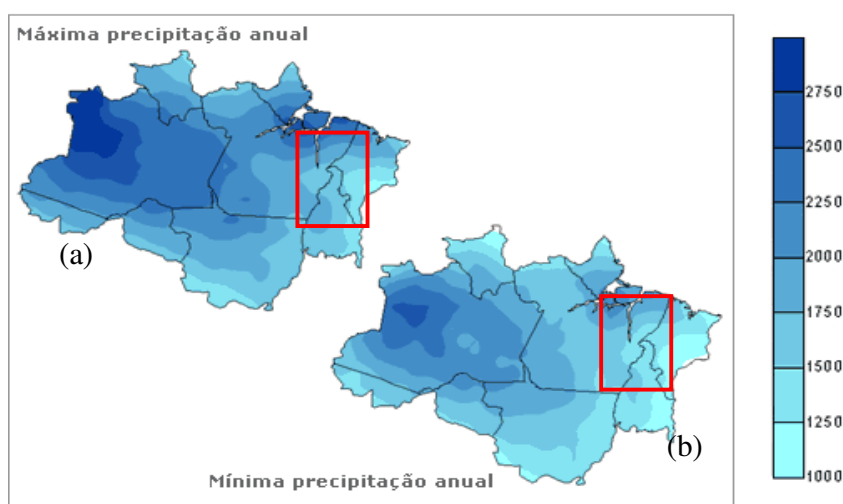


Figura 8 - Distribuição espacial da precipitação anual máxima (a) e mínima (b) para a Amazônia Legal, durante 1960-2008.

No caso dos padrões de precipitação no período chuvoso (Figura 9), a máxima e a mínima estão associadas à presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) ou de Sistemas frontais (SF) que se deslocam do sul da América do Sul em direção ao equador, promovendo aumento de nebulosidade e conseqüentemente causando intensa precipitação (Oliveira, 1986; Kousky, 1988 e Liebmann et al. 1999). A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), quando deslocada mais ao sul do equador ocasiona precipitação intensa e contínua no norte da Amazônia. Em geral, estes sistemas se acoplam entre si, aumentando a atividade convectiva em praticamente toda a Amazônia, intensificando a convecção regional e desenhando a distribuição espacial da precipitação

(Figuerola, 1997). Vale ressaltar que na região de estudo deste trabalho, ou seja, na Ilha do Bananal, a precipitação atinge valores de 1200 a 2100 mm.

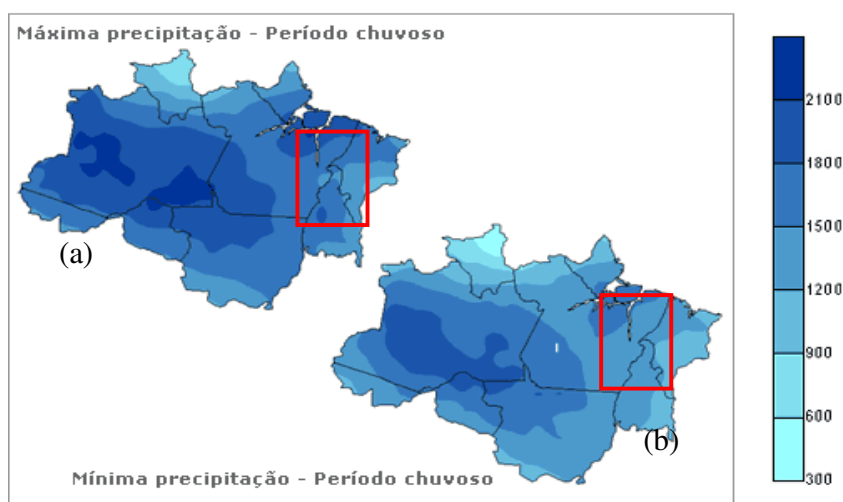


Figura 9 - Distribuição espacial da precipitação máxima (a) e mínima (b) para a Amazônia Legal, durante o período chuvoso (out a maio) de 1960-2008.

Durante os meses de estiagem (Jun-Set) da Amazônia, as chuvas se concentram na região conhecida como “cabeça do cachorro” a noroeste da região. Estas são oriundas da atividade convectiva localizada associada com a ZCIT do Pacífico Equatorial que nesta época se desloca para o hemisfério norte, em função do movimento do sol. As demais áreas da Amazônia apresentam precipitação abaixo de 300 mm, inclusive o estado do Tocantins (Figura 10).

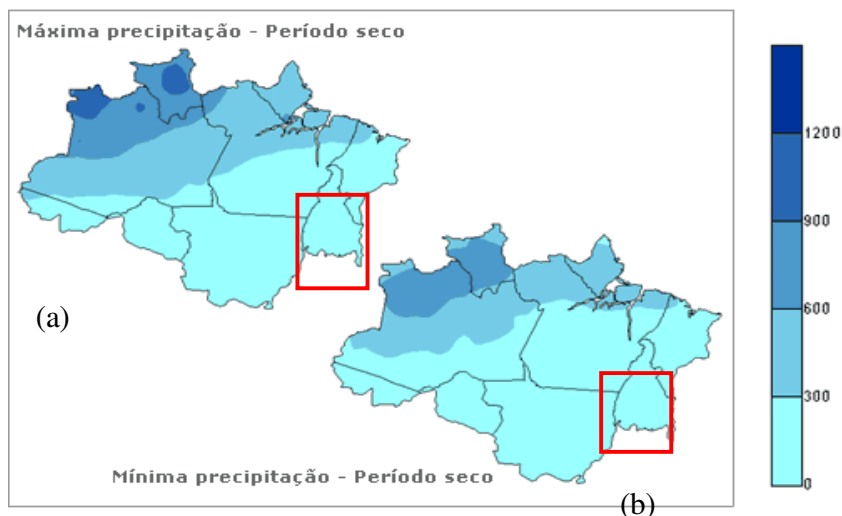


Figura 10 - Distribuição espacial da precipitação máxima (a) e mínima (b) para a Amazônia Legal, durante o período seco (jun a set) de 1960-2008.

3.2. Dados pontuais e espaciais

Neste item serão apresentados os dados pontuais e espaciais utilizados neste estudo, são eles: pontuais – dados meteorológicos da torre micrometeorológica e hidrológicos dos postos pluviométricos, e fluviométricos; espaciais – imagens orbitais e dados meteorológicos de reanálises.

3.2.1. Meteorológicos e Hidrológicos

Para este estudo foram utilizados dados horários da Torre Micrometeorológica do projeto LBA localizada na Ilha do Bananal (IB) para o período de out/2003 a dez/2006, cedidos pelo Laboratório de Clima e Biosfera do IAG/USP (Borma et al., 2009). Os dados micrometeorológicos serviram para verificar a validade dos dados obtidos a partir dos modelos SEBAL/METRIC. Os dados micrometeorológicos dos fluxos de calor e concentração de vapor d água foram coletados através de um sistema de correlação de vórtices turbulentos (*eddy correlation*²). Foram calculadas as médias aritméticas horárias e diárias dos elementos meteorológicos para o período de estudo. O sistema de “*eddy*

² Sistema que calcula a covariância entre as flutuações na componente vertical da velocidade do vento da temperatura e a concentração de vapor d água na amostra de ar (Schotanus, 1983)

correlation” contém um anemômetro sônico tridimensional e um analisador infravermelho de gás usado em um modo de câmara fechada, onde o ar é conduzido para dentro da câmara. O sistema é controlado por um “*software*” que calcula os fluxos de momento, de calor sensível e latente a uma frequência de 20 Hz. O sistema fornece as médias a cada meia hora, as quais foram usadas como série temporal. O mesmo procedimento foi realizado para os dados meteorológicos.

Os dados de precipitação utilizados são das estações: rio Piranhas (949000), Marianópolis (949003), Caseara (950000) e rio Javaés (950002) e os dados de vazão são do posto ponte rio Piranhas (27380000), para o período de 2000 a 2008 medidos na área da bacia e que foram disponibilizados pela ANA no portal SNIRH (<http://www.ana.gov.br/portalsnirh>) (Figura 11). Este período de dados foi escolhido por incluir o período de dados observados da torre micrometeorológica (2003 a 2006), com maior extensão temporal para a representação climática das condições iniciais no modelo hidrológico. Vale ressaltar que esta grade foi somente usada para a estimativa dos fluxos de calor, devido à localização da torre micrometeorológica, sendo assim, não representa a grade da modelagem hidrológica.

Foi usada apenas a estação fluviométrica da bacia do rio Lajeado no posto Ponte Rio Piranhas (27380000) para a verificação da vazão simulada.

Os mapas da climatologia espacial da precipitação para a Amazônia legal foram construídos a partir dos dados de precipitação diária no período de 1960 a 2008, conforme disponibilizado pelo site do governo do estado do Amazonas (http://www.povosdamazonia.am.gov.br/multimidia/clima/script/cli_precipit_mapa.htm).

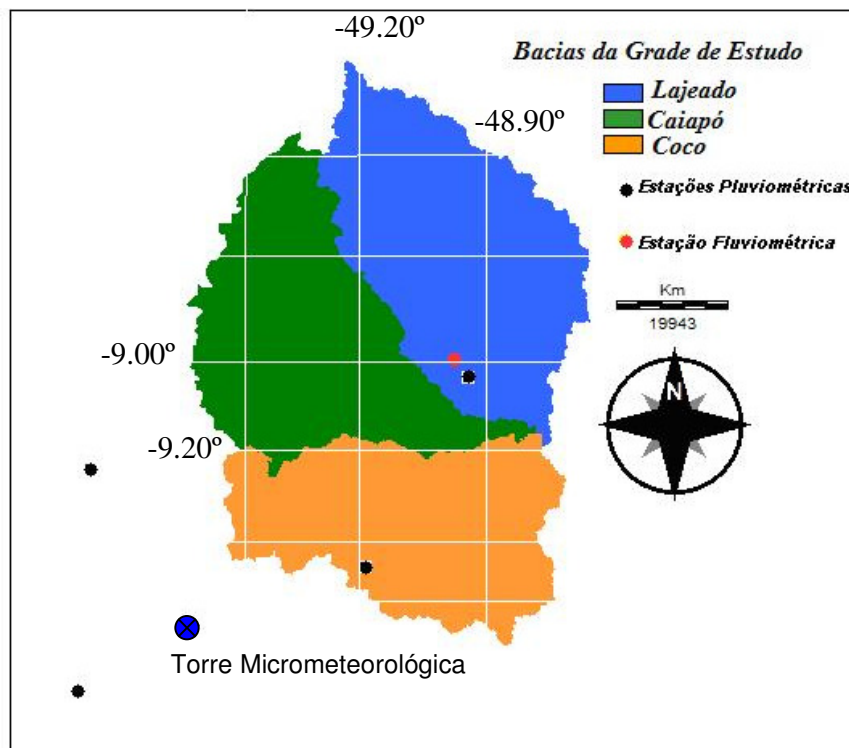


Figura 11 – Mapa das sub-bacias e das estações pluviométricas e fluviométrica da área de estudo.

3.2.2. Dados de reanálises

Foram usados os dados do arquivo de dados de reanálise do National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) para as variáveis: componentes zonal e meridional do vento para os níveis de 925 e 250 hPa e dados de radiação de onda longa (ROL), obtidos da média diária das passagens diurna e noturna do satélite de órbita polar da NOAA (Liebmann e Smith, 1996; Kalnay et al., 1996). Estes dados estão disponíveis no site (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>).

O conjunto de dados diários da reanálise mencionados acima foi obtido da média dos quatro horários diários (00, 06, 12 e 18 TMG), igualmente distribuídos numa grade de 2,5° x 2,5° de resolução, para o período de outubro de 2003 a dezembro de 2006. Este conjunto de dados foi utilizado para análise meteorológica pontual e espacial, para fins de comparação com os dados da torre micrometeorológica e na análise dos estudos de caso.

3.2.3. Variáveis físicas a partir de imagens orbitais

Para inicialização do modelo hidrológico outras duas variáveis relativas à superfície do solo foram estimadas a partir de imagens orbitais, tais como: albedo da superfície e índice de área foliar. Estas duas variáveis foram estimadas para toda a área da bacia do rio Lajeado (6000 km²) de cada tipo e ocupação do solo, com resolução espacial de 250 x 250 m, com aproximadamente 200.000 pixel. Estas informações foram inseridas diretamente no banco de dados do modelo hidrológico.

3.2.4. Imagens orbitais

Em sensoriamento remoto as imagens orbitais apresentam-se em três independentes tipos de resolução: resolução espacial, resolução espectral e resolução radiométrica (Crósta 1992). A primeira (resolução espacial) é definida pela capacidade do sistema sensor em “enxergar” objetos na superfície terrestre; quanto menor a possibilidade do objeto ser visto, maior a resolução espacial. A segunda (resolução espectral) é inerente às imagens multiespectrais e é definida pelo número de bandas espectrais de um sistema sensor e pela largura do intervalo de comprimento de onda coberto por cada banda; quanto maior o número de bandas e menor a largura do intervalo, maior é a resolução espectral de um sensor. Exemplificando o conceito de bandas, temos o caso de duas fotografias do mesmo objeto; preto e branco (uma banda espectral: tons de cinza) e colorida (três bandas espectrais: vermelha, azul e verde). A resolução radiométrica é dada pelo número de níveis digitais, representando níveis de cinza, usados para expressar os dados coletados pelo sensor; quanto maior o número de níveis, maior é a resolução radiométrica. Além dessas resoluções, temos também a resolução temporal, que se refere ao tempo de revolução do satélite ao redor da terra, ou seja, o tempo que transcorre desde a tomada de uma determinada imagem, até que uma segunda imagem do mesmo ponto seja tomada.

Foram utilizadas imagens diárias do sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) do satélite Aqua, com passagem as 13:30 hora local, com resolução espacial de 250 m (reflectância da superfície), 500 m (NDVI – índice de vegetação por diferença normalizada) e a temperatura da superfície com 1000 m (Tabela 6), para os anos de 2004 e 2005 na grade de 2° x 2° nos limites de 50° a 48° W e 10° a 08° S. Após a

reprojeção das imagens orbitais com as diferentes resoluções espaciais, obteve-se as imagens com uma resolução de 250m. Devido às imagens orbitais processadas ocuparem significativo espaço em disco (20 GB), optou-se pelo período acima citado, correspondendo um total de 731 imagens processadas.

A área da imagem orbital, usada para a estimativa dos fluxos de calor apresenta extensão espacial superior a área da bacia do rio Lajeado, devido à localização da torre micrometeorológica se encontrar a sudoeste da bacia estudada. Além disso, as imagens selecionadas devem apresentar céu sem nuvens ou com pouca nebulosidade (*blue Sky*), para que se tenham medidas mais realísticas da superfície, ou seja, com menos interferência nas imagens.

Tabela 6 – Especificações Técnicas do Sensor MODIS

Órbita	705Km, síncrona com o sol, polar; 10:30a.m descendente; 1:30p.m ascendente
Alcance Espectral	0.4 – 14.4µm
Cobertura Espectral	± 55°, 2330 Km em fileira (“scans” contínuos em nadir no equador)
Resolução Espacial	250 m (2bandas), 500 m (5bandas), 1000 m (29bandas) em nadir
Precisão Radiométrica	5% absoluto, <3 µm; 1% absoluto, >3 µm; 2% de reflectância.
Cobertura de Repetição	Diária, a norte da Lat. 30° e a cada dois dias, para Lat. inferiores 30°
Quantização	12 bits
Taxa de Dados	6.2 Mbps (média), 10.8 Mbps (dia), 2.5 Mbps (noite)
Força	162.5 W (média p/ uma órbita), 168.5 W (pico)

As imagens MODIS são separadas por produtos “MOD” já processados, com correção geométrica e georreferenciada, e disponibilizadas pela National Aeronautics and Space Administration – NASA no site <https://wist.echo.nasa.gov/wist-bin/api/ims.cgi?mode>. A seguir é apresentada uma breve descrição dos produtos MODIS utilizados.

MOD09 – Reflectância da superfície

A reflectância da superfície tem resolução espacial de 250 m do sensor MODIS e é derivada das bandas 1 e 2 no nível 1B da superfície da terra. O MOD09 é uma estimativa da reflectância espectral da superfície terrestre, para cada banda, que seria medida próximo

ao solo, ou seja, desprezando os efeitos atmosféricos. Um processo de correção é aplicado a todos os pixels que passam pelo controle de qualidade do nível 1B, reduzindo os efeitos dos gases atmosféricos, de aerossóis e de nuvens pouco espessas, como *cirrus*. O produto reflectância da superfície L2G 250m do MODIS/Terra (MOD09) é processado para todo globo diariamente, usando o nível 2G 250m Pointer Files (MODPTQKM), localizando a reflectância nível 2 da superfície (MOD09) em uma grade geográfica. A qualidade dos dados do produto MOD09GQK é fornecida em três níveis diferentes: para cada pixel, banda espectral e todo o arquivo da imagem (Vermote e Vermeulen, 1999).

MOD11 – Temperatura da superfície terrestre

O produto MOD11 utiliza, como dados de entrada, a radiância (MOD021KM), a geolocalização (MOD03), a máscara de nuvens (MOD35_L2), a qualidade da cobertura do terreno (MOD12Q1) e a neve (MOD10_L2). O arquivo de saída contém o SDSs de TST (temperatura da superfície), a garantia de qualidade (QA) dos pixels, o erro em TST, as emissividade das bandas 31 e 32, os ângulos zenitais, resolução espacial de 1 km, atributos locais e globais. Este produto utiliza o algoritmo split-window TST, que tem sido validado com dados do sensor MAS (MODIS Airborne Simulator) e medições de campo e o algoritmo dia/noite de temperaturas, que foi projetado especificamente para o sensor MODIS (Wan e Li, 1997). A precisão do algoritmo MODIS TST é de 1 Kelvin (K).

MOD13 – Índice de vegetação

O dado bruto do sistema MODIS não é disponibilizado para os usuários, mas sim uma série de produtos. O produto MOD13, de nível 3 na hierarquia de processamento, contém, entre outros dados, as imagens NDVI em composições de 16 dias com resolução espacial de 250 m. Essas composições são geradas através do modelo de reflectância bidirecional de Walthall (BRDF), quando o número de imagens sem nuvens do conjunto é maior que 5. Os parâmetros do modelo BRDF são utilizados para normalizar e interpolar a reflectância de superfície no ângulo de visada ao nadir. Quando o número de imagens sem nuvens é menor que 5, é utilizado o modelo CV-MVC (Constraint View angle Maximum Value Composite), através do qual são registrados os maiores valores de NDVI da série para um

determinado pixel. Assim, fatores como nebulosidade, variações do ângulo de iluminação e geometria de visada, vapor de água e aerossóis são minimizados (Carroll *et al.*, 2004).

3.2.5. Processamento das imagens

O processamento das imagens MODIS foi calculado no software SPRING na versão 5.1. Este software é livre e disponibilizado pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE (Câmara et al. 1996).

3.3. Modelos de estimativa dos fluxos de calor

O balanço de energia determinado pelo SEBAL/METRIC necessita de poucas informações da superfície para estimar as componentes do balanço de energia, através do sensoriamento remoto. A evapotranspiração, obtida pela divisão do fluxo de calor latente pelo calor latente de vaporização da água, foi estimada a partir da equação do balanço de energia (Figura 12), contabilizando-se a diferença entre a radiação líquida (saldo entre a radiação global incidente na superfície, a radiação de onda longa emitida pela atmosfera incidente na superfície e a radiação de onda longa emitida pela superfície), o fluxo de calor para o solo (radiação transferida para o solo) e o fluxo de calor sensível (radiação utilizada para aquecimento do ar e do solo). A equação 1 apresenta o balanço de energia do modelo SEBAL/METRIC.

$$\lambda ET = R_n - H - G \quad (1)$$

Onde: o λET é o fluxo de calor latente (W/m^2), R_n é o saldo de radiação na superfície (W/m^2), H é o fluxo de calor sensível (W/m^2) e G é o fluxo de calor para o solo (W/m^2).

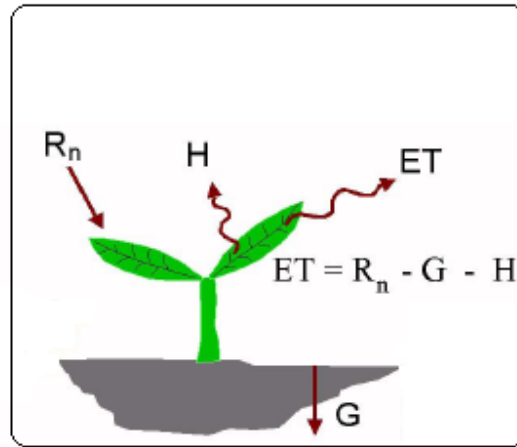


Figura 12 – Balanço de energia do Modelo SEBAL/METRIC. R_n – Saldo de Radiação, H - Calor Sensível, ET – Evapotranspiração e G – Fluxo de calor para o solo. (Fonte Adaptada de Allen, et al. 2002).

O saldo de radiação líquida na superfície (R_n) representa a energia radiante do sol disponível na superfície. Este é calculado considerando-se a radiação de onda curta incidente na superfície, a radiação da atmosfera que incide sobre a superfície e a radiação emitida pela superfície. A equação 2 apresenta o cálculo do balanço de radiação e a Figura 13 sintetiza o processamento das imagens orbitais.

$$R_n = R_{s\downarrow} \cdot (1 - \alpha) + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_{sup}) \cdot R_{L\uparrow} \quad (2)$$

Onde: R_n é o saldo de radiação (W/m^2), $R_{s\downarrow}$ é a radiação de ondas curta incidente (W/m^2), α é o albedo de superfície (adimensional), $R_{L\downarrow}$ é a radiação de ondas longa incidente (W/m^2), $R_{L\uparrow}$ é a radiação de ondas longa emitida (W/m^2), e o ϵ_{sup} é a emissividade térmica da superfície (adimensional).

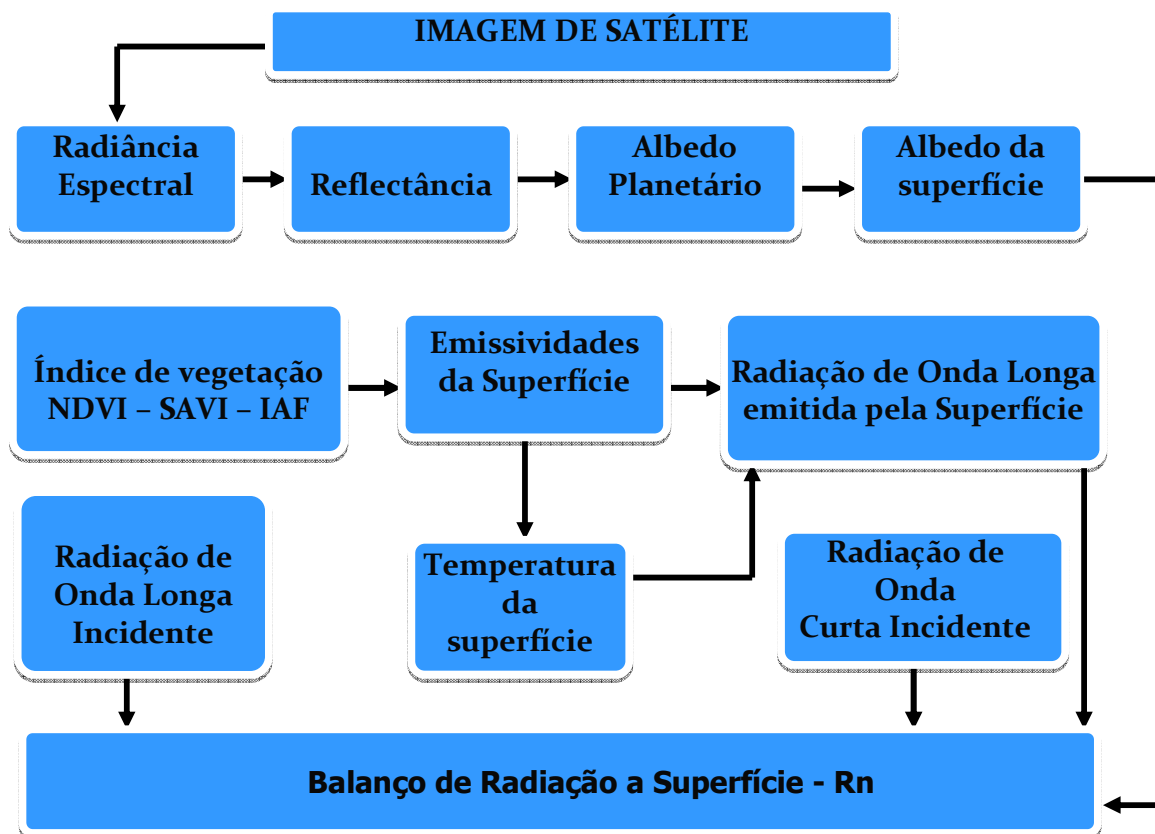


Figura 13 – Fluxograma das etapas utilizadas para a determinação do Rn.

O fluxo de calor para o solo é a taxa de armazenamento de calor no solo e na vegetação, devido à condução térmica. O modelo SEBAL calcula primeiramente a relação G/R_n usando a equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000) para o meio-dia. Desta forma, a equação 3 finaliza o cálculo do fluxo de calor no solo, que utiliza o NDVI, a temperatura de superfície, o albedo de superfície e o saldo de radiação.

$$\frac{G}{R_n} = \frac{T_{sup}}{a \cdot (0,0038.a + 0,0074.a^2) \cdot (1 - 0,98.NDVI^4)} \quad (3)$$

Onde: G é o fluxo de calor para o solo (W/m^2), R_n é o saldo de radiação (W/m^2), T_{sup} é a temperatura da superfície (K), a é o albedo da superfície e o NDVI é o índice de vegetação por diferença normalizada.

O fluxo de calor sensível é a taxa de perda de calor pela convecção e/ou condução, devido ao gradiente de temperatura. É calculado usando a seguinte equação para o transporte de calor:

$$H = \frac{(r_a \cdot C_p \cdot dT)}{R_{ah}} \quad (4)$$

Onde: H é o fluxo de calor sensível (W/m^2), ρ_a a densidade do ar (kg/m^3), C_p é o calor específico do ar (onde o produto entre os dois é $1155 \text{ J/m}^3/\text{K}$), dT é a diferença de temperatura entre duas alturas (z_1 e z_2), e o R_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s/m).

O fluxo de calor sensível (H) é função da diferença de temperatura, da rugosidade da superfície, e da velocidade do vento. A equação (4) é difícil de resolver porque há dois parâmetros desconhecidos, R_{ah} e dT . Para facilitar este cálculo serão utilizados os pixel “âncoras” (onde os valores de confiança para H podem ser previstos e dT estimada para os pixel) e a velocidade do vento que pode ser estimada em uma dada altura.

O valor de H corrigido foi obtido após as correções das condições iniciais assumidas de estabilidade atmosférica. Portanto, determinou-se a velocidade de fricção corrigida e um novo valor de resistência aerodinâmica, utilizando-se cinco repetições do processo, partindo-se do cálculo de dT , de acordo com o fluxograma exemplificado na Figura 14.

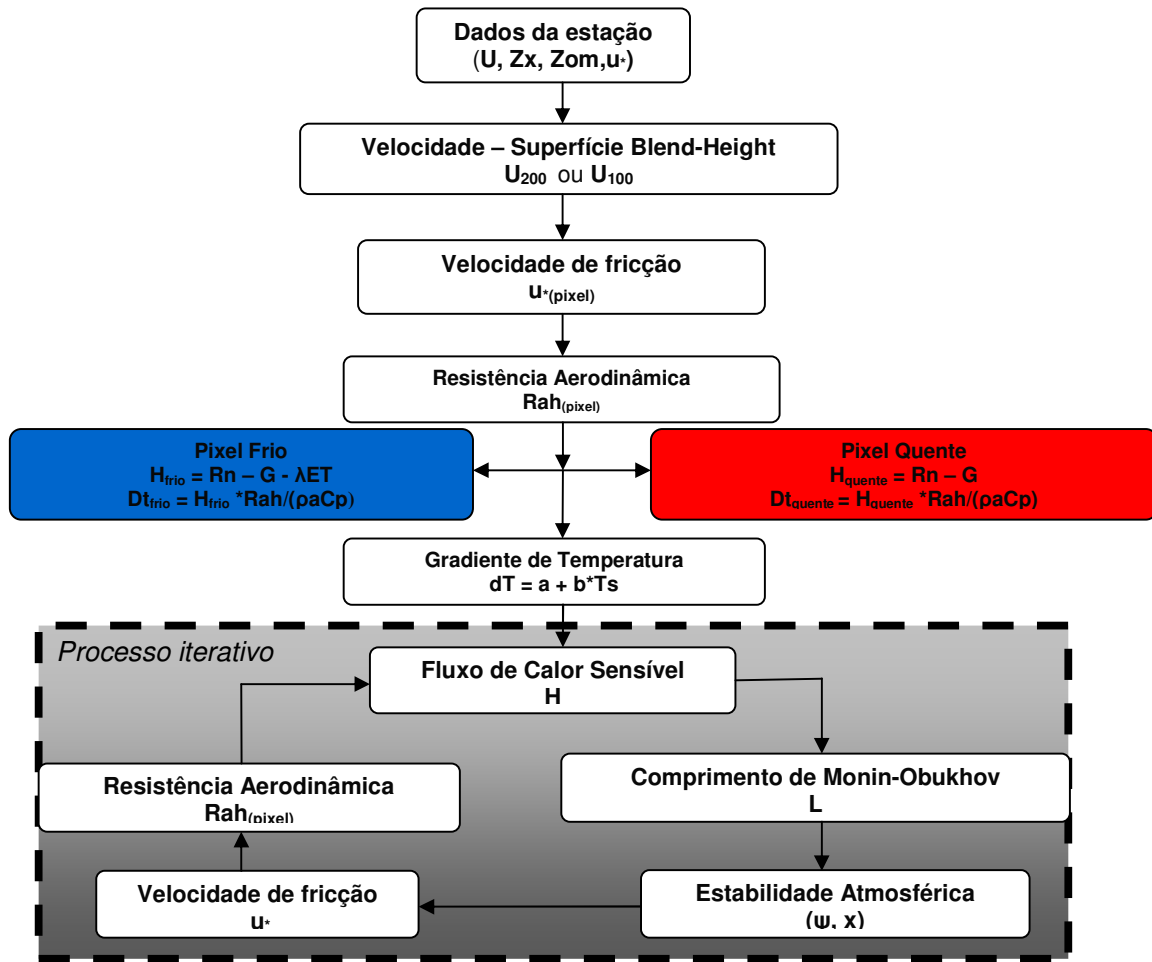


Figura 14 – Fluxograma do processo iterativo para o cálculo do calor sensível (H). Fonte: Adaptado de Allen et al. (2002).

Após calculados Rn, G e H pode-se então calcular o fluxo de calor latente (λET) instantâneo (13h30min Hora Local - passagem do sensor MODIS), que é a taxa de perda de calor latente da superfície devido à evapotranspiração usando a equação 1.

Para transformar o valor instantâneo de ($W.m^{-2}$) em ($mm.h^{-1}$), utiliza-se a equação 5, como sendo a altura de água evapotranspirada para cada imagem.

$$ET_{inst} = \frac{(\lambda ET \cdot 3600)}{\lambda} \quad (5)$$

Onde: ET_{inst} é a evapotranspiração em horas ($mm.h^{-1}$), 3600 é a conversão de segundos para hora, e λ é o calor latente de vaporização e/ou o calor absorvido quando um quilograma de água evapora ($2,45MJ.kg^{-1}$).

A partir da equação 6 a conversão da evapotranspiração real horária (ET_h) em escala diária (ET_{24h}) é feita utilizando-se a metodologia sugerida por Trezza (2002), Tasumi (2003) e Allen et al. (2007a), que consideram a razão entre a ET_h e a $ET_{o,h}$ ser válida para o período de 24 horas, descrita abaixo:

$$ET_{24h} = F.ET_{o24h} \quad (6)$$

Onde: ET_{24h} é a evapotranspiração de referência diária da FAO ($mm.dia^{-1}$) e F é a fração de referência relativa horária, ou seja, igual à razão entre a ET_h e $ET_{o,h}$. O valor da ET_{o24h} foi obtido a partir da integração dos valores diários de evapotranspiração horária calculada segundo a equação 7 (Allen et al., 1998):

$$ET_{oh} = \frac{0,408.\Delta.(R_n - G) + (\gamma.37.u_2)/T_{ar} + 273.(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma.(1 + 0,34.u_2)} \quad (7)$$

Onde: $ET_{o,h}$ é a evapotranspiração de referência horária FAO-56 ($mm.h^{-1}$); Δ é a declividade da curva de pressão de vapor ($kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$); R_n é o saldo de radiação ($MJ \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$); G é o fluxo de calor no solo ($MJ \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$); γ é a constante psicrométrica ($kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$); u_2 é a velocidade média horária do vento a 2 m ($m \text{ s}^{-1}$); T_{ar} é a temperatura média horária do ar a 2 m de altura ($^\circ C$); e_s pressão de vapor de saturação (KPa) e e_a pressão real de vapor (KPa).

3.3.1. Análise dos estudos de caso

Dois estudos de caso foram realizados com o intuito de mostrar a potencialidade da estimativa dos fluxos de calor a superfície a partir de imagens orbitais e as condições meteorológicas observacional de dois períodos distintos, são eles: um no período chuvoso (março de 2004) e outro no período seco (setembro de 2005) na região de estudo.

3.4. Modelo SWAT

Foi utilizado o Modelo Soil Water Assessment Tool (SWAT), por ele ser um modelo livre, gratuito e amplamente utilizado no mundo, conforme foi comentado no item 2.5. Também o SWAT tem uma interface SIG no ArcGis que facilita o trabalho com imagens georeferenciadas. O modelo contempla a parte de produção de água (superficial e subterrânea), tanto na forma líquida, quanto na forma de vapor. A primeira versão do modelo foi apresentada por Arnold et al. (1996), entretanto o mesmo vem sendo continuamente modificado, incluindo sempre que possível melhores representações dos processos simulados.

O SWAT é um modelo matemático, desenvolvido pelo Agricultural Research Service e pela Texas A&M University, objetivando a análise dos impactos das alterações no uso do solo sobre o escoamento superficial e subterrâneo, produção de sedimentos e qualidade da água. Para satisfazer a estes objetivos o modelo: (i) é baseado em características físicas da bacia; (ii) usa dados de entrada normalmente disponíveis; (iii) é computacionalmente eficiente para operar sobre médias/grandes bacias ($> 1.000 \text{ km}^2$), e (iv) é contínuo no tempo, sendo capaz de simular longos períodos (> 50 anos) de forma a calcular os efeitos das alterações no uso do solo (Arnold et al., 1996).

O modelo SWAT é do tipo distribuído e a bacia hidrográfica pode ser subdividida em sub-bacias de modo a refletir as diferenças de tipo de solo, cobertura vegetal, topografia e uso do solo, sendo possível a subdivisão de centenas a milhares de células, cada célula representando uma sub-bacia.

Os principais processos simulados pelo modelo SWAT nas sub-bacias requerem uma grande quantidade de parâmetros de entrada que relacionam-se com as características físicas da bacia. A aplicação do modelo SWAT ocorre com a divisão da bacia hidrográfica do rio Lajeado em sub-bacias.

Os parâmetros requeridos pelo modelo SWAT estão divididos em parâmetros climáticos, de solo e hidrológicos. O passo inicial para o funcionamento do modelo SWAT ocorre na geração dos planos de informação - PI's, e a entrada dos dados em pontos de grades e dos PI's necessários para o modelo SWAT é realizada no Arcview 9.2. A seguir são apresentadas as descrições de cada módulo do modelo SWAT (Figura 15).

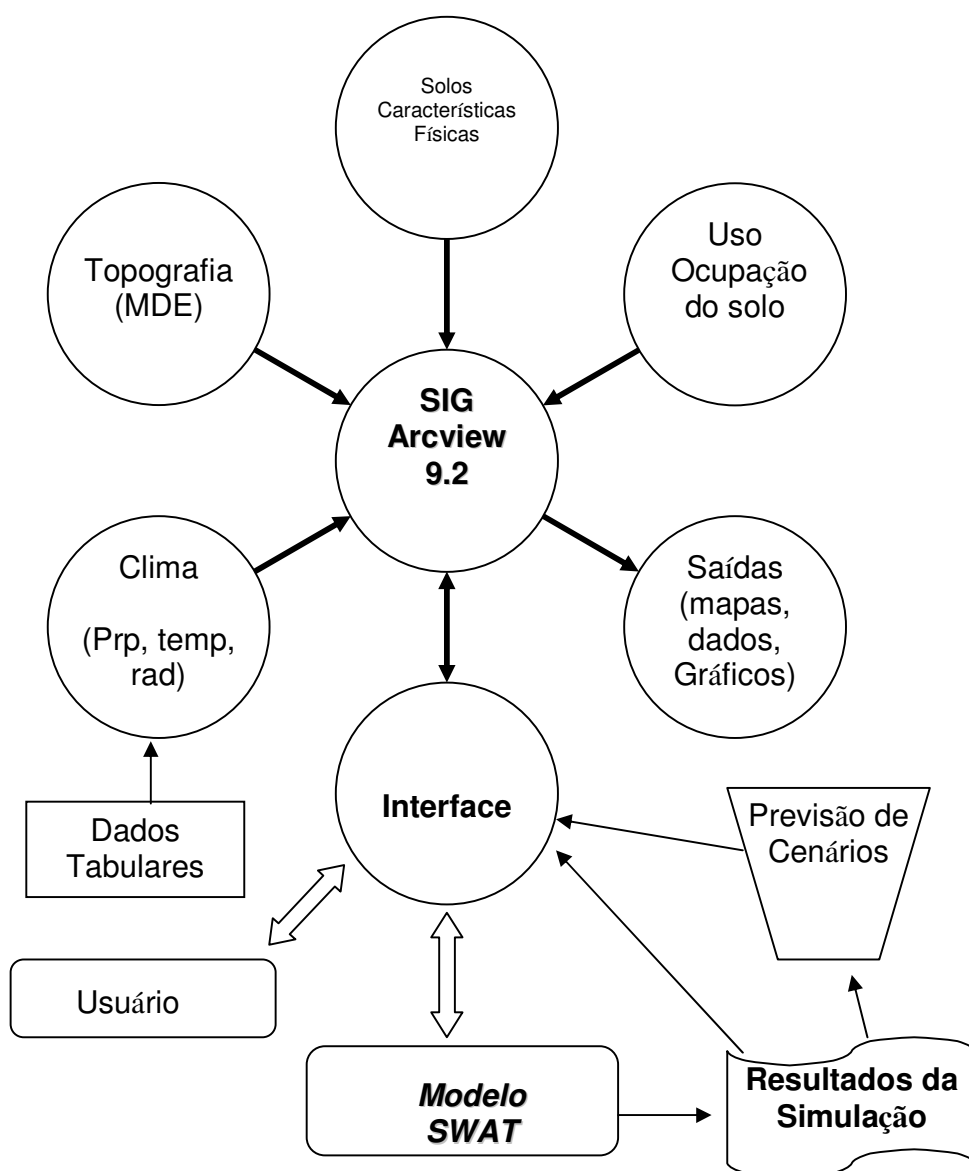


Figura 15 – Processo de funcionamento do Modelo SWAT na Interface SIG. Fonte Adaptada de Machado (2002).

a) Clima

O modelo SWAT utiliza como dados de entrada a precipitação, a temperatura do ar, a radiação solar, a velocidade do vento e a umidade relativa. A simulação da precipitação baseia-se em modelo desenvolvido por Nicks (1974), que utiliza a cadeia de Markov de primeira ordem para modelar a seqüência de dias secos e úmidos. A temperatura e a radiação solar são geradas a partir de um ajuste a uma distribuição normal corrigida para a probabilidade de dias secos e úmidos. A velocidade do vento é simulada usando uma equação exponencial modificada ajustada a partir dos dados de velocidade média mensal requerida pelo modelo. A umidade relativa do ar é simulada usando uma distribuição triangular. Assim como a temperatura e a radiação solar, a velocidade do vento e a umidade relativa são ajustadas a partir da probabilidade de dias secos e úmidos.

b) Hidrologia

O sistema hidrológico simulado pelo SWAT é composto por quatro compartimentos: (i) reservatório superficial, (ii) reservatório subsuperficial, (iii) reservatório subterrâneo - aquífero raso ou livre e (iv) reservatório subterrâneo - aquífero profundo. As contribuições destes reservatórios para o escoamento superficial provêm do escoamento lateral a partir do perfil de solo e do escoamento de retorno do aquífero raso. O volume que percola do reservatório subsuperficial através do perfil de solo, representa a recarga do aquífero raso. A água que percola para o aquífero profundo, não retorna para o sistema.

No modelo SWAT a determinação da produção de água superficial da bacia hidrográfica é baseada na equação do balanço hídrico (equação 8):

$$SW_t = SW + \sum_{i=1}^t (R_i - Q_i - ET_i - P_i - q_{lati} - q_{ri}) \quad (8)$$

Onde: SW_t é a quantidade de água no solo no dia t , SW é a quantidade inicial de água no solo em mm, R é a precipitação diária em mm, Q é o escoamento superficial em mm, ET é a evapotranspiração em mm, P é a percolação em mm, q_{lat} é o escoamento lateral em mm, q_r é o escoamento de retorno em mm e i é o passo de tempo em dia.

O escoamento superficial é estimado usando a equação 9 de Curva Número do Soil Conservation Service - SCS (USDA-SCS, 1972).

$$Q = \frac{(R - 0,2.s)^2}{R + 0,8.s} \quad R > 0,2.s \quad (9)$$

$$Q = 0 \Rightarrow R \leq 0,2.s \quad (10)$$

Onde: Q é o escoamento superficial diário em mm, R é a precipitação diária em mm e s é o parâmetro de retenção em mm.

O parâmetro de retenção varia de acordo com: (i) a sub-bacia, em função do tipo de solo, uso do solo e declividade e (ii) o tempo, em função das alterações de umidade do solo. Foram adotados os seguintes valores de CN para cada uso e ocupação do solo, tais como: agricultura (77), floresta (60), cerrado (59), água (92), área urbanizada (59) e pastagem (69). Este parâmetro está relacionado com a curva número (CN) pela equação 11:

$$s = 254 \left(\frac{100}{CN} - 1 \right) \quad (11)$$

Onde: s é o parâmetro de retenção em mm e o CN é o parâmetro que está relacionado com a curva número, disponibilizado pelo banco de dados do modelo SWAT.

Os processos considerados no modelo são: o armazenamento em depressões, a interceptação vegetal, a evapotranspiração e a infiltração. Quando a água infiltra além da camada subsuperficial, penetra no aquífero raso cujo balanço hídrico é dado pela seguinte equação 12:

$$Vsa_i = Vsa_{i-1} + Rc - revap - q_r - perc_{gw} - WU_{sa} \quad (12)$$

Onde: V_{sai} é o volume de água do aquífero raso, Rc é a recarga do aquífero raso, revap é o escoamento que retorna ao perfil do solo, q_r é o escoamento de retorno, $perc_{gw}$ é a infiltração para o aquífero profundo, WU_{sa} é o uso da água no sistema e i passo de tempo em dia.

O volume escoado para o aquífero profundo é dado por:

$$perc_{gw} = \beta_p \cdot Rc \quad (13)$$

Onde: $perc_{gw}$ é o volume escoado para o aquífero profundo, β_p é o coeficiente de percolação e Rc é a recarga do aquífero raso.

c) Crescimento de plantas

A metodologia utilizada pelo modelo SWAT para simular o crescimento de plantas é bastante simplificada. A interceptação da energia é calculada como função da radiação solar e do índice de área de folha. O aumento potencial da biomassa é estimado como um produto da energia interceptada e um parâmetro de cultivo, que converte a energia em biomassa. O índice de área foliar é simulado por uma equação que depende da unidade e calor. A produção do cultivo é estimada usando um índice de colheita (harvest index) (Neitsch et al. 2005, cap. 5:3:3). O acréscimo deste índice em função da unidade de calor não é linear, variando de zero para o plantio até o valor ótimo na maturação indicado pelo modelo.

d) Propagação no canal

Para o cálculo da propagação de água no canal pode-se usar dois métodos, o método de Muskingum e o de coeficiente de armazenamento variável desenvolvido por Williams (1969), onde a taxa de escoamento e a velocidade média são calculadas usando a equação de Manning e o tempo de concentração é calculado dividindo o comprimento do canal pela velocidade. Neste trabalho utilizou-se o Método de Muskingum (Mc Carthy, 1939) que modela o volume ao longo do canal através da combinação dos armazenamentos em cunha e prismático. O seu volume é representado pela equação 14.

$$V_{stored} = K.(X.q_{in} + (1- X).q_{out}) \quad (14)$$

Onde: V_{stored} é o volume de armazenamento (m^3), K é a constante de armazenamento para o canal (s), X é o fator de ponderação, que pode variar entre 0 e 0,5, sendo comum o uso de 0,2 para rios, q_{in} é a taxa de entrada do escoamento (m^3/s) e q_{out} é a taxa de descarga (m^3/s). K é calculado pela equação 15:

$$K = 1000.L_{ch} / C_k \quad (15)$$

Onde: K é a constante de armazenamento para o canal (s), L_{ch} é o comprimento do canal (km) e C_k é a celeridade, que corresponde ao escoamento para uma profundidade específica (m/s). A celeridade é definida como sendo:

$$C_k = \frac{5}{3} \cdot \left(\frac{R_{ch}^{2/3} \cdot slp_{ch}^{1/2}}{n} \right) \quad (16)$$

Onde: C_k é a celeridade, R_{ch} é o raio hidráulico para uma determinada profundidade de escoamento (m), slp_{ch} é a declividade ao longo do comprimento do canal (m/m) e n é o coeficiente de Manning para o canal.

e) Propagação no reservatório

A propagação de água no reservatório é realizada através da equação do balanço hídrico (Equação 17):

$$VM = VM_0 + QI - Q_0 - EV - SEP \quad (17)$$

Onde: VM é o volume de água armazenado no fim do dia em m^3 , VM_0 é o volume de água armazenado no início do dia em m^3 , QI o escoamento de entrada em m^3 , Q_0 o escoamento de saída em m^3 , EV é a evaporação em m^3 e SEP é a infiltração em m^3 .

Os dados necessários para entrada no modelo SWAT são: Modelo Digital de Elevação (MDE), mapas digitais de solo e uso do solo, dados de radiação, precipitação, temperatura do ar máxima e mínima, temperatura do ponto de orvalho, dados de vegetação e dados de vazão observada. Portanto, todos estes dados são pontuais, e muitas vezes, por falta de informação próxima ao local de medição, empregam-se médias sazonais de estações climatológicas distantes.

Pela ausência de dados climáticos e hidrológicos, este trabalho visa suprir esta carência de dados de superfície utilizando sensoriamento remoto (i.e. imagens orbitais), na estimativa dos fluxos de calor, para assimilação de dados espaciais na equação do balanço hídrico do modelo SWAT (equação 8), principalmente no que diz respeito à evapotranspiração, assim corroborando para uma modelagem mais realística e determinística.

3.4.1. Dados Climáticos – Inicialização do modelo SWAT

O SWAT atribui de forma tabular a cada sub-bacia, a série temporal com os valores diários de precipitação, temperatura máxima e mínima, radiação solar, velocidade do vento e umidade relativa do ar, que abrangeu o período de out/2003 a dez/2006 da torre micrometeorológica.

Ademais, o modelo requer que sejam informados vários parâmetros relativos às séries históricas de cada estação meteorológica considerada. Estes parâmetros foram calculados para cada estação pluviométrica localizada na grade de estudo, correspondentes ao período de 2000 a 2008 para condições iniciais do modelo.

3.4.2. Calibração, sensibilidade e verificação do SWAT

A calibração do modelo SWAT pode ser realizada a partir de quatro etapas: balanço da água e escoamento, sedimento, nutrientes e pesticidas. A calibração é um processo importante, pois os parâmetros são ajustados sistematicamente no modelo. Neste trabalho, somente utilizou-se a calibração da etapa de balanço de água, não habilitando as outras etapas.

Para a calibração do modelo deve-se utilizar uma série temporal de dados medidos em dois períodos, um para calibração e outro para verificação do modelo, pois o modelo é rodado com os mesmos parâmetros de entrada para o período de validação e assim um ajuste é determinado (Neitsch et al., 2005).

Arnold et al. (2000) e Machado (2002) identificaram que o modelo SWAT é sensível a mais de 100 variáveis relacionadas à vegetação, manejo da terra, solos, clima, aquífero, canal e reservatório.

Em geral, as variáveis que apresentam maior sensibilidade estão descritas no manual do modelo SWAT com suas respectivas definições, como segue: o ALPHA_BF, o CANMX, o CN2, o ESCO, o GW_DELAY, o GWQMN, o GW_REVAP, o LAT_TIME, o RCHRG_DP, o REVAP_MN, o SLSUBBASIN, o SOL_K e o SURLAG, onde;

ALPHA_BF: fator do fluxo de base, ou constante de recessão. Define-se como a taxa na qual a água subterrânea retorna ao rio (dias);

CAN_MX: Máximo armazenamento do dossel (mm);

CN2: Curva número (os valores de CN são diferentes para cada classe de uso e ocupação do solo);

ESCO: fator de compensação de evaporação do solo;

GW_DELAY: tempo de atraso de águas subterrâneas (dias);

GWQMN: profundidade de água subterrânea requerida para que o retorno do fluxo ocorra (mm);

GW_REVAP: variável que controla a quantidade de água que se move do aquífero para a zona de raízes;

LAT_TIME: tempo de retorno do fluxo lateral (dias);

RCHRG_DP: fração de percolação da zona de raízes que recarrega o aquífero profundo;

REVAP_MN: profundidade de água no aquífero para que ocorra percolação (mm);

SLSUBBASIN: comprimento de rampa médio para a sub-bacia, adotado como sendo o mesmo valor utilizado para o comprimento de rampa do escoamento lateral (m);

SOL_K: condutividade hidráulica saturada (mm/h);

SURLAG: coeficiente de atraso do escoamento superficial.

A fase de verificação do modelo SWAT é fundamental para a avaliação do desempenho da simulação, e conseqüentemente para o uso operacional na gestão dos recursos hídricos.

A verificação do desempenho do modelo pode ser obtida a partir dos valores observados e simulados, calculados com base nos seguintes métodos estatísticos: o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (COE), o desvio padrão dos erros (Dv), o erro médio (EM) e o coeficiente de massa residual (CMR).

O Coeficiente de Eficiência de Nash-Sutcliffe (Nash e Sutcliffe, 1970) - COE (equação 18) pode variar desde menos infinito até 1, sendo 1 o indicativo de simulação perfeita do evento simulado. Além disso, o COE representa a proporção da variância explicada entre os eventos observados e calculados.

$$COE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (E_{ob} - E_{cal})^2}{\sum_{i=1}^n (E_{ob} - E_m)^2} \quad (18)$$

Onde: COE é o Coeficiente de Eficiência de Nash-Sutcliffe, E_{ob} é o evento observado, E_{cal} é o evento calculado, E_m é a média do evento observado no período e n é o número de eventos.

Para o desvio padrão do evento analisado, quanto menor o Dv, mais perfeito é o ajuste do evento simulado em relação ao observado. Quanto mais próximo de 0,00% o Dv, mais perfeita é a simulação. O desvio padrão, em percentagem, é dado pela equação (19):

$$Dv = \frac{E_{ob} - E_{cal}}{E_{ob}} \cdot 100 \quad (19)$$

Onde: Dv é o desvio padrão, E_{ob} é o evento observado para o período analisado e E_{cal} é o evento simulado para o mesmo período.

O erro médio do evento analisado é a diferença quantitativa entre o evento simulado e o observado e é calculado a partir da equação (20).

$$EM = \sum_{i=1}^n \frac{E_{cal} - E_{ob}}{n} \quad (20)$$

Onde: EM é o erro médio, E_{cal} é o evento simulado, E_{ob} é o evento observado para o período analisado e n é o número de eventos simulados.

O coeficiente de massa residual indica o quanto o modelo superestima (valores negativos) ou subestima (valores positivos) as saídas, e é dado pela equação (21):

$$CMR = \frac{\sum_{i=1}^n E_{ob} - \sum_{i=1}^n E_{cal}}{\sum_{i=1}^n E_{ob}} \quad (21)$$

Onde: CMR é o coeficiente de massa residual, E_{ob} é o evento observado para o período analisado, E_{cal} é o evento simulado e n é o número de eventos.

3.4.3. Simulação Hidrológica

A simulação dos cenários consistiu na realização de três experimentos numéricos, com o objetivo de verificar a melhor eficiência e aplicabilidade do modelo SWAT em assimilar dados extraídos de imagens orbitais, a fim de quantificar o fluxo de água na sub-bacia do rio Lajeado com melhor previsibilidade.

Inicialmente, foi necessário fornecer condições de contorno para que o modelo conheça as características físicas da região de estudo. Tais condições de contorno dependeram das seguintes informações: observações diárias de precipitação de 4 postos no período de 2000 a 2008 (ver figura 3); observações médias diárias de variáveis meteorológicas (precipitação, temperatura do ar, umidade relativa, radiação solar e velocidade do vento horizontal), durante outubro de 2003 a dezembro de 2006, oriundos da torre micrometeorológica (ver figura 3); mapas de tipo de solo, uso e ocupação do solo, hidrografia e topografia. Ademais, a seleção da calibração para o balanço de água na bacia,

a verificação do modelo utilizando ferramentas estatísticas que predizem a sua eficiência no período de out/2003 a dez/2006 e as simulações da vazão nas escalas diária e mensal são considerações comuns aos três experimentos.

3.4.3.1. Experimento 1 - calibração com condições iniciais

No experimento 1 foi utilizado a opção de “*default*” do modelo, onde os parâmetros de sensibilidade não sofreram alterações em seus valores. Este experimento serviu de base para os demais, devido à sua simplicidade e eficácia em representar as condições iniciais da região de estudo. Em seguida, foi realizada a análise de sensibilidade automática implementada pelo SWAT, que utiliza uma combinação dos métodos *One-factor-At-a-Time* (OAT) e *Latin Hypercube* (LH). Os limites de cada parâmetro foram mantidos (os de “*default*”) e a hierarquia dos parâmetros da sensibilidade será apresentada posteriormente.

Após o primeiro experimento, verificou-se o quanto o modelo foi capaz de reproduzir a vazão observada utilizando as ferramentas estatísticas descritas anteriormente.

3.4.3.2. Experimento 2 - calibração manual

No segundo experimento, foi feita uma calibração manual de alguns parâmetros do modelo que julgou-se pertinente a partir da análise de sensibilidade, tais como: reduzir o volume de escoamento, e aumentar o escoamento de base e a curva de recessão. Além desses, os parâmetros de índice de área foliar (IAF) e o albedo para cada tipo de solo e uso e ocupação do solo, inseridos no banco de dados do modelo SWAT foram alterados para os estimados pelas imagens orbitais.

Procederam-se três tentativas de ajuste dos parâmetros na calibração manual, que objetivou a melhoria do comportamento diário como também do mensal da vazão. Adotou-se como ponto de parada destas tentativas, o momento em que o coeficiente de eficiência de Nash – Sutcliffe atingiu valores iguais ou maiores que 0,50 da proporção da variância explicada que indica a eficiência da simulação perfeita do evento observado.

3.4.3.3. Experimento 3 – Aplicação do modelo com assimilação da evapotranspiração (SR)

Após as tentativas na calibração manual terem atingido uma eficiência de COE 0,50, partiu-se para o terceiro experimento numérico. A partir deste ponto, os parâmetros de ajuste do modelo não foram mais modificados, e assim sendo, procedeu-se a assimilação dos dados de evapotranspiração estimada pelo modelo SEBAL/METRIC a partir das imagens orbitais.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nesta pesquisa se estimou os fluxos de calor à superfície e a evapotranspiração, utilizando dados de sensores multiespectrais de moderada resolução espacial para assimilação em modelagem hidrológica. Este capítulo aborda os principais resultados obtidos na Bacia Hidrográfica do Tocantins – Araguaia, mais especificamente na sub-bacia do rio Lajeado. Inicialmente, são apresentados os resultados relacionados à análise meteorológica observacional, mostrando os principais sistemas meteorológicos observados sobre a área de estudo. Na sequência, são mostradas as avaliações quantitativas e as comparações das estimativas diárias dos fluxos de calor à superfície, obtidas com as imagens orbitais em um estudo de caso. Por fim, são apresentados os resultados da modelagem hidrológica dos experimentos numéricos realizados sem e com a assimilação da estimativa da evapotranspiração.

4.1. Análise Meteorológica

Esse tópico aborda as características gerais climatológicas e meteorológicas, durante o período de estudo na Amazônia legal, incluindo a região da sub-bacia hidrográfica do rio Lajeado. Além disso, serão apresentados os aspectos da potencial influência da região lacustre nas circulações locais e seus efeitos de meso-escala na atmosfera, bem como uma análise meteorológica pontual da torre micrometeorológica instalada na área de estudo.

4.1.1. Análise Meteorológica Observacional

Esta análise meteorológica restringe-se apenas à descrição dos dados coletados na torre micrometeorológica da Ilha do Bananal, no período de outubro de 2003 a dezembro de 2006. Neste caso, o período chuvoso compreende os meses de outubro a março e o seco, os de maio a setembro.

A Tabela 7 mostra que as estações chuvosas de Out03/Mar04 e Out05/Mar06 apresentaram os maiores valores de precipitação acumulada, 1484 e 1390 mm, respectivamente. Nestes períodos foram observadas a ocorrência do fenômeno de La niña,

que favorece ao aumento da precipitação na região. No entanto, o período de Out04/Mar05 com precipitação de 1120 mm pode estar relacionado com as anomalias da circulação atmosférica no Atlântico Tropical Norte que causou movimento subsidente sobre grande parte da Amazônia, provocando a inibição da nebulosidade local (Climanálise, 2004; 2005).

A partir da precipitação local observada, pode ser notado que as variáveis Tar Max, Tar Min, Rn e ET respondem como consequência da quantidade de nebulosidade existente, ou seja, como por exemplo em Out03/Mar04, a elevada precipitação possivelmente está relacionada com intensa nebulosidade, conseqüentemente a Tar Max e Tar Min serão menores, e Rn e ET serão maiores do que em períodos de pouca precipitação e nebulosidade. Vale ressaltar, que a velocidade do vento horizontal é maior nas estações secas do que nas chuvosas. Isto, fisicamente, responde pelo efeito do maior gradiente térmico entre pólo e equador, durante os meses de inverno no hemisfério sul. Neste sentido, o vento mais intenso na estação seca Mai04/Set04, combinado com uma maior disponibilidade de água no solo pode ter contribuído para o aumento da ET.

Tabela 7 - Valores médios sazonais da precipitação acumulada, temperatura do ar mínima diária, e máxima diária, velocidade do vento, saldo de radiação e evapotranspiração, no início do período chuvoso e início do período seco.

<i>Período</i>	<i>Meses</i>	<i>Precipitação Acumulada (mm)</i>	<i>Tar Max (°C)</i>	<i>Tar Min (°C)</i>	<i>Vel. Vento (m/s)</i>	<i>Rn (W/m²)</i>	<i>ET (mm/dia)</i>
Chuvoso	Out03/Mar04	1484	29.0	22.8	2.2	133	3.7
	Out04/Mar05	1120	29.9	22.9	2.1	140	3.4
	Out05/Mar06	1390	29.5	22.5	2.2	139	3.8
Seco	Mai04/Set04	112	29.9	23.9	2.6	135	3.6
	Mai05/Set05	110	30.9	23.9	2.7	134	2.7

A Tabela 8 mostra a variabilidade anual da precipitação acumulada (PRP) e da ET observada na torre para os meses de out-set, durante os anos 03/04, 04/05 e 05/06 que concordam qualitativamente com os descritos na Tabela 2. É interessante notar que nos períodos inundados, a altura da lâmina de água foi maior, durante os anos em que a estação chuvosa (Tabela 7) foi mais intensa, quando comparado com o ano de estiagem 04/05.

Tabela 8 – Total acumulado de precipitação, evapotranspiração e as características do período inundado para os anos de out-2003 a set-2006. Fonte adaptada (Borma, et al. 2009).

Período	Ano Hidrológico (out – set)		Período Inundado				
	Precipitação acumul ⁽¹⁾ . (mm)	ET acumul ⁽¹⁾ . (mm)	Comprimento			Altura (m)	Média ET (mm/dia)
			Início	Fim	Dias		
2003 - 2004	1692	1361	03/02/2004	07/06/2004	125	3.6	4.3
2004 - 2005	1471	1318	17/02/2005	02/06/2005	105	1.4	3.9
2005 - 2006	1914	1317	05/01/2006	05/06/2006	151	2.8	4.4

⁽¹⁾ em 2003, as medidas na torre iniciaram em 24/out/2003.

A Figura 16 mostra a variação temporal pentadal das variáveis meteorológicas da torre micrometeorológica e os dados de reanálises do NCEP/NCAR para o período de outubro de 2003 a março de 2006. Em geral, observa-se que os dados do NCEP/ NCAR seguem a tendência dos dados observados. No entanto, o vento horizontal local é subestimado, principalmente no período chuvoso. As variáveis temperatura do ar, umidade relativa e radiação de onda longa (ROL) apresentam uma tendência temporal semelhante aos parâmetros observados.

As variações meteorológicas observacionais no período chuvoso indicam que com a ocorrência da precipitação observa-se o aumento da umidade relativa, a diminuição da radiação de onda longa, da temperatura do ar máxima, da temperatura do ar mínima e do vento local que de modo contrário se comportam no período seco (Figura 11). Possivelmente, estas características atmosféricas, combinadas com as condições de superfície interferem de modo direto ou indireto na composição dos fluxos de calor na diferentes estações do ano na Ilha do Bananal.

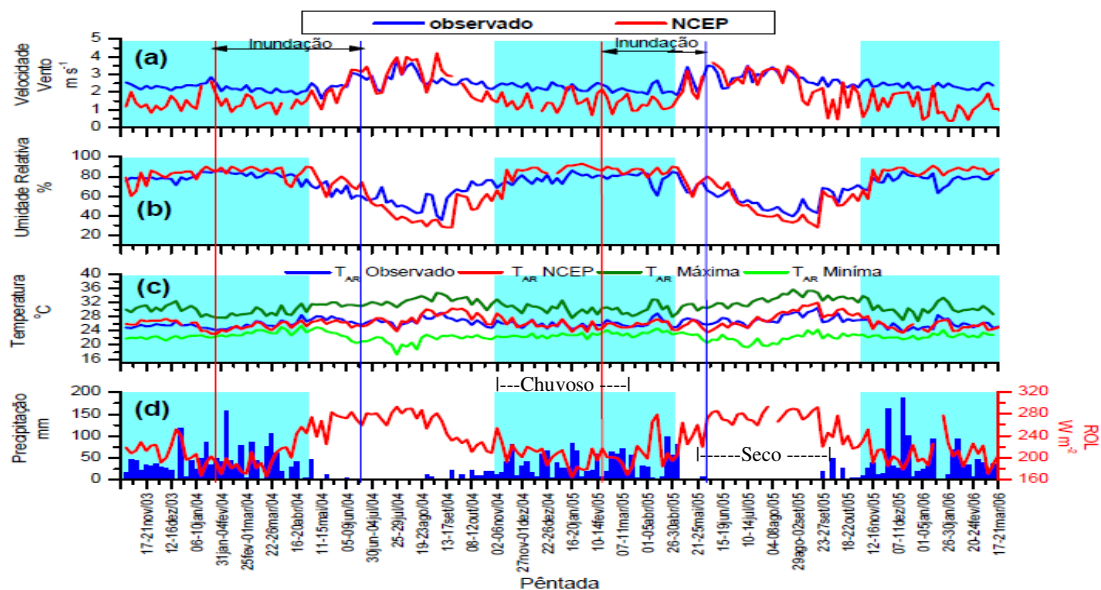


Figura 16 - Média pentadal da: (a) velocidade do vento (m.s^{-1}), observada (linha azul) e do NCEP (linha vermelha); (b) umidade relativa do ar (%), observada (linha azul) e do NCEP (linha vermelha); (c) Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), observada média (linha azul), máxima (linha verde escuro), mínima (linha verde claro) e do NCEP (linha vermelha); e (d) precipitação acumulada observada (mm), e ROL (W.m^{-2}), do NCEP. Notas: a área hachurada em azul claro representa a estação chuvosa; a linha vertical vermelha indica o início da inundação e a azul, o fim. Fonte Adaptada de Oliveira (2006).

4.2. Estimativa de Fluxos de Calor

Neste tópico serão apresentadas somente a estimativa e a verificação dos fluxos de calor mensal e diário para a torre micrometeorológica e via sensoriamento remoto, durante os períodos chuvoso e seco de 2004 e 2005. Ademais, serão mostrados dois estudos de casos, um para o período chuvoso e outro para o seco, a partir de uma análise sinótica local e espacial, e de fluxos de calor local e espacial.

4.2.1. Análise Sazonal e Interanual

No intuito de observar a variabilidade sazonal da evapotranspiração média mensal dos períodos chuvoso e seco, somente são apresentadas as médias do período mais chuvoso (2004) e do mais seco (2005) dentre os anos estudados (ver tabela 7). Ambos os períodos indicam pouca variação sazonal, sendo esta maior durante o período chuvoso e menor no período seco, com média de 130 mm ou aproximadamente de 4,6 mm/dia e 85 mm ou cerca de 3,0 mm/dia. A redução sazonal de ET foi observada após o término do período chuvoso, atingindo mínimos de aproximadamente 65 mm, até meados de Setembro. Nestes mínimos, a evapotranspiração atingiu em média 2,2 mm/dia.

Na Figura 17, destaca-se a variabilidade interanual da evapotranspiração média espacial da bacia do rio Lajeado, onde pode-se concluir que em média o modelo SEBAL/METRIC no período chuvoso subestima em 14% e no período seco superestima em 11% o valor observado no ecossistema estudado. Isto está relacionado com a limitação das imagens orbitais no período chuvoso devido à presença de nebulosidade.

Segundo Oliveira (2006), a alta evapotranspiração durante o período chuvoso reflete a cobertura da lâmina de água, onde há água livre para a evaporação. Isto indica que a evaporação tenha sido o termo dominante, em taxas próximas à da potencial, mesmo com a provável limitação da transpiração, sugerida pela redução da vegetação.

A redução da evapotranspiração durante o período seco pode ser explicada em grande parte pelo decaimento da umidade do solo (Borma et al. 2009). Com o início da estação chuvosa, nota-se o aumento da ET no final de novembro. Portanto, em toda a estação seca e no início da estação chuvosa, a contribuição da evaporação do solo pareceu ser importante e decisiva na explicação da variabilidade da ET. Desta forma, o padrão deste ecossistema é semelhante ao do cerrado restrito neste período de tempo, onde há correlação de umidade do solo com a evapotranspiração (Rocha et al., 2005, Oliveira, 2006).

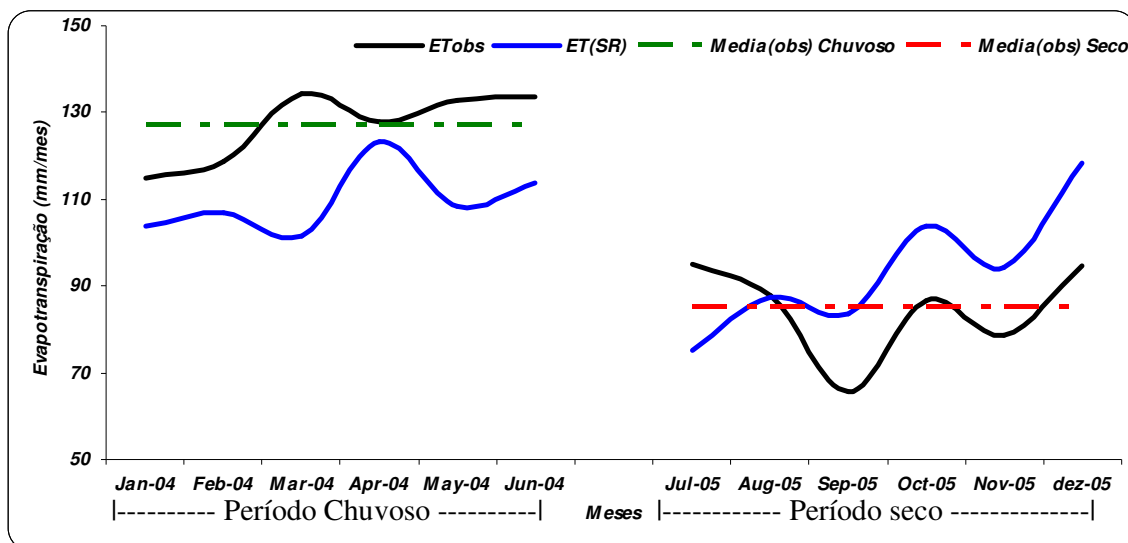


Figura 17– Evapotranspiração Sazonal: período chuvoso (2004) e seco (2005).

4.2.2. Análise Meteorológica – Estudo de caso

Para a análise meteorológica dos casos estudados no período chuvoso (março de 2004) e seco (setembro de 2005) são analisados dois eventos meteorológicos nos dias: 29 de março de 2004 e 30 de setembro de 2005. Para isso foram utilizadas as imagens de satélite GOES-12 no canal do infravermelho às 17:45 Z, a média diária de radiação de onda longa ($W.m^{-2}$), e o campo de vento horizontal em 925 e 250 hPa. A partir dos dados medidos na torre micrometeorológica foram utilizadas as seguintes variáveis a cada 30 min: a direção do vento ($^{\circ}$), a temperatura do ar (T_{ar}) ($^{\circ}C$), a umidade relativa (UR) (%), o saldo de radiação (R_n) ($W.m^{-2}$), o calor sensível (H) ($W.m^{-2}$) e o calor latente (LE) ($W.m^{-2}$). Esta análise visa caracterizar as condições atmosféricas reinantes no Brasil, com ênfase na Ilha do Bananal (IB).

Caso I – Março de 2004 (Período Chuvoso)

A Figura 18a mostra a precipitação acumulada no mês de março de 2004 com máximo valor de 600 mm para a Amazônia. Esta precipitação é resultado da atuação da ZCIT, de SF ou da ZCAS no norte do Brasil. No entanto, algumas áreas na Amazônia apresentaram anomalias negativa de precipitação, como no sudeste do Pará e nordeste do

Tocantins (Fig. 18b) (Climanálise, 2004). Segundo o Climanálise (2004) neste período o fenômeno La Niña apresentava anomalias na circulação atmosférica que favorece o aumento da precipitação no setor norte e nordeste do Brasil. Neste período, a Ilha do Bananal apresentou anomalias positivas em torno de 50-100 mm, ou seja, as chuvas foram abundantes neste período.

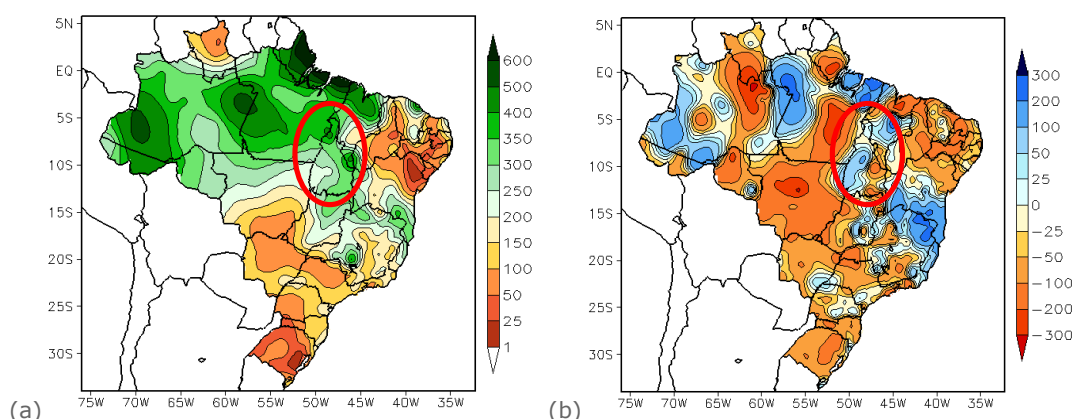


Figura 18 - Distribuição espacial da precipitação acumulada (a) e a sua anomalia (b) para Março de 2004. (Fonte: CPTEC – INPE).

Com base na imagem de satélite das 17:45 Z, pode-se observar que apenas sobre a região centro-norte do estado do Tocantins ocorreu pouca nebulosidade, especificamente sobre a foz dos rios Tocantins – Araguaia (Figura 19a). Conforme os dados da torre da IB, somente observou-se precipitação de 0,3 mm no horário das 18Z (15 horas local) que pode estar relacionada com a convecção no centro-norte do estado do Tocantins. O campo de ROL concorda com as áreas de nebulosidades da imagem de satélite, mostrando valores abaixo de 240 W/m^2 próximas da IB, com possibilidades de ocorrência de precipitação (Figura 19b).

A imagem de satélite em 29/03/04 mostra diferentes escalas de tempo relacionadas com a atuação da ZCIT, de um SF no sudeste do Brasil e da convecção local na Amazônia (Fig. 18a). De acordo com a imagem de satélite, os campos meteorológicos de ROL, de vento horizontal em 925 hPa estão concordando termodinamicamente entre si (Fig. 18 e 19). Pode ser notado ainda, que as duas frentes frias uma entre o sudeste e sul do nordeste do Brasil e outra no sul da Argentina, juntamente com a ZCIT do Atlântico Equatorial estão

bem representadas através dos campos meteorológicos e que promoveram o aumento da precipitação regional.

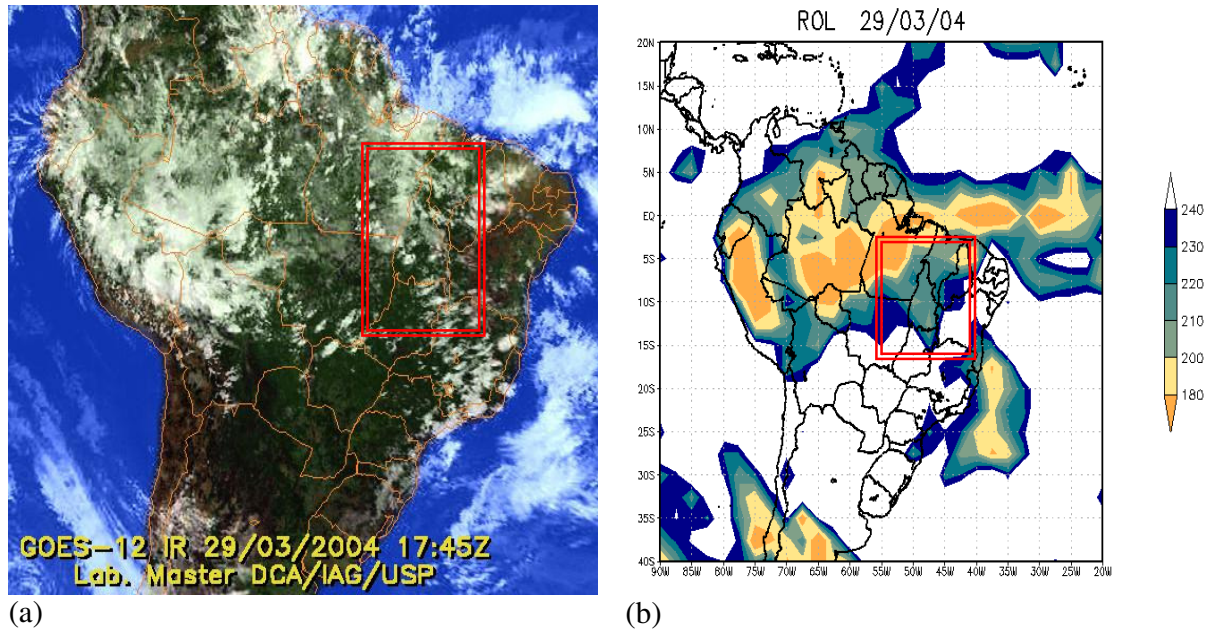


Figura 19 – Campos meteorológicos observados no dia 29/03/2004: imagem de satélite GOES-12 das 17:45Z (a), campo de ROL (média diária) (b).

O vento horizontal em superfície as 18Z, no entorno da IB foi predominante de leste (Figura 20a), concordando com os dados observados na torre (Figura 20b). As 13h30min, horário da passagem do satélite MODIS, a direção do vento foi predominantemente de noroeste (Figura 19b), com velocidade média $1,5 \text{ m.s}^{-1}$ de magnitude.

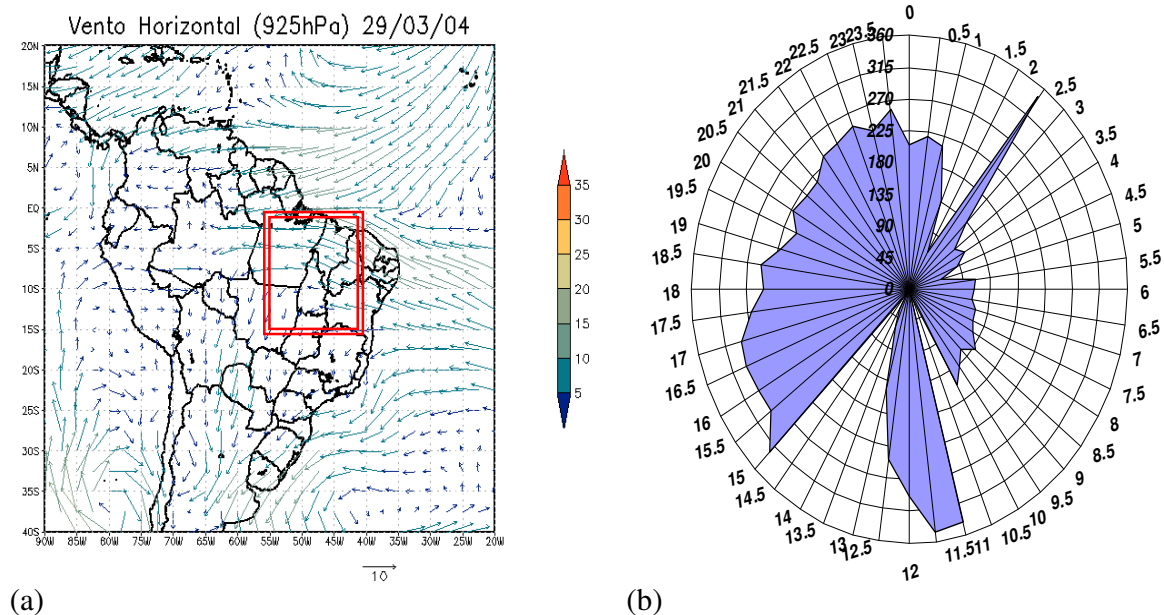
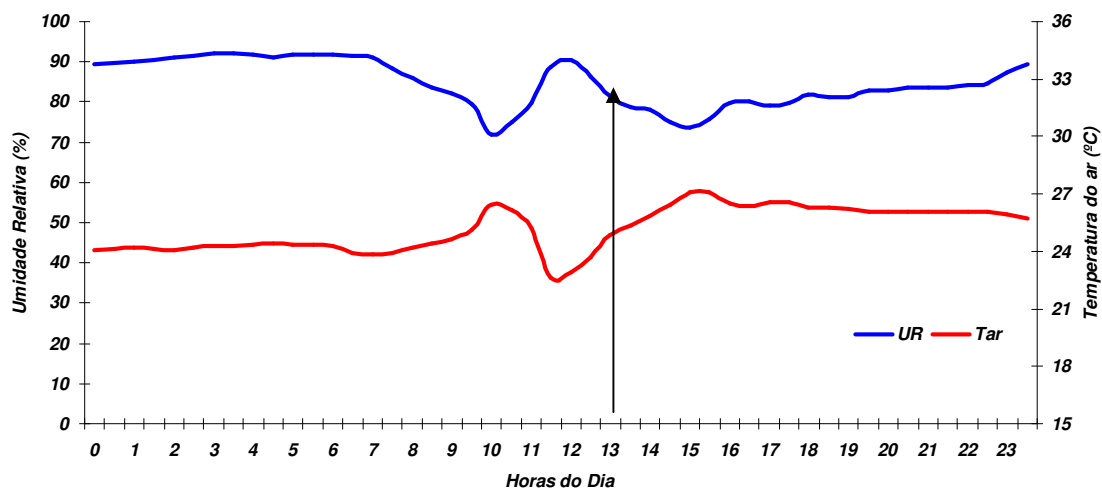


Figura 20 – Campos meteorológicos observados no dia 29/03/2004, campo de vento em superfície 17:45 Z (a) e predominância diária da direção do vento na torre (b).

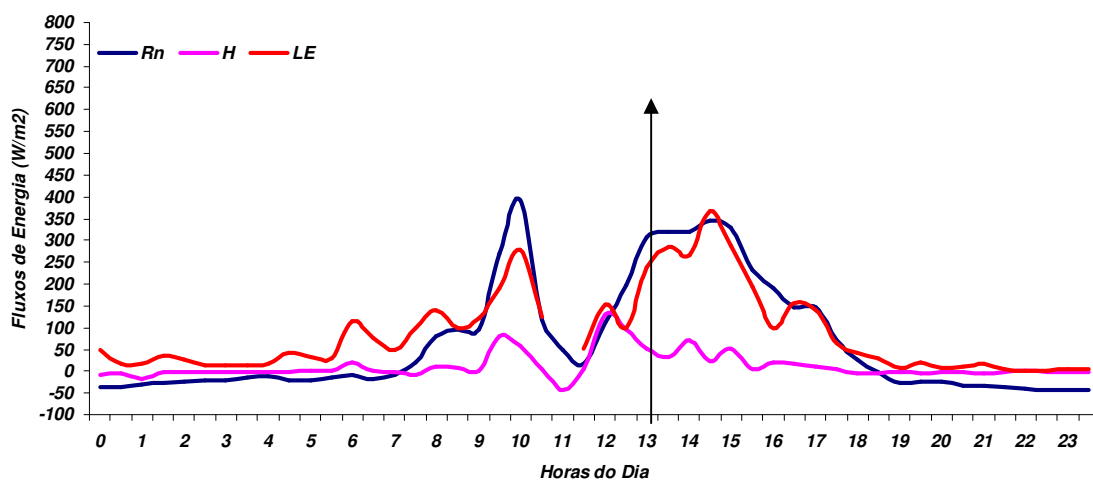
A Figura 21a mostra a evolução temporal da umidade relativa (UR) e da temperatura do ar (Tar) no dia 29 de março de 2004, com um comportamento médio de Tar 25 °C e UR de 86% no período da madrugada até as 09h30min. Após este horário há uma tendência de inversão de Tar com relação à UR, ou seja, Tar aumenta e UR diminui em torno das 10h30min. A partir das 15 horas a Tar tende a diminuir e a UR a aumentar. As 13h30min (seta na figura indicando o horário da passagem do MODIS), pode-se notar o aumento da Tar e decaimento da UR que pode estar associado com a atividade convectiva nos campos meteorológicos mencionados anteriormente.

A distribuição dos fluxos de calor em superfície é mostrada na Figura 21b com maiores amplitudes entre os horários das 10h30min e 14h30min. A variação dos fluxos apresenta um comportamento atípico, com uma estrutura bimodal, com máximo principal as 10:30 hora local e máximo secundário às 14:30 hora local, apenas para o Rn e LE. No entanto, H mostra uma defasagem temporal de 1/2 hora com relação ao Rn.

Segundo Hemakumara et al., (2003), este comportamento atípico bimodal se deve à cobertura de nuvens sobre a região estudada, que resulta numa rápida variação dos valores medidos, como pode ser observado de modo similar para a IB.



(a)



(b)

Figura 21 – Séries temporais observadas no dia 29/03/2004: (a) Umidade Relativa do ar e temperatura do ar (b) Fluxos de calor sensível, latente e saldo de radiação.

Caso II – Setembro de 2005 (Período Seco)

A distribuição espacial da precipitação acumulada em setembro de 2005 mostra que na Amazônia o máximo observado atingiu 200 mm no noroeste do estado do Amazonas e no sul do Pará (Figura 22). Nesta época, os efeitos da estiagem severa causada pela anomalia positiva de TSM no Atlântico tropical norte já ocorria, provocando a redução da chuva. Isto se dá pela intensificação do movimento ascendente nas áreas de elevada TSM e descendência de ar mais intenso sobre o sudoeste da Amazônia, dificultando assim a formação de nuvens e, portanto, a não ocorrência de chuva. Vale ressaltar que neste período o estado do Tocantins e sua faixa oeste estiveram com precipitação abaixo da normal climatológica.

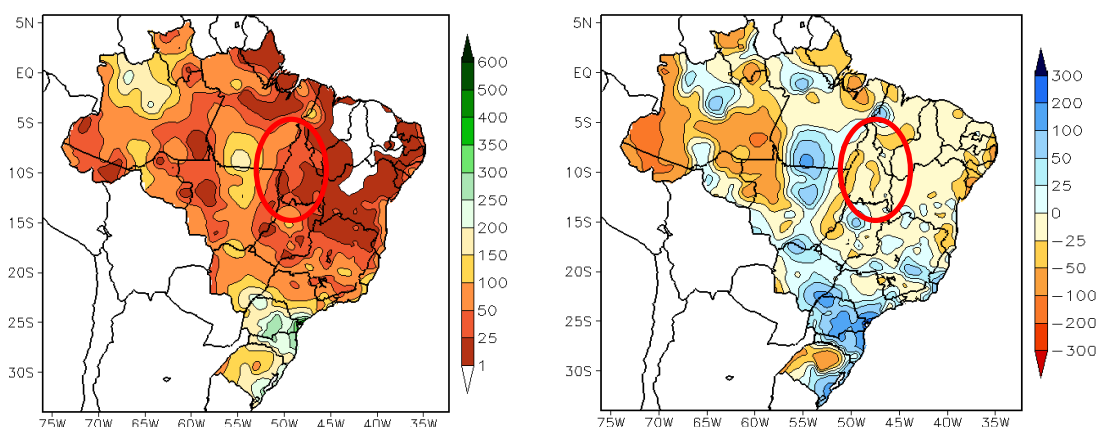


Figura 22 - Distribuição espacial da precipitação acumulada (a) e a sua anomalia (b) para Setembro de 2005.

As condições meteorológicas apresentadas pela imagem de satélite em 30/09/05 indicam a presença de um SF entre o sul e o sudeste do Brasil (Figura 23a). A Figura 23b e Figura 24a mostram os campos atmosféricos de ROL e ventos em 925 hPa que concordam com a situação revelada pela imagem. Dessa forma, a região de foco deste estudo neste período não apresenta condições favoráveis à precipitação.

Conforme os dados da torre da IB, neste dia não houve precipitação no local, nem dias antes ou posteriores a esta data. O campo diário de ROL concorda com as áreas de nebulosidades da imagem de satélite, mostrando que sobre a região da IB não se observou nebulosidade neste dia específico (Figura 18b).

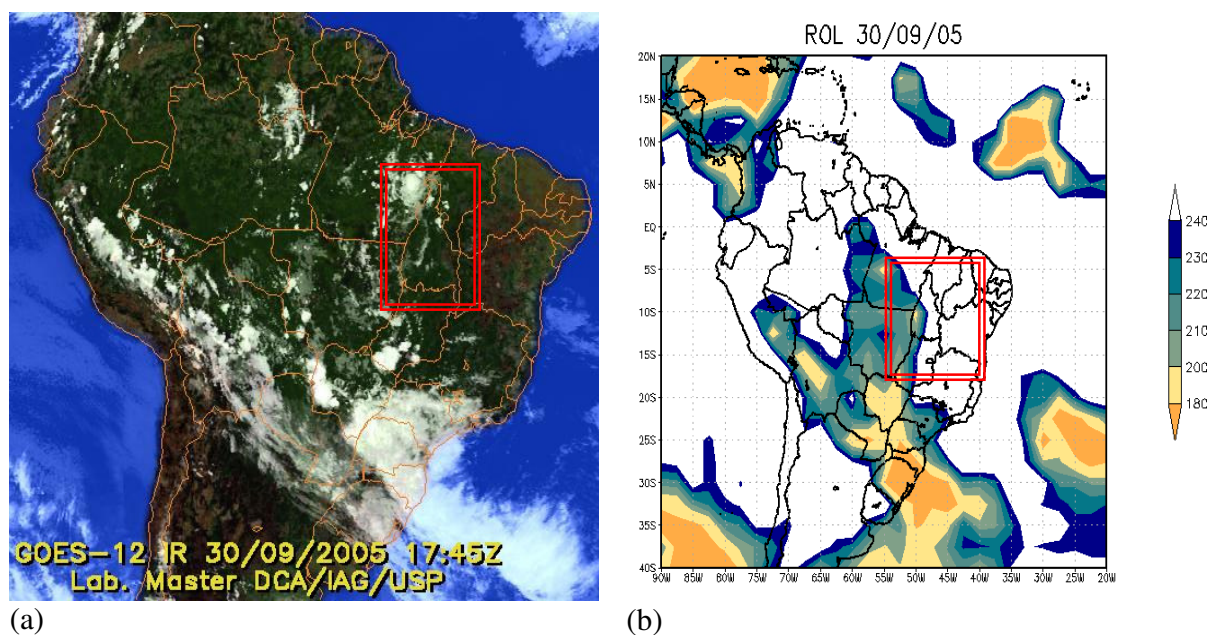


Figura 23 – Campos meteorológicos observados no dia 30/09/2005: Imagem de satélite das 17:45 Z (a), Imagem de ROL (média diária) (b).

A Figura 24a mostra o vento horizontal em superfície, que no entorno da IB o vento foi predominante de Leste, que está de acordo com os dados médios observados na torre para o mesmo dia (Figura 24b). No horário da passagem do satélite MODIS (13:30 hora local), a predominância do vento foi de nordeste-leste (Figura 20b), com velocidade média 4,5 m/s de magnitude, que comparado com caso I, este valor foi 2 vezes maior neste período.

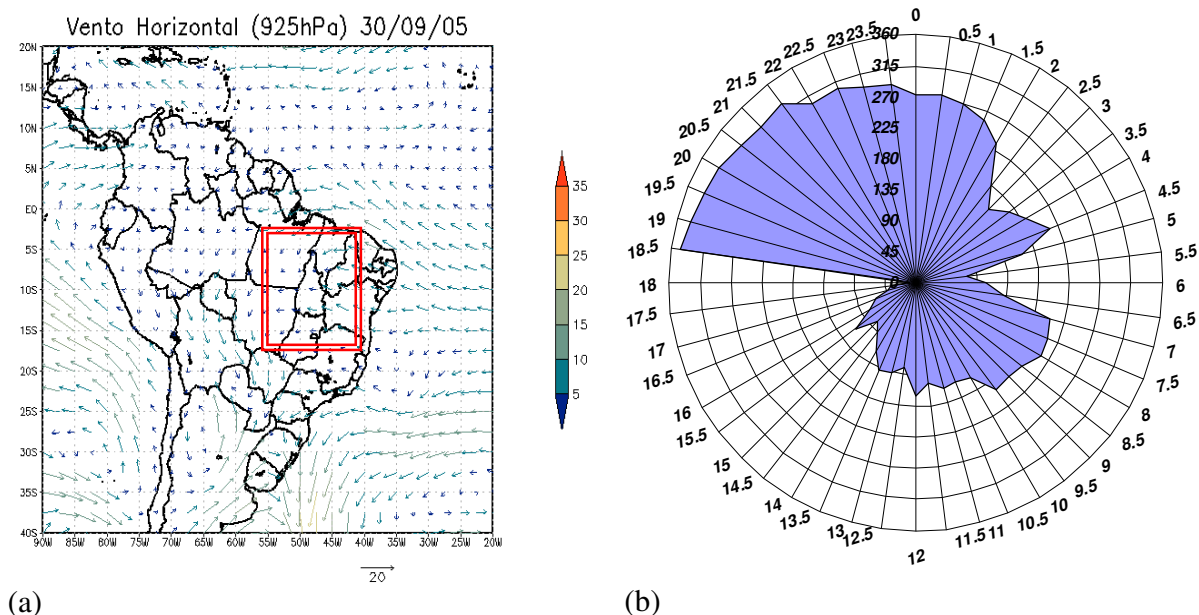
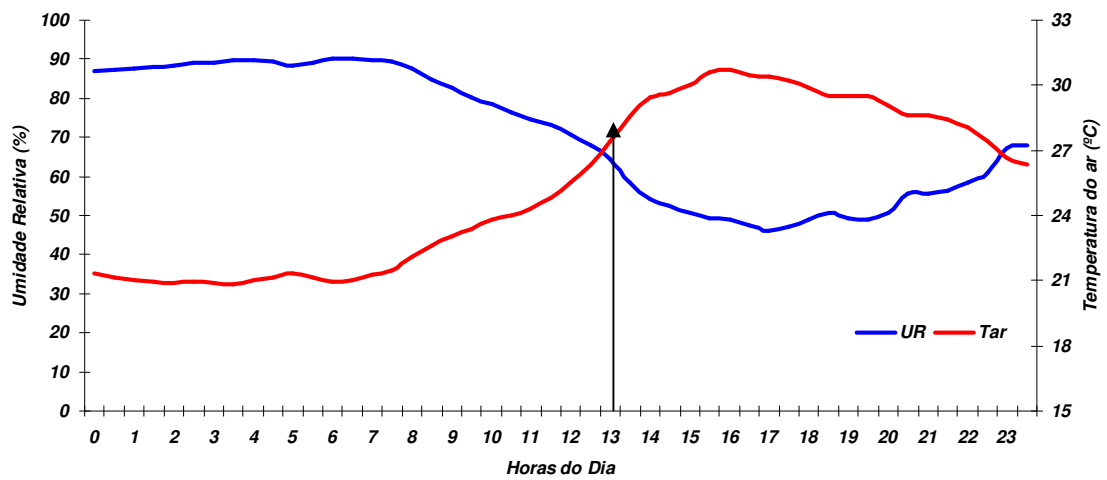
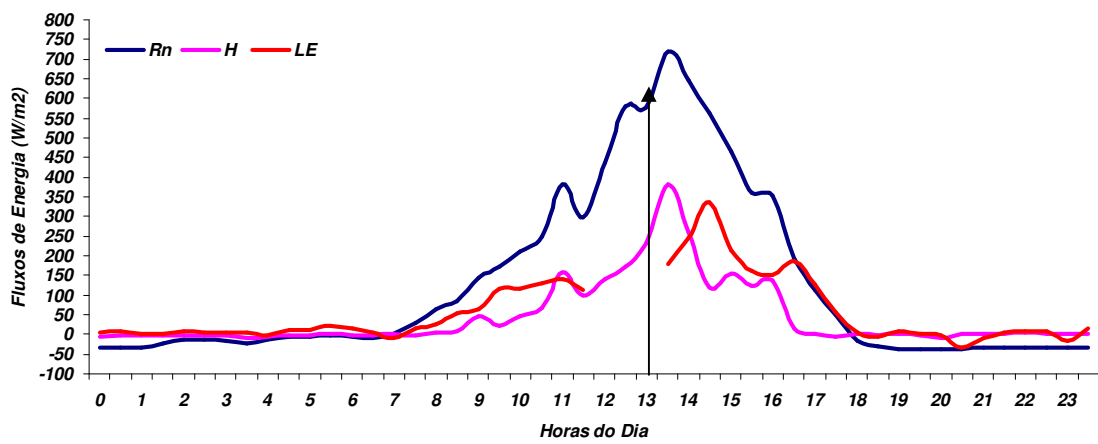


Figura 24 – Campos meteorológicos observados no dia 30/09/2005, Campo de vento em superfície 18Z (a) e predominância diária da direção do vento na torre (b).

A Figura 25a mostra a evolução temporal da umidade relativa e da temperatura do ar no dia 30 de setembro de 2005, com um comportamento médio diário de Tar 29 °C e UR de 80%. No horário das 12h30min ocorreu a inversão de Tar com relação a UR, ou seja, Tar aumenta e UR diminui e este comportamento se manteve durante o resto da tarde e entrando pela noite, indicando condições meteorológicas estáveis, ou seja, sem nebulosidade. A distribuição temporal dos fluxos de calor em superfície comparado ao caso I apresenta estrutura senoidal que responde a pouca ou ausência de nuvens (Figura 25b). A variação dos fluxos apresenta um comportamento regular, com estrutura temporal senoidal de R_n , com máximo principal às 14 horas local. De acordo com Hemakumara et al., (2003), esta estrutura senoidal se deve a pouca ou ausência de nebulosidade sobre a região do IB.



(a)



(b)

Figura 25 – Séries temporais observadas no dia 30/09/2005: (a) Umidade Relativa do ar e temperatura do ar (b) Fluxos de calor sensível, latente e saldo de radiação.

4.2.3. Variabilidade espacial dos fluxos de calor

Nesta etapa é apresentada a estimativa da variabilidade espacial dos fluxos de calor para os casos I e II, com o objetivo de caracterizar as diferentes superfícies observadas (cerrado, floresta, agricultura e pasto), a partir da evapotranspiração, do saldo de radiação e do calor sensível na escala diária.

a) caso I – 29/03/2004 (Período chuvoso)

Para o período chuvoso da área em estudo, são consideradas mais duas componentes no balanço de energia (R_n – saldo de radiação, H – calor sensível, LE – calor latente, G – calor para o solo, ADV – advecção horizontal de energia e ARM, Q – são armazenamentos de energia pela vegetação e mais a parte de troca de energia com a água Q_s e Q_a) que são caracterizados conforme a figura 26:

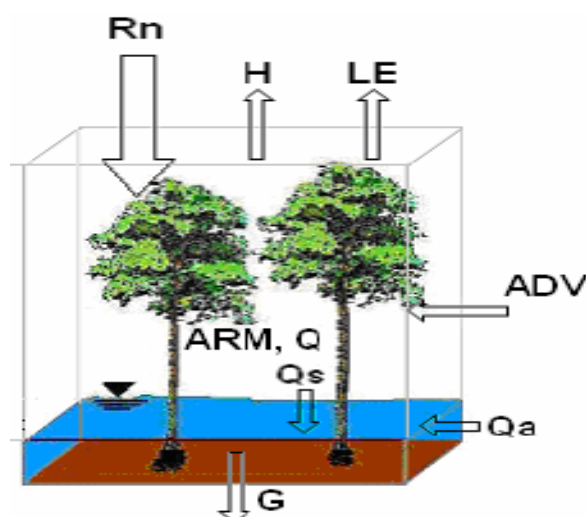


Figura 26 – Balanço de energia na floresta, com lâmina de água na superfície. (Fonte: Oliveira, 2006).

A taxa diária da evapotranspiração sobre a área de estudo foi estimada pelo modelo SEBAL/METRIC, a partir das imagens do sensor MODIS no horário das 13h30min. A Figura 27 apresenta o total diário de ET referente ao dia 29 de março de 2004. Contudo, o valor diário observado na torre foi de 2,91 mm e o estimado de 2,41 mm, havendo uma subestimativa de 17% do modelo. De acordo com Bezerra et al. (2008) e Patel et al. (2006),

pode-se também constatar comportamento similar de subestimativa, para uma área de intensa agricultura, ambos com a mesma metodologia.

Os valores mais elevados do $ET > 5,50$ mm/dia, na imagem avaliada, foram observados sobre o leito do rio Araguaia a oeste da sub-bacia do rio Lajeado, e de forma pontual sobre a região de cerrado, correspondente a áreas de transição de cerrado e remanescente de floresta nativa. A região de pastagem a noroeste da sub-bacia do rio Lajeado apresentou valores de ET predominantemente na faixa entre 1,0 – 2,5 mm/dia.

Os resultados obtidos com o modelo SEBAL/METRIC foram comparados com a ET média observada por alguns autores para a região de floresta ecótona. Os mesmos revelaram características de subestimativa dos valores de ET, quando comparados com àqueles descritos por Borma et al., (2009) para Planícies de Inundação do Parque do Cantão - TO e por Hemakumara et al. (2003) para uma floresta mista no Sri Lanka.

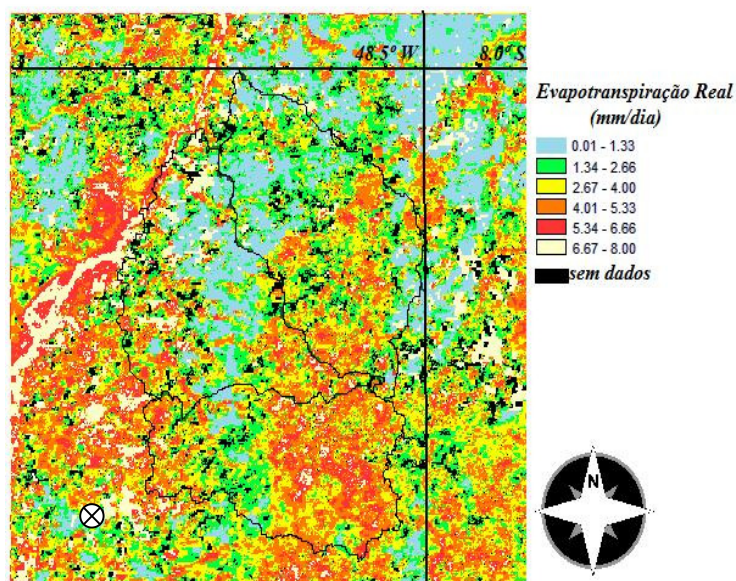


Figura 27 – Taxa de evapotranspiração real diária para o dia 29/03/2004. (círculo com x, localização da torre micrometeorológica).

A Figura 28 mostra a distribuição espacial dos valores de saldo de radiação e calor sensível obtidos para o momento da passagem do satélite (MODIS - Aqua) em 29/03/2004 às 13h30min. Os valores mais elevados do saldo de radiação (Rn) foram observados sobre os espelhos de água, que apresentaram valores superiores a 650 W.m^{-2} . Esses valores estão em conformidade com estudos realizados por Bezerra et al. (2006), que encontraram valores de Rn de aproximadamente 705 W.m^{-2} em 2000 e 712 W.m^{-2} em 2001 sobre o lago de Sobradinho - CE. Segundo Leivas et al. (2007), que estimaram o saldo de radiação à superfície, utilizando imagens do satélite ASTER, para o Rio Grande do Sul (RS), também mostraram os maiores valores de Rn sobre os corpos de água (660 W.m^{-2}). Folhes (2007) também observou, com o uso do modelo METRIC, valores mais altos de Rn sobre a água ou em campos irrigados do distrito de irrigação Jaguaribe-Apodi, situado na Chapada do Apodi, no município cearense de Limoeiro do Norte.

Para a região de estudo, a ET estimada para o período chuvoso foi de 30% de Rn, sendo que, o observado foi em torno de 40%. Oliveira et al. (2004) e Malhi et al. (2002) encontraram que a ET representava 80% de Rn para o período chuvoso da região amazônica.

A figura 28b mostra os maiores valores de H superiores a 450 W.m^{-2} na parte noroeste da sub-bacia do rio Lajeado, sob o cerrado e área de pastagem. Na média, os valores estimados de H para a grade em estudo são de aproximadamente 384 W.m^{-2} . No entanto, este aspecto é similar aos resultados encontrados por Nicácio (2008) para a mesma faixa latitudinal, foram encontrados valores superiores a 350 W.m^{-2} na margem esquerda do Rio São Francisco, de acordo também com French et al. (2005) em seu estudo na parte central do USA.

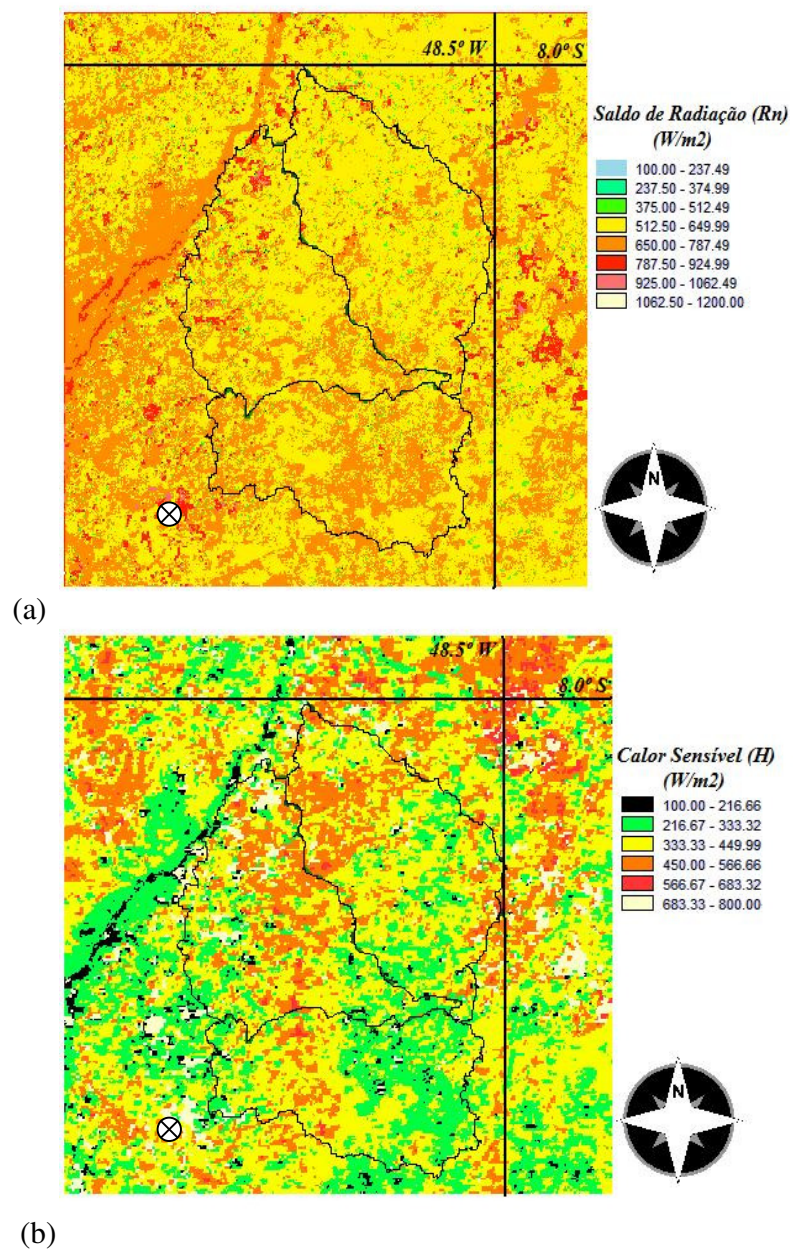


Figura 28 – Fluxo de energia para o dia 29/03/2004 – 13h30min: a) Saldo de radiação, b) Calor Sensível. (círculo com x, localização da torre micrometeorológica).

b) Caso II – 30/09/2005 (seco)

Para o período menos chuvoso ou seco, os componentes do balanço de energia (R_n – saldo de radiação, H – calor sensível, LE – calor latente, G – calor para o solo, ADV – advecção horizontal de energia e ARM, Q – são armazenamentos de energia pela vegetação) sendo caracterizados conforme a figura 29:

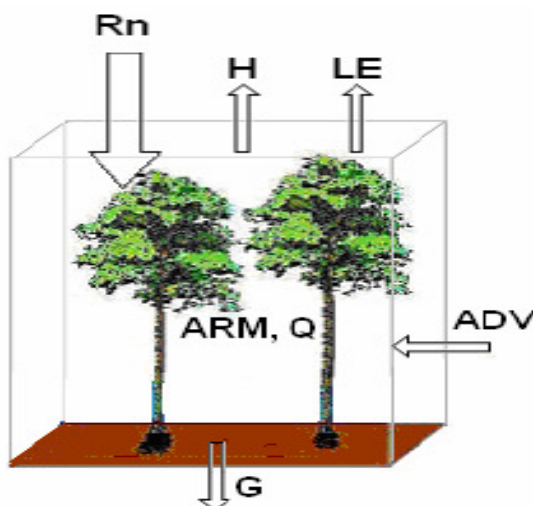


Figura 29 – Balanço de energia em floresta com superfície seca. (Fonte adaptada: Oliveira, 2006).

A taxa diária de evapotranspiração sobre a área de estudo foi estimada a partir da equação do balanço de energia (Bastiaanssen, 1995), a partir das imagens do sensor MODIS no horário das 13h30min. A Figura 30 representa a distribuição espacial de ET diária, onde se pode observar um valor médio de aproximadamente de 2,50 mm, sendo que superestima o valor observado em 35%.

Os resultados acima descritos estão de acordo com os obtidos por: Bastiaanssen (2000) com ET diária de 2,4 a 3,1 mm, Hafeez et al. (2002) com uma superestimativa de 25% e French et al. (2005) com ET de 3,0 mm, para períodos distintos no Hemisfério Norte. De acordo com French et al. (2005), os valores de ET estimados pelo modelo SEBAL comparados com os observados, foram superestimados pelo modelo. Deste modo, os resultados encontrados neste trabalho, para a área de floresta ecótona, estão de acordo com os resultados encontrados pelos autores supracitados. Alguns resultados mostram que a ET usando SEBAL/ METRIC para áreas de vegetação nativa de densidade variada, para o

período seco, em média diária é de 4,0 a 5,0 mm (Bezerra et al., 2008; Folhes, 2007; e Ruhoff et al. 2008). Desta forma, os resultados de ET obtidos neste trabalho, para área de floresta nativa foram de aproximadamente 4,96 mm e concordam com os autores supramencionados acima.

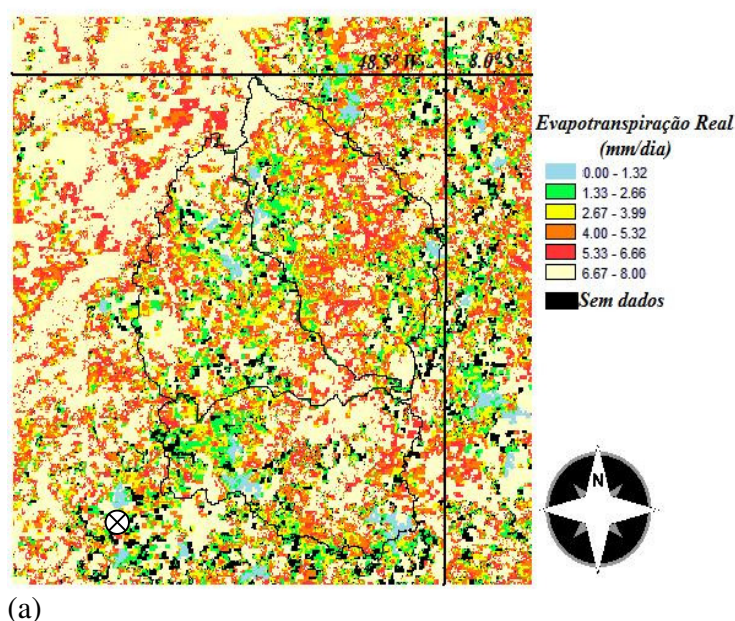


Figura 30 – Evapotranspiração real diária para o dia 30/09/2005. (círculo com x, localização da torre micrometeorológica).

A Figura 31 mostra a distribuição espacial dos valores dos fluxos de energia obtidos para o momento da passagem do satélite (MODIS - Aqua) em 30/09/2005 às 13:30 hora local. Os valores mais elevados de R_n foram observados sobre as partes de cerrado a noroeste da sub-bacia do rio Lajeado, já na divisa do estado do Pará com Tocantins, na margem esquerda do rio Araguaia, com valores superiores a 800 W.m^{-2} . Na área do entorno da torre micrometeorológica, no momento da passagem do satélite, o R_n estimado foi de 645 W.m^{-2} e o observado de aproximadamente 720 W.m^{-2} .

Para região de estudo, a ET no período seco foi de 35% de R_n , sendo que o observado ficou em torno de 25%, que está em conformidade com os resultados encontrados, por Nicácio (2008) para uma área de savana aberta no vale do rio São Francisco (38%).

A determinação do fluxo de calor sensível (H) foi obtida a partir de um processo iterativo até que se observasse uma convergência numérica nos valores da resistência aerodinâmica (R_{ah}) e na diferença de temperatura (D_{tar}). A figura 31b mostra que houve uma homogeneidade dos valores de H na margem esquerda do Rio Araguaia, com valores médios de aproximadamente 150 W.m^{-2} neste dia.

Os valores supracitados de R_n e H estão em conformidade com estudos medidos para a região central da Amazônia (Malhi et al., 2002), que encontraram valores de R_n e H de aproximadamente 605, e 135 W.m^{-2} , respectivamente. Segundo Leivas et al. (2007), o R_n estimado à superfície, utilizando imagens do satélite ASTER, para o Rio Grande do Sul, mostrou valores próximos de 660 W.m^{-2} . Conforme Silva e Bezerra, (2006) e Ataíde (2007), os valores acima de 700 W.m^{-2} de saldo de radiação foram obtidos com o SEBAL para região de vegetação mista.

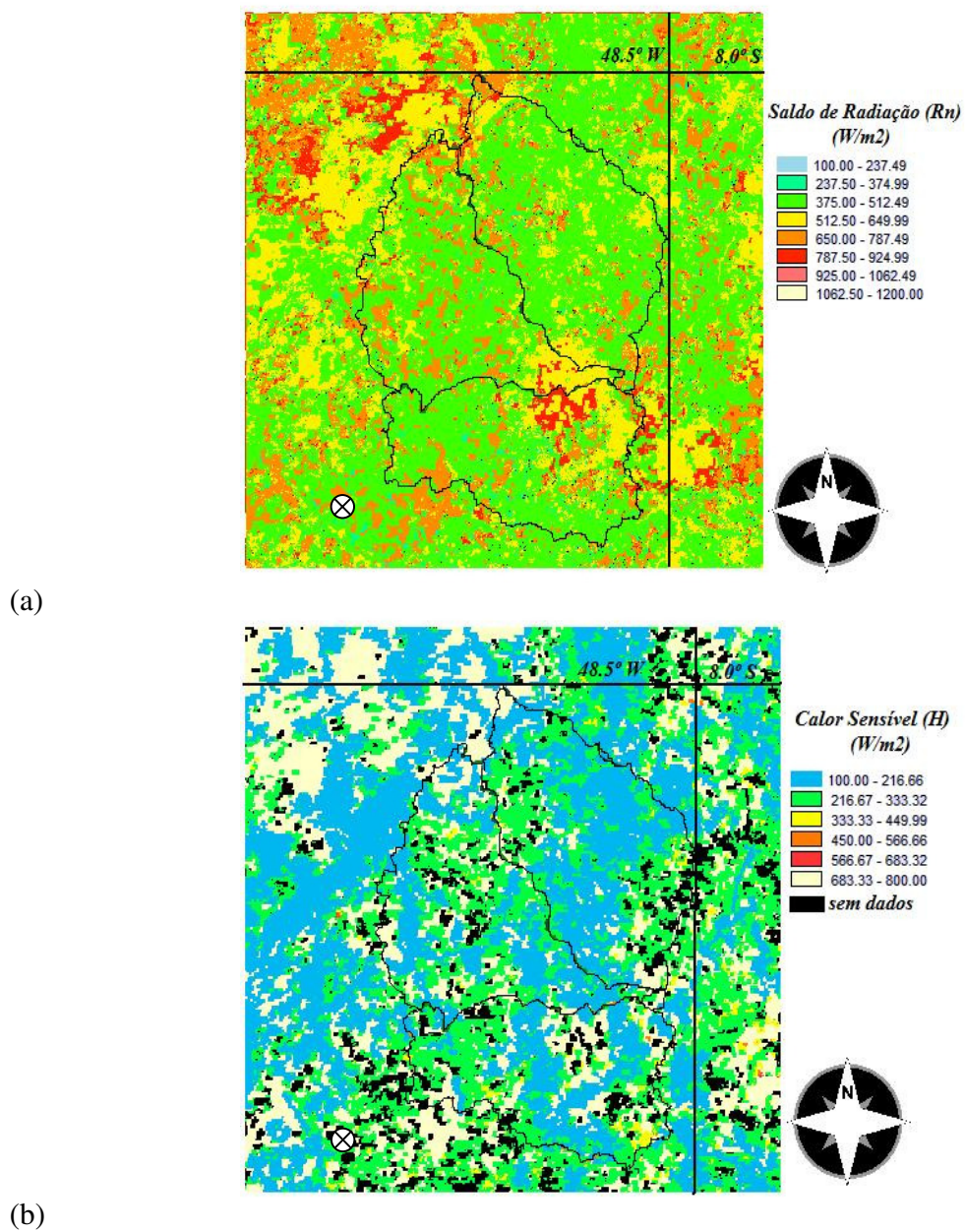


Figura 31 – Fluxo de energia para o dia 30/09/2005 – 13:30 hora local: a) Saldo de radiação, b) Calor Sensível (preto, ausência de dados). (círculo com x, localização da torre micrometeorológica).

4.2.4. Fechamento do balanço de energia

Para o fechamento da equação do balanço de energia foram utilizados os dados de fluxo diário referentes aos dias analisados. A Figura 32 apresenta o resultado dos cálculos das razões definidas pela soma dos fluxos turbulentos de calor latente e sensível com a energia disponível, $(H+ET)/(Rn-G)$, e pelo somatório dos fluxos de energia turbulenta com o termo de armazenamento de calor no solo, sobre o balanço radiativo, $(H+ET+G)/Rn$, onde normalmente são aceitáveis valores de 0,80 (Oliveira et al. 2006a).

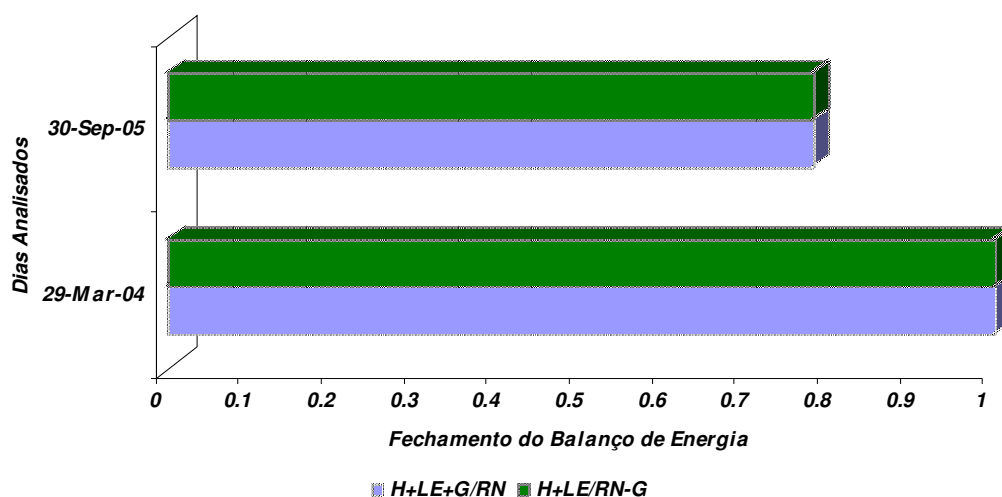


Figura 32 - Variação dos valores médios diários das frações entre o somatório dos fluxos turbulentos e a energia disponível (azul) e entre o gasto energético e o saldo de radiação (verde).

A Figura 32 ilustra a concordância das duas razões normalmente utilizadas na caracterização do fechamento do balanço de energia. É possível observar que os valores médios da razão entre o somatório de $H+ET$ e a energia disponível, oscilaram entre 0,78 no período seco e 0,98 no período chuvoso. Os valores das razões do fechamento energético são bastante razoáveis quando comparados com os resultados de autores como Folhes (2007), que relatam erro médio de fechamento do balanço de energia de cerca de 0,85 em estudo desenvolvido sobre diversos tipos de cobertura do solo no estado do Ceará.

Provavelmente, o erro no fechamento observado no dia 30/09/05 de 0,78, faltando para fechamento deste balanço 0,22, pode ser atribuído aos diferentes efeitos da advecção (> velocidade do vento) local de energia sobre a superfície sem lâmina de água. Portanto, a compreensão das variações do erro de fechamento do balanço energético passa também pela análise das informações sobre as mudanças espaciais e temporais da cobertura vegetal, as quais podem ser avaliadas mediante as técnicas de sensoriamento remoto (Oliveira et al., 2006 e Folhes, 2007).

4.3. Modelagem Hidrológica

A área de estudo selecionada para aplicação do modelo SWAT foi a bacia hidrográfica do rio Lajeado, tendo sido utilizado somente o módulo de produção de água, devido ao objetivo do trabalho estar voltado para a quantificação do balanço de água na bacia para aferir a resposta do mesmo às condições climáticas e físicas da região.

Neste item, são apresentados e discutidos, conforme metodologia apresentada, os resultados da modelagem hidrológica e as vazões simuladas versus vazões observadas sob diferentes cenários modelísticos.

4.3.1. Experimento I - calibração com condições iniciais

Na simulação inicial, os dados de clima e características físicas do solo que foram introduzidos no banco de dados do modelo que serviram de condições iniciais para que o modelo se adéqüe as características físicas da região de estudo. Os demais parâmetros usados, considerados de base do modelo, foram os de “*default*” (Tabela 9).

Após ter calibrado o modelo com os dados de precipitação do período de 2000 a 2008, a primeira simulação das vazões mensais e diárias foram verificadas para o período de out/2003 a dez/2006. Usando-se a calibração com condições iniciais, chegou-se a resultados bem diferentes dos observados (Tabela 9). Em geral, o modelo SWAT subestimou a evapotranspiração e superestimou as vazões de pico, devido o modelo gerar muito escoamento de base e pouca evapotranspiração.

Tabela 9 – Parâmetros utilizados na simulação inicial e os resultados da vazão e ET acumulados para out/2003 a dez/2006.

<i>Parâmetros</i>	<i>Sim. Inicial</i>	<i>Vazão (mm)</i>	<i>ET (mm)</i>
Alpha_BF	0.048		
GW_Delay	31		
CN2	59	Simulado	Simulado
CAN_MX	0	35.935	2.091
Sol_K	600		
Lai_Initial	0		
Bio_Int	0	Observado	Observado
Surlag	4	26.809	3.818
Lat_time	0		
Ssubbasin	91.4		

a) Escala Diária

Após a visualização dos resultados iniciais apresentada na Figura 33, pode-se destacar a dificuldade do SWAT em reproduzir a vazão de pico e o escoamento de base. Para valores diários, as vazões de pico foram superestimadas, enquanto que no período seco os valores simulados ficaram muito próximos dos observados. Verifica-se um pequeno atraso nas respostas do modelo, devido ao amortecimento do hidrograma associado à rugosidade do canal. Isto está associado ao fato de que as chuvas que ocorrem na região têm um atraso até a seção de medição.

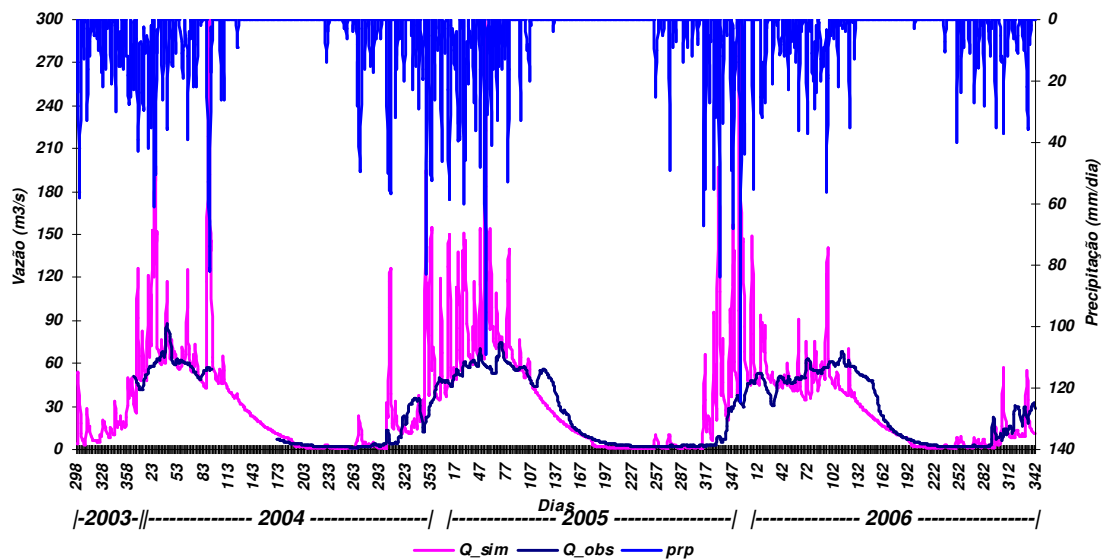


Figura 33 - Comparação entre a vazão diária observada e simulada (condições iniciais).

Com respeito à comparação entre a evapotranspiração estimada pelo modelo a partir da equação de Penman-Monteith e os dados medidos (Figura 34), observa-se que o modelo em média aproxima-se do valor medido, subestimando em média 45% no período chuvoso, sendo que para o período de estiagem o modelo subestima o valor observado em aproximadamente 66%.

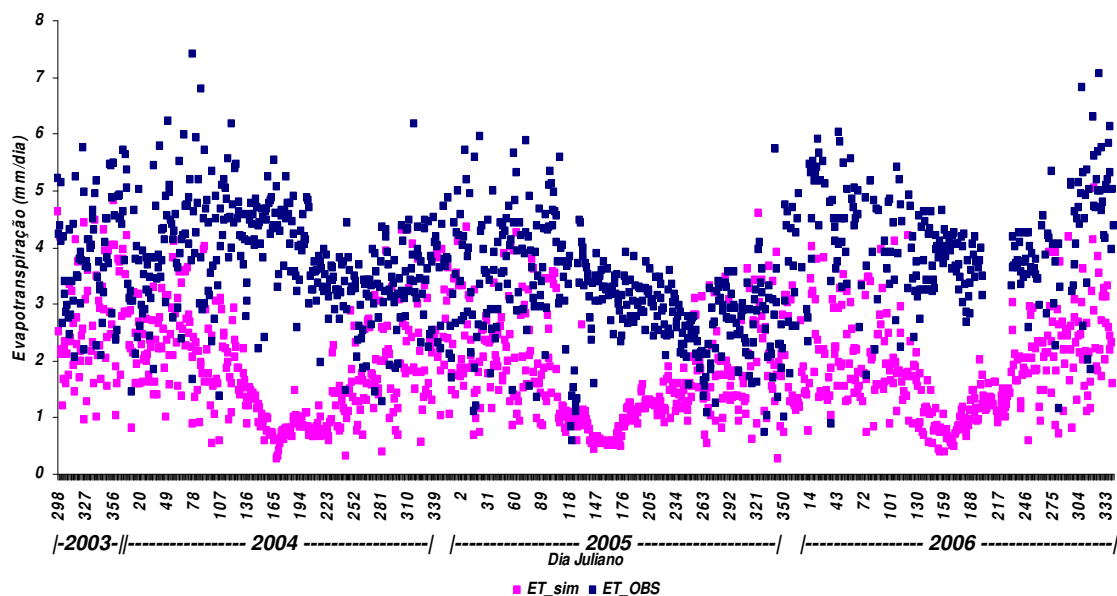


Figura 34 - Comparação entre a ET diária observada e simulada (condições iniciais).

b) Escala Mensal

A análise dos resultados na escala mensal demonstra que o modelo simulou a sazonalidade, ainda superestimando o volume de escoamento comparado com os valores observados. Para o escoamento superficial o modelo reproduziu alguns eventos de chuva (Figura 35). Igualmente ao que aconteceu na escala diária, na escala mensal o modelo continuou adiantando a subida e atrasando a recessão da curva de vazão. Vale ressaltar que, para o período de estiagem, o modelo respondeu muito bem à redução da vazão, representando no geral 95% do total observado. Para a evapotranspiração (Figura 36), por sua vez, na escala mensal o modelo segue o comportamento diário, subestimando a ET, principalmente para o período de estiagem.

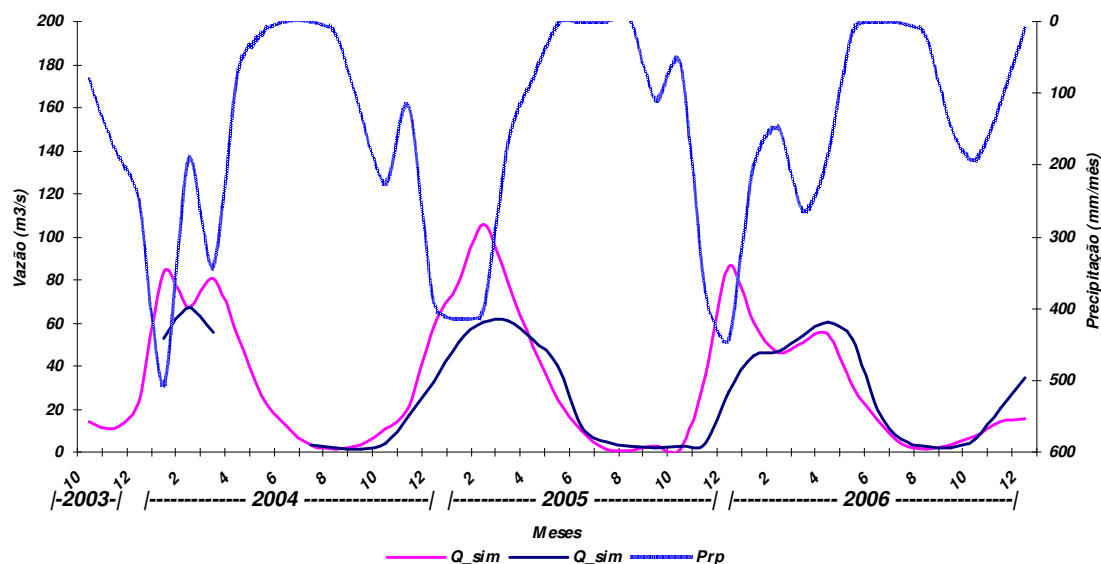


Figura 35 - Comparação entre a vazão mensal observada e simulada (condições iniciais).

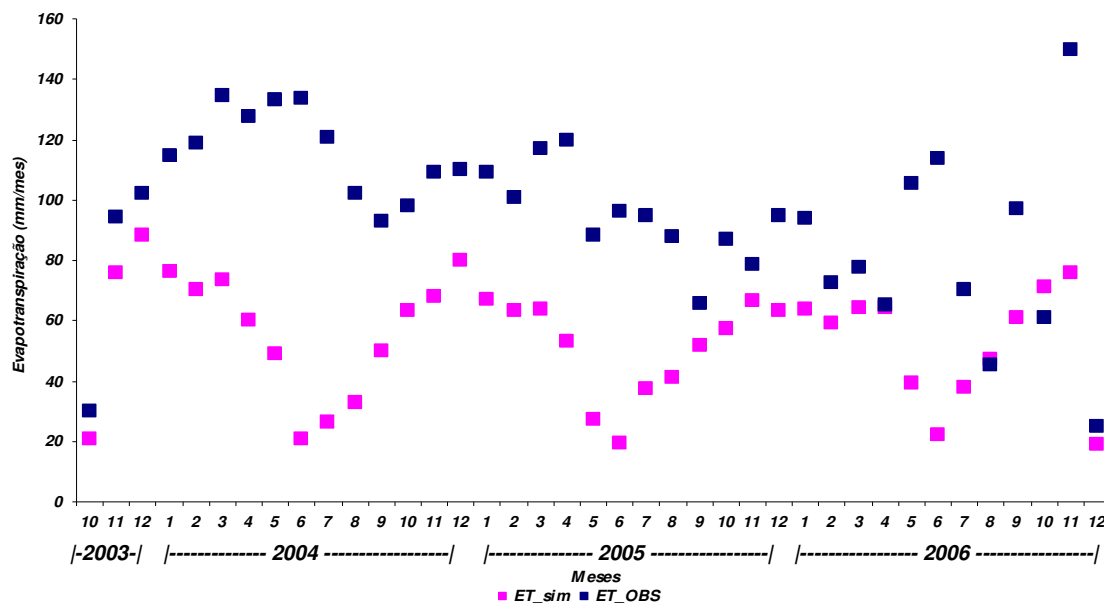


Figura 36 - Comparação entre a ET mensal observada e simulada (condições iniciais).

Após a verificação do desempenho do modelo na simulação inicial, pode-se destacar alguns pontos não exitosos identificados inicialmente, que poderiam sofrer algum ajuste posterior para a melhoria da simulação, dos quais pode-se destacar:

- Redução do volume total de escoamento, devido à superestimativa da vazão;
- Aumento do escoamento de base e ajuste da curva de recessão, devido à subida no início do período chuvoso e na descida no fim do mesmo período;
- Atraso no *lag* de tempo do escoamento, para ajuste dos máximos da vazão.

4.3.2. Análise automática de sensibilidade

Como passo seguinte ao experimento I, fez-se a análise automática de sensibilidade disponível no SWAT, onde pode-se identificar os parâmetros que o modelo ressaltou como sendo mais sensíveis para a região de estudo, dos quais em ordem decrescente de importância, destacam-se:

ALPHA_BF – constante de recessão do fluxo de retorno (dia);
 GW_DELAY - tempo de atraso de águas subterrâneas (dia);
 GW_REVAP – coeficiente que controla a taxa de transferência de água do aquífero raso para a zona de raízes;
 REVAPMN – profundidade limite de água no aquífero raso para ocorrer revap (mm);
 GWQMN – profundidade limite de água no aquífero raso requerida para o escoamento de retorno ocorrer (mm);
 CANMX – armazenamento máximo no dossel (mm);
 LAT_TIME - Tempo de retorno do fluxo lateral (dias);
 CN2 - Curva número;
 SLSUBBASIN – comprimento de declividade média para a sub-bacia (m);
 SOL_AWC – capacidade de água disponível na camada de solo (mm);
 SOL_K – condutividade hidráulica saturada (mm/h);

Tendo-se os parâmetros mais sensíveis e os pontos a serem tomados para a melhoria da simulação, procedeu-se a escolha dos parâmetros que se relacionavam na busca da resolução dos pontos ressaltados anteriormente. Alguns parâmetros foram ajustados e se encontram na Tabela 10.

Tabela 10 – Parâmetros passivos de ajustes. (↓) – diminuir e (↑) – aumentar.

<i>Redução do volume total de escoamento</i>	<i>Aumento do escoamento de base e ajuste da curva de recessão</i>	<i>Atraso no lag de tempo</i>
CANMX (↑), SOL_K (↓), CN2 (↓), SLSUBBASIN (↑)	ALPHA_BF (↑), SLSUBBASIN (↑), SOL_K (↓)	LAT_TIME (↑), SURLAG (↓)

4.3.3. Experimento II – calibração manual

Após a identificação dos parâmetros a serem modificados, procedeu-se a calibração manual dos pontos evidenciados anteriormente. Estes parâmetros foram aumentados e/ou diminuídos até o coeficiente de Nash-Sutcliffe atingir valores de variância explicada iguais ou maiores do que 0,50.

As tentativas de ajuste dos parâmetros na calibração manual, que objetivou a melhoria dos resultados, partiram da seleção de quatro parâmetros mais sensíveis com relação direta com a redução do volume de escoamento, com o aumento do escoamento de base e com o ajuste da curva de recessão, são eles: ALPHA_BF (parâmetro de recessão do fluxo de base), CANMX (aumento da evapotranspiração), SOL_K (aumento da percolação e do escoamento de base), CN2 (diminuição do escoamento superficial). Posteriormente, foram alterados os parâmetros com relação ao atraso no *lag* de tempo. E por fim, alterou-se o parâmetro SLSUBBASIN que revelou pouca ou nenhuma sensibilidade na análise automática, mas foi o que causou maior efeito na redução das vazões de pico na análise manual (Tabela 11).

Tabela 11 – Parâmetros modificados na calibração manual e os resultados da vazão e ET acumulados para out/2003 a dez/2006.

<i>Parâmetros</i>	<i>Cal. Manual</i>	<i>Vazão (mm)</i>	<i>ET (mm)</i>
Alpha_BF	0.8		
GW_Delay	31		
CN2	35	Simulado	Simulado
CAN_MX	100	30.286	2.457
Sol_K	50		
Lai_Initial	3.5		
Bio_Int	750	Observado	Observado
Surlag	1	26.809	3.818
Lat_time	100		
Ssubbasin	100		

No geral, após a calibração manual o modelo melhorou quantitativamente os totais de vazão e evapotranspiração. Com estes ajustes (Tabela 11), pode-se notar que houve uma redução de aproximadamente $5.000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ na vazão e de 350 mm de evapotranspiração com relação à simulação inicial. Ainda assim, observa-se uma subestimativa da ET e uma superestimativa nas vazões.

a) Escala diária

A Figura 37 apresenta os resultados pertinentes à vazão simulada e observada na escala diária após os ajustes dos parâmetros supracitados. Comparando os resultados referentes à simulação inicial, pode-se destacar que os ajustes adotados resolveram o problema da vazão de pico no período chuvoso, mas, no período seco, o modelo passou a superestimar em 25% a vazão mínima, sendo que o melhor resultado foi obtido entre os anos de 2004 e 2005 com um erro quantitativo de apenas 3%. Isto foi devido ao uso do dado de ET estimado pelo sensoriamento remoto compreender somente os dois anos supracitados.

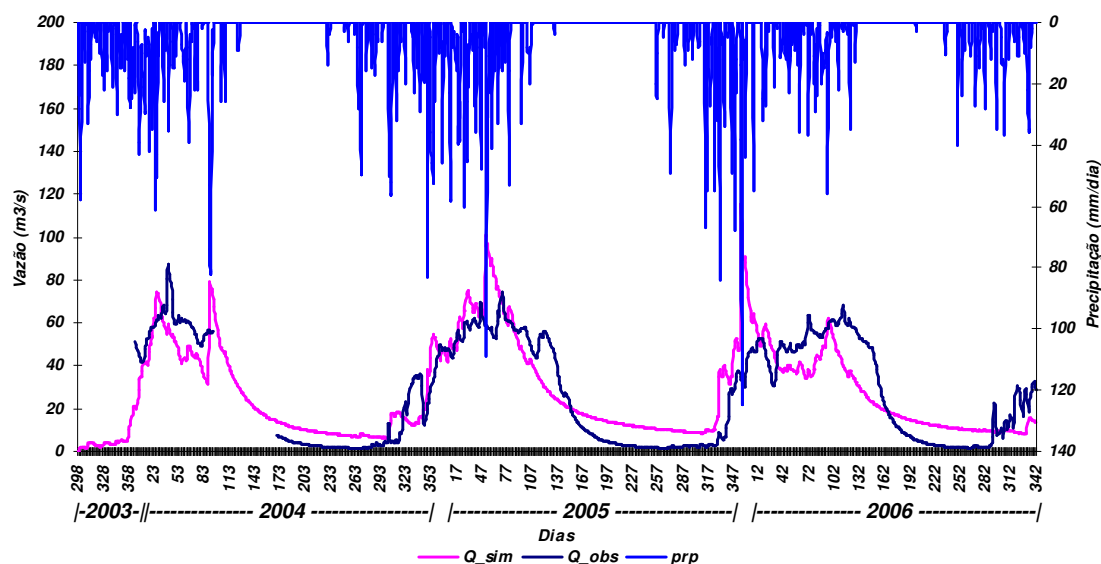


Figura 37 - Comparação entre a vazão diária observada e simulada (calibração manual).

Com relação à comparação dos valores observados e simulados da evapotranspiração diária (Figura 38), pode-se destacar que após o ajuste feito no parâmetro referente à ET (CANMX), houve uma melhora significativa nos totais diários, principalmente no período chuvoso, mas ainda o modelo continua subestimando os valores de ET no período seco. Vale salientar que esta subestimativa da ET no período seco é concomitante à observação da vazão mínima, evidenciando a falta de água superficial para ocorrer evapotranspiração.

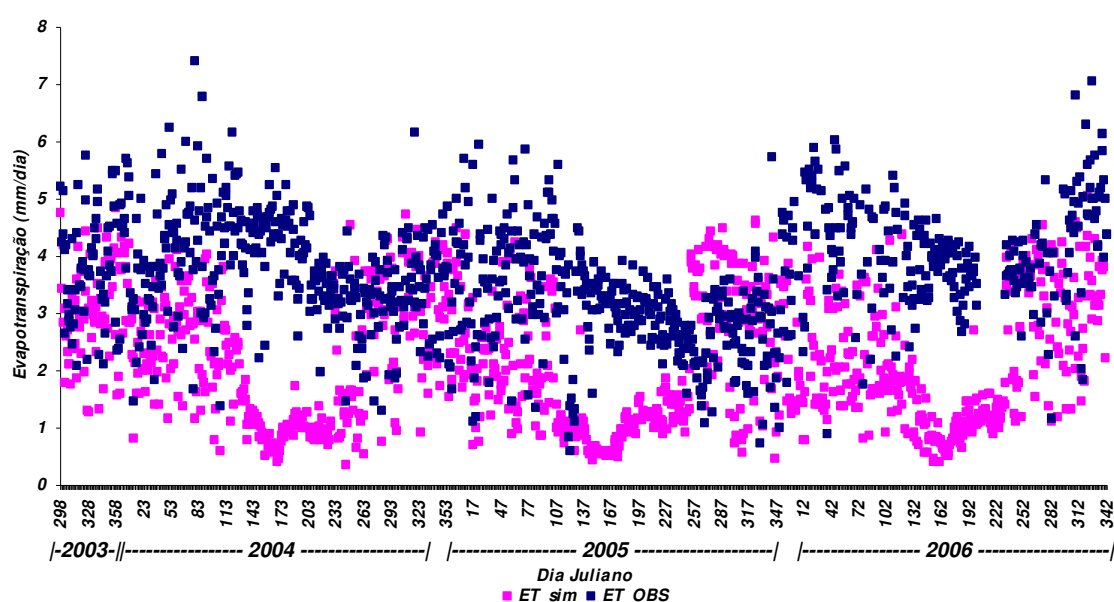


Figura 38 - Comparação entre a ET diária observada e simulada (calibração manual).

b) Escala Mensal

A análise dos resultados mensais acompanha a sazonalidade da vazão na região, subestimando a vazão máxima no ano de 2004 e superestimando a vazão máxima no ano de 2005 (Figura 39). Para o ano de 2006, o comportamento foi contrário ao ocorrido na simulação inicial. Vale ressaltar que, para ambos os períodos, o modelo respondeu a aproximadamente 90% do total observado. Com respeito à evapotranspiração (Figura 40), o modelo seguiu o comportamento diário, subestimando a ET, principalmente para o período de estiagem e se aproximando dos valores observados no período chuvoso.

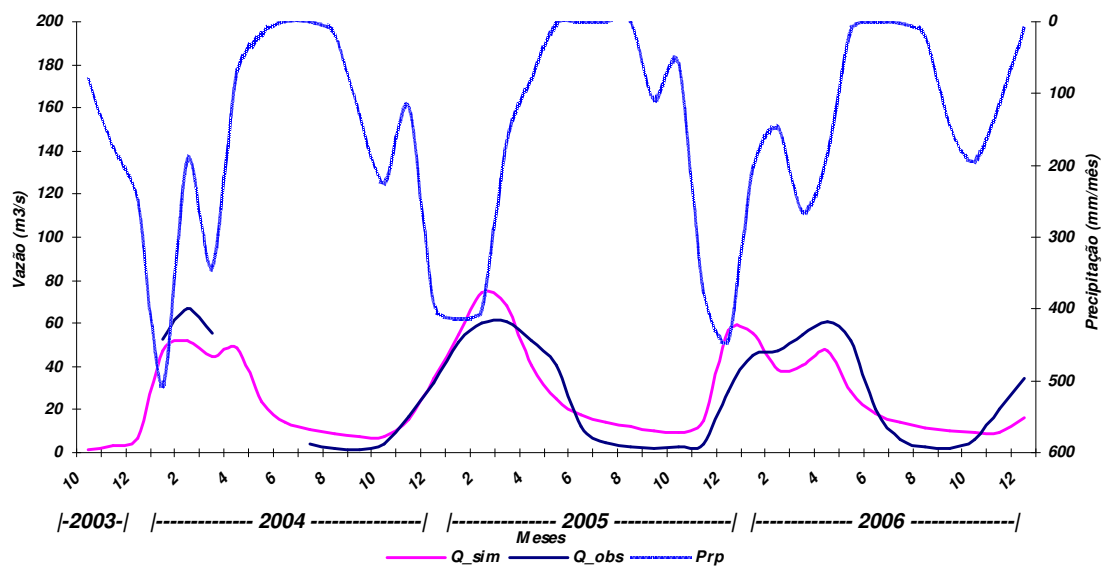


Figura 39 - Comparação entre a vazão mensal observada e simulada (calibração manual).

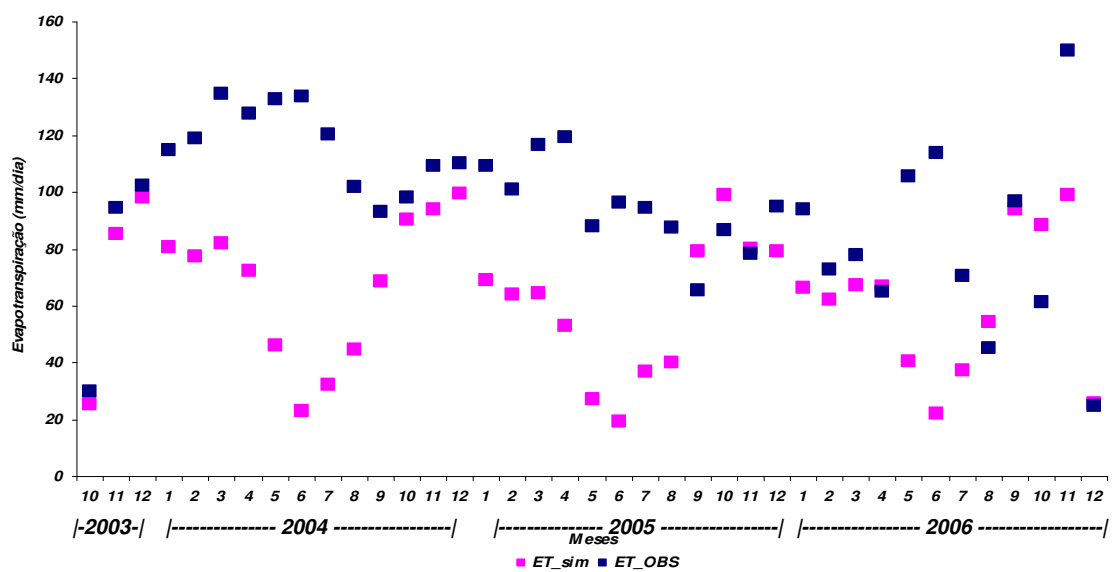


Figura 40 - Comparação entre a ET mensal observada e simulada (calibração manual).

4.3.4. Experimento III – Aplicação do modelo com assimilação da evapotranspiração (SR)

Após todas as alterações realizadas nos parâmetros do modelo terem sido exauridas pelo $COE > 0,50$, procedeu-se então, a troca da opção de cálculo da evapotranspiração no módulo de balanço de água do modelo para a opção “*ET Method – Read_in ET*”. Assim sendo, introduziu-se a evapotranspiração estimada via sensoriamento remoto.

Os resultados iniciais deste experimento III podem ser vistos na Tabela 12, onde pode-se destacar uma considerada e significativa melhora nos totais de vazão (aproximadamente 10%) após a assimilação da ET (SR). Ademais, ressalta-se que a partir desta simulação a vazão simulada passou a subestimar a vazão observada (Figura 41), fato este que não foi observado nos outros dois experimentos iniciais (Tabelas 10 e 11). A ET simulada ainda continuou subestimando a observada (Figura 42), sendo que o erro passou a ser quantitativamente menor (aproximadamente 25%).

Tabela 12 – Parâmetros da aplicação do modelo com a assimilação da ET (SR) e os resultados da vazão e ET acumulados para out/2003 a dez/2006.

<i>Parâmetros</i>	<i>Assiml. ET (SR)</i>	<i>Vazão (mm)</i>	<i>ET (mm)</i>
Alpha_BF	0.8		
GW_Delay	31		
CN2	35	Simulado	Simulado
CAN_MX	100	25.996	2.862
Sol_K	50		
Initial	3.5		
Bio_Int	750	Observado	Observado
Surlag	1	26.809	3.818
Lat_time	100		
Slsubbasin	100		

a) Escala diária

Nas Figuras 41 e 42, pode-se observar que há uma diminuição na superestimação dos valores máximos de vazão, e uma diminuição na subestimativa de ET nos períodos secos. Os mínimos da vazão simulada que chegam próximo de zero, obtiveram uma melhora significativa comparadas com a vazão observada.

Pela comparação dos resultados entre os experimentos, verifica-se que os resultados com a assimilação da ET (SR) são relativamente aceitáveis, onde a vazão simulada subestima a vazão observada em percentuais menores que 10% e a evapotranspiração em percentuais de 25% em média em toda a bacia.

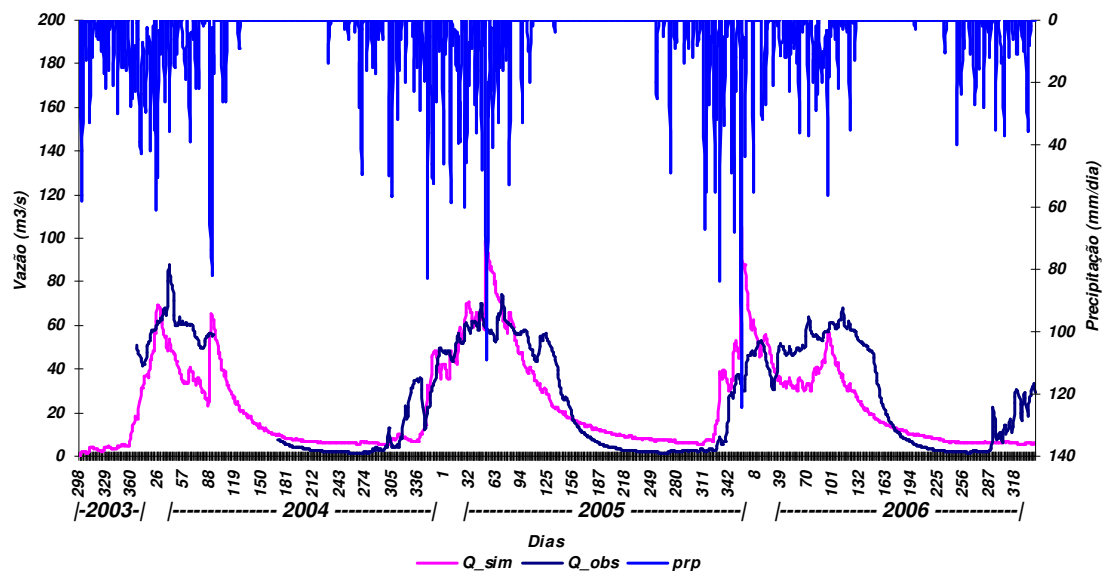


Figura 41 - Comparação entre a vazão diária observada e simulada (Assimil. ET (SR)).

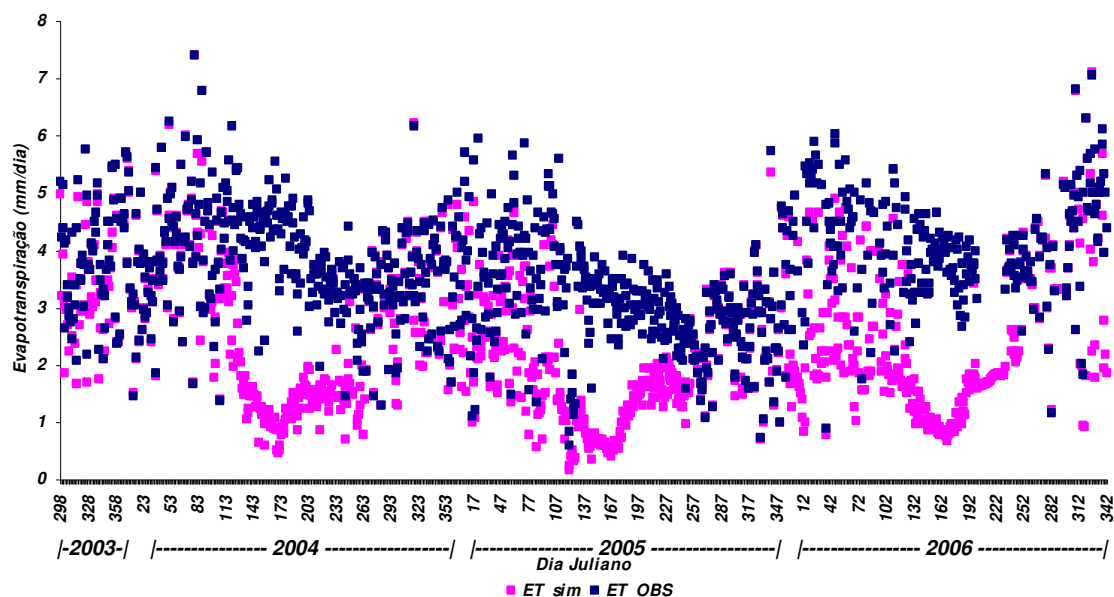


Figura 42 - Comparação entre a ET diária observada e simulada (Assiml. ET (SR)).

b) Escala mensal

As Figuras 43 e 44 apresentam a comparação dos valores de vazão e evapotranspiração para o experimento III, onde se pode observar que a vazão média mensal mantém o mesmo padrão sazonal encontrado no experimento anterior, sendo que, a principal diferença entre os dois experimentos está na redução nos totais mensais. A calibração do modelo com a ET (SR) resultou em uma grande redução do volume de escoamento para valores mensais, e assim obtendo resultados muito satisfatórios, com erros aproximados de 7%. Vale ressaltar que o maior desvio do valor simulado do observado ocorreu para os anos de 2003-2004, quando o volume simulado foi praticamente 1/3 menor que o observado (Figura 43). Este erro verificado no intervalo de um ano para o outro, justifica-se pelo fato de não termos dados observados suficientes para melhor aferição neste espaço de tempo. Com relação à comparação da ET observada e simulada, nota-se que houve uma melhora significativa principalmente nos meses de outubro/2005 a abril/2006, mas no período seco dos anos em estudo, ainda continua a subestimativa nos totais evapotranspirados (Figura 44).

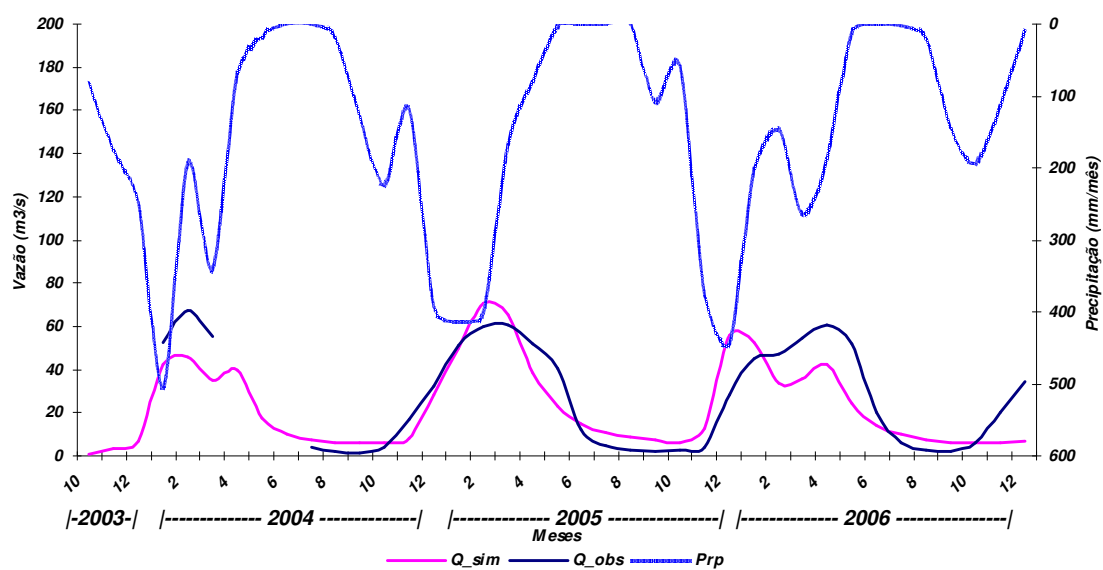


Figura 43 - Comparação entre a vazão mensal observada e simulada (Assiml. ET (SR)).

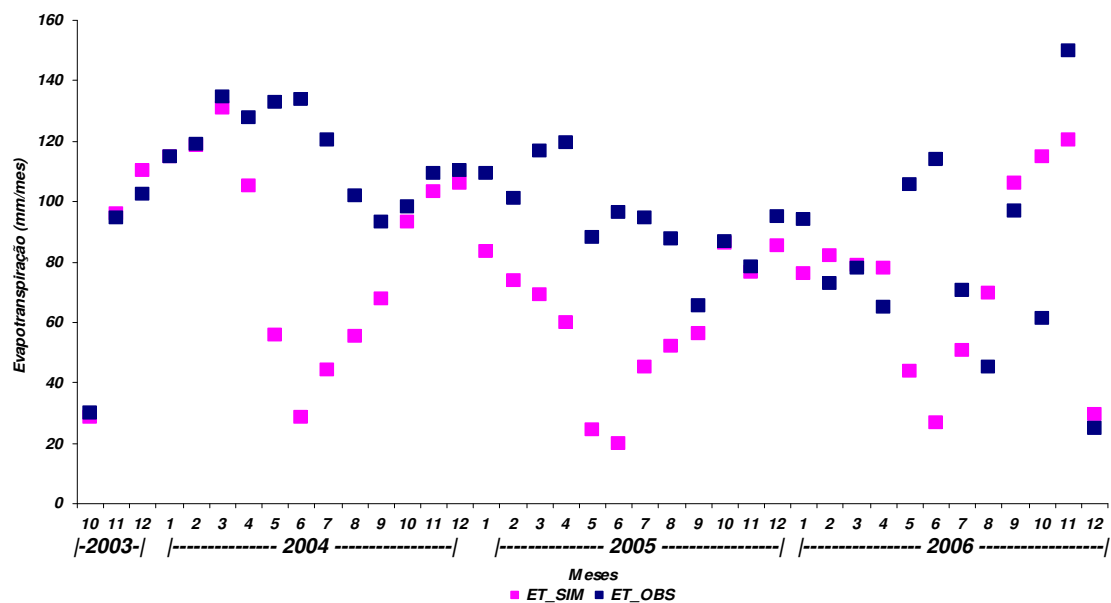


Figura 44 - Comparação entre a ET mensal observada e simulada (Assiml. ET (SR)).

4.3.5. Avaliação da eficiência dos experimentos

A evolução dos resultados obtidos nos experimentos para as vazões diárias e mensais e como também para a ET é detalhada na Tabela 13. Como síntese dos resultados obtidos na verificação do desempenho do modelo nos experimentos, pode-se observar que a comparação dos dados diários resultou em um coeficiente de eficiência (COE) de -1.0 na simulação inicial (Exp. 1), após os ajustes necessários este valor aumentou para 0.57 na calibração manual (Exp. 2), evidenciando uma melhora nos resultados.

A calibração manual com a ET (SR) (Exp. 3) para os valores diários obteve resultados satisfatórios, com COE de 0,84, alcançado quando o coeficiente de massa residual e o erro médio se aproximaram de zero. Dentre os três experimentos, o menor desvio padrão ocorreu para o experimento III, quando a vazão simulada foi praticamente 800 m³/s menor que a vazão observada para os anos em estudo.

A simulação para a escala mensal evidenciou que, os ajustes realizados no experimento II foram satisfatórios onde o COE passou de 0,37 (experimento I) para 0,69, com desvio padrão menor que 10%. Na comparação dos resultados logo após a assimilação da ET (SR), verifica-se que o COE alcançou 0,77 e os valores de Dv continuaram abaixo de 10% e o CMR e EM tendendo a zero, mostrando que para a escala mensal a introdução da evapotranspiração (SR) também melhorou os resultados, mas não tanto quanto para escala diária.

Tabela 13 – Coeficientes de avaliação da modelagem: observado x simulado (vazão). Onde o COE – Coeficiente de eficiência de Nash – Sutcliffe, Dv – Desvio do evento observado, CMR – Coeficiente de massa residual e EM – Erro médio.

Comparação Simulado X Observado	DIA		Sim. Inicial (Exp.1)	Cal. Manual (Exp.2)	Assiml. ET (SR) (Exp.3)
		COE	-1.0	0.57	0.84
		Dv	-34.1	-12.9	3.04
		CMR	-0.3	-0.1	0.03
		EM	8.0	3.2	-0.8
	MÊS	COE	0.37	0.69	0.77
		Dv	-33.3	-9.29	6.67
		CMR	-0.3	-0.1	0.1
		EM	8.0	2.2	-1.6

No geral, pode-se destacar na Tabela 14, que os resultados obtidos pelo modelo superestimaram a vazão em 34% (Exp.1) e 13% (Exp.2) na escala diária, e 33% (Exp.1) e 9% (Exp.2) na escala mensal, e subestimou a ET em 45% (Exp.1) e 36% (Exp.2) nas escalas diária e mensal, correspondendo em $9.144 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, $312 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ mês e 1730 mm na simulação inicial e calibração manual, respectivamente. Porém, se observa que esta superestimativa na vazão é devido a subestimativa da evapotranspiração, pois há muito volume de água escoando e voltando para o aquífero profundo.

É interessante salientar que, com a assimilação da ET estimada via sensoriamento remoto no experimento III, a vazão observada foi subestimada em 3% na escala diária e em 7% na escala mensal, evidenciando uma melhora significativa em termos de volume de água, principalmente nos valores totais diários.

Tabela 14 – Comparação dos totais observados x simulados (vazão e ET) em percentuais.
(↓) – subestimativa e (↑) – superestimativa.

Comparação Simulado X Observado			Sim. Inicial (Exp.1)	Cal. Manual (Exp.2)	Assiml. ET (SR) (Exp.3)
		ET (%)	45.0↓	36.0 ↓	25.0 ↓
	DIA	Q (%)	34.0 ↑	13.0 ↑	3.0 ↓
	MÊS	ET (%)	45.0 ↓	36.0 ↓	23.0 ↓
		Q (%)	33.0 ↑	9.0 ↑	7.0 ↓

Em síntese, os resultados obtidos comparados com outros descritos na literatura, são coerentes e aceitáveis, sendo que nenhum outro trabalho utilizou dados de ET estimados via sensoriamento remoto como dado de entrada no modelo SWAT. O modelo SWAT2005 já foi aplicado em várias partes do mundo e sua validação ocorreu no noroeste do Arkansas no ano de 2001 e 2002, onde seus resultados mensais mostraram um COE de 0,74 a 0,87 de eficiência para uma bacia experimental (White e Indrajeet, 2005).

Van Liew et al. (2003) aplicaram o modelo SWAT no sudoeste do estado de Oklahoma (USA) em períodos distintos e evidenciaram valores também distintos para cada período, onde para o período seco o COE ficou em 0,65 e no período chuvoso de 0,45.

Para aplicações do modelo SWAT no Brasil, destacam-se quatro trabalhos que mostram a eficiência do modelo em bacias brasileiras. Ressalta-se o trabalho de Machado et al. (2003), onde os autores mostram a aplicação do modelo SWAT na bacia do Ribeirão dos Marins em São Paulo, afluente do Rio Piracicaba, para o biênio de 1999/2000, com resultados de COE de 0,92 de eficiência na escala mensal. Baldissera (2005) aplicou do modelo SWAT na bacia do rio Cuiabá em períodos secos e chuvosos com resultados de COE variando entre 0,54 a 0,74 de eficiência. Paiva e Paiva (2007) aplicaram o modelo SWAT2000 na bacia Menino Deus I no Rio Grande do Sul, representativa de mata atlântica, onde obtiveram bons resultados na previsão de vazões em nível mensal com COE de 0,88 de eficiência. E mais recentemente Lubitz (2009), aplicou o modelo SWAT na bacia do Ribeirão Concórdia em Lontas – SC e obteve resultados satisfatórios na escala mensal com COE acima de 0,80, sendo que na escala diária este resultado não foi tão expressivo.

Andersen et al. (2002) e posteriormente McMichael et al. (2006), já tinham evidenciado o papel importante do controle da vegetação no processo hidrológico, principalmente afetando a interceptação, evapotranspiração e a dinâmica de água no solo, e a partir do uso de sensoriamento remoto aplicado na parte vegetal, esta força foi bem caracterizada evidenciando as características das propriedades vegetais e, por fim, melhorando os resultados numéricos.

Finalmente Zhang et al. (2009) mostraram que os dados de vegetação extraídos de sensoriamento remoto, podem ser utilizados não somente para cálculo da evapotranspiração real como também em outros componentes do balanço de água e balanço de energia.

É interessante comentar que os resultados obtidos estão de acordo com os encontrados pelos autores citados anteriormente (Van Liew et al., 2003; White et al., 2005; Baldissera, 2005 e Lubitz, 2009). Embora as características gerais dos resultados obtidos neste trabalho sejam comuns a outros casos analisados na literatura, existem singularidades inerentes a cada caso.

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Neste trabalho, os fluxos de calor (ET, H, G e Rn) na bacia hidrográfica do rio Lajeado no oeste do estado de Tocantins, são estimados espacialmente pelo modelo SEBAL/METRIC para utilização como dado de entrada na simulação hidrológica. Para tanto foram utilizados os dados coletados na torre micrometeorológica na Ilha do Bananal, dados de vazão do posto do rio Piranhas e dados de precipitação dos postos de Caseara, Marianópolis, Javaés e rio Piranhas. Utilizou-se também o modelo hidrológico SWAT para simular a vazão observada a partir da assimilação de dados extraídos de sensoriamento remoto associados às condições de heterogeneidades da superfície.

A partir da hipótese desta pesquisa, verificou-se que é possível estimar os fluxos de calor, especificamente a ET espacial, com precisão suficiente para a utilização em modelos hidrológicos e assim melhorar a previsão de vazão em bacias não monitoradas.

Os resultados dos fluxos de calor estimados a partir do sensoriamento remoto espacializado na bacia do rio Lajeado têm como características principais:

- ⇒ O clima tem sazonalidade bem definida, com período chuvoso entre outubro e abril, e período seco entre maio e setembro;
- ⇒ As estimativas do SEBAL/METRIC, (ET, H, Rn) variaram em função do uso e mudança do solo, com boas estimativas entre os períodos estudados;
- ⇒ A ET diária estimada pelo modelo SEBAL/METRIC mostrou concordância com os resultados obtidos a partir das medições realizadas na torre micrometeorológica, constatando-se uma pequena subestimativa dos valores modelados de ET em todas as datas;
- ⇒ A análise sazonal e interanual mostraram que a ET (SR) subestima a ET (obs) no período chuvoso e superestima no período seco, no geral o erro fica aproximadamente de 10% em média;
- ⇒ Durante o período chuvoso, observou-se que a ET é o fluxo dominante, devido à grande evaporação da superfície líquida e para o período seco este comportamento se inverte sendo ET menor e H maior;

Os resultados obtidos com o modelo hidrológico SWAT com e sem os dados de evapotranspiração (SR), aplicados à bacia do rio Lajeado no estado do Tocantins são apresentados a seguir:

- ⇒ Os resultados obtidos podem ser julgados satisfatórios, dadas as limitações encontradas;
- ⇒ Na análise das vazões simuladas, os valores do coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe, utilizados como índice de avaliação da eficiência da modelagem, passou de 0,57 para 0,84 na comparação dos dados diários e de 0,69 para 0,77 nos dados mensais, quando foram introduzidos os dados de evapotranspiração, indicando um bom ajuste; tendo uma melhora de 0,27 de COE no dado diário e de 0,08 no mensal;
- ⇒ Em termos percentuais, a modelagem após a assimilação dos dados de evapotranspiração passou a ter um erro menor de 13% (superestimativa) para 3% (subestimativa) na vazão diária e de 9% para 7% na mensal, respectivamente;

O sensoriamento remoto associado a modelos de estimativa de fluxos de calor, como por exemplo, os modelos SEBAL/METRIC possuem um grande potencial para atender as necessidades relativas à quantificação do balanço hídrico em escala regional, ou em bacias hidrográficas. Essa ferramenta é adequada para a coleta de informações espaciais e sua aplicação pode corroborar com uma considerável melhoria na assimilação de modelagem hidrológica, assim como também em modelagem de clima.

Os resultados encontrados nesta pesquisa mostram que o uso de informações espectrais de sensores remotos de moderada resolução espacial pode prover estimativas dos fluxos de calor à superfície e evapotranspiração real diária consistente e condizente com o uso e cobertura do solo para assimilação em modelos hidrológicos.

As principais recomendações são:

- 1 - Particularmente, no caso da bacia do rio Lajeado, recomenda-se o uso de dados de estações que disponham de mais informações meteorológicas e hidrológicas, que sejam utilizados tanto para a implementação, como para validação das estimativas do SEBAL/METRIC e do modelo SWAT;
- 2 – Recomenda-se o uso de imagens com maior resolução espacial para testar o quanto melhora em termos numéricos a modelagem hidrológica;
- 3 – Testar os dados espaciais de precipitação do CMORPH disponibilizados pela NCEP;
- 4 - Na parte de modelagem hidrológica, sugere-se que sejam realizadas simulações com várias representações de cobertura de vegetação de superfície, durante as fases de transição chuvoso - seco, para se verificar os potenciais impactos na vazão;
- 5 – Fazer mais testes experimentais com dados espaciais de vegetação, de calor e de umidade do solo, para quantificar a melhora da estimativa de vazão;
- 6 – Fazer um levantamento detalhado das características físicas dos solos na bacia seria de grande importância para futuros estudos de modelagem nesta área, representando de forma melhor o escoamento e as taxas de infiltração, permitindo assim uma simulação mais confiável de cenários em função de mudanças no uso e ocupação do solo;
- 7 – Gerar cenários com mudança da cobertura vegetal, visando à previsão de cenários futuros para a gestão dos recursos hídricos.
- 8 – Testar na simulação hidrológica maior número de classes de declividade na área da bacia.

Finalmente, espera-se que o presente estudo contribua nos esforços científicos e tecnológicos da modelagem hidrológica de bacias hidrográficas via integração entre modelos hidrológicos, atmosféricos e sensoriamento remoto.

6. REFERÊNCIAS

- ABBASPOUR, K.C, JOHNSON, C.A, VAN GENUCHTEN, M. T. 2004. Estimating Uncertain Flow and Transport Parameters Using a Sequential Uncertainty Fitting Procedure. *Vadose Zone Journal*. 3:1340-1352.
- ABBASPOUR, K.C. YANG, J. MAXIMOV, I. SIBER, R. BOGNER, K. MIELEITNER, J. ZOBRIST, J. SRINIVASAN, R. 2007. Modelling hydrology and water quality in the pre-alpine/alpine thur watershed using SWAT. *Journal of Hydrology*. 333:413-420.
- ALLEN, R. G. PEREIRA, L. S. RAES, D. SMITH, M. 1998. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements – FAO. Irrigation and drainage, paper 56. Rome, Italy, 318p.
- ALLEN, R. G.; ALLEN, 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, 251-268.
- ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; WATERS, R.; BASTIAANSEN, W. 2002. Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) – Advanced training and Users Manual. Idaho, 98p.
- ALLEN, R. G. TASUMI, M. TREZZA, R. 2007a. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, ASCE, 380-394.
- ALLEN, R. G. TASUMI, M. MORSE, A. TREZZA, R. WRIGHT, J. L. BASTIAANSEN, W. G. M. KRAMBER, W. LORITE, I. ROBISON, C. W. 2007b. Satellite- Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Applications. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, ASCE, 395- 406.
- ANDERSEN, J. DYBKJAER, K. H. JENSEN, J. C. REFSGAARD, K. RASMUSSEN. 2002. Use of remotely sensed precipitation and leaf area index in a distributed hydrological model. *Journal of Hydrology*. 264, 34 – 50.
- AQUINO, S. LATRUBESSE, E. M. STEVAUX, J. 2005. Características Hidrológicas e Aspectos morfo-hidráulicos do Rio Araguaia. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, Goiania, v. 7, 99-111.
- ARNOLD, J. G. J. R. WILLIAMS, R. SRINIVASAN, KING. K.W. 1996. *SWAT: Soil and Water Assessment Tool*. Temple, TX: USDA-ARS, Grassland, Soil and Water Research Laboratory.
- ARNOLD, J. G. et al. 2000. Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin. *Journal of Hydrology*, v. 227, 21-40.

ASCE–EWRI. 2005. The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. ASCE–EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Rep., ASCE, Reston, Va.

ATAIDE, K. R. P. 2007. Determinação do saldo de radiação em superfície com produtos do sensor MODIS. XIII Simpósio de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, Brasil, 21-26 abril de 2007, INPE, 5569-5577.

BALDISSERA, G. C. 2005. Aplicabilidade do modelo de simulação hidrológica SWAT (Soil and Water Assessment Tool), para a bacia hidrográfica do rio Cuiabá/MT. Cuiabá, 2005.132 p. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente), Universidade Federal do Mato Grosso, 97p.

BASTIAANSSEN, W. G. M. 1995. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. Tese Ph. D. Wageningen Agricultural University, Holanda, 273p.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. M. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. Journal of Hydrology, v. 212–213, n. 1-4, 198-212.

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

BATHURST, J. C.; WICKS, J. M.; O’CONNEL, P. E. 1995. *The SHE / SHESED* basin scale water flow and sediment transport modelling system. In: Singh, V. P. (editor) Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publications. Highlands Ranch, 1130p.

BENITES, E.T. MOTA, J. L. O; REYNOSO, D. S. F. 2000. Aplicación del modelo SWAT en la cuenca “el tejocote”, Atlacomulco, estado de México. X Congreso Nacional de Irrigación. Simposio 4: Manejo Integral de Cuencas Hidrológicas. Chihuahua, México.

BEZERRA, B. G., SILVA, B. B., FERREIRA, N. J. 2008. Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando imagens digitais TM-Landsat 5. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 23, n. 3, 305-317.

BOEGH, E., SOEGAARD, H., THOMSEN, A. 2002. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance, Remote Sensing of Environment, v. 79, 329 – 343.

BORMA, L. S., ROCHA, H. R., CABRAL, O. M., VON RANDOW, C. COLLICCHIO, E., KURZATKOWSKI, D., BRUGGER, P. J., FREITAS, H., TANNUS, R., OLIVEIRA, L., RENNÓ, C.D., ARTAXO, P. 2009. Atmosphere and hydrological controls of the evapotranspiration over a floodplain forest in the Bananal Island region, Amazonia, J. Geophys. Res., 114, G01003, doi:10.1029/2007JG000641.

BURROUGH, P. 1986. Principles of geographical information systems for land resources assessment. Oxford, Clarendon Press.

CALIJURI, M.L.; MEIRA, A.D.; PRUSK, F.F. Geoprocessamento Aplicado aos Recursos Hídricos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 27, Poços de Caldas, 1998. Cartografia, Sensoriamento e Geoprocessamento. Lavras: UFLA, SBEA, 1998, 200-225.

CÂMARA, G.; SOUZA, R.C.M; FREITAS, U. M.; GARRIDO, J. C. P. 1996. SPRING: Integrating remote sensing and GIS with object-oriented data modelling. J. Computers and Graphics, v. 20, n. 3, 395-403.

CAMARGO, A. P., CAMARGO, M. B. P. 2000. Uma revisão analítica da Evapotranspiração Potencial. Bragantia, Campinas, 59(2), 125-137.

CARROLL, M.L., C.M. DIMICELI, R.A. SOHLBERG, AND J.R.G. 2004. Townshend (2004), 250m MODIS Normalized Difference Vegetation Index, 250ndvi28920033435. Collection 4, University of Maryland, College Park, Maryland, Day 289.

CLIMANÁLISE. Boletim de Monitoramento e Análise Climática. 2004. Cachoeira Paulista – SP, 19, n.04 mar.

CLIMANÁLISE. Boletim de Monitoramento e Análise Climática. 2005. Cachoeira Paulista – SP, 20, n.09 set.

COLLISCHONN, W. 2001. Simulação Hidrológica de Grande Bacias. Tese de Doutorado, UFRGS-IPH, Porto Alegre, RS, Brasil.

CRÓSTA, A. P. 1992. Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto, Campinas, SP : UNICAMP, p. 170.

DIK, G. R., MECIKALSKI, J. R., ANDERSON, M. C. 2004. Estimating land surface energy budgets from space: Review and current efforts at the University of Wisconsin – Madison and USDA – ARS, Bulletin of American Meteorological Society, v. 85, n. 1, 65 – 78.

DIK, G. R., SCHEUER, C. J., WHIPPLE, M. S., *et al.*, 1994, “Remote sensing of land – surface energy balance using data from the High – Resolution Interferometer Sounder (HIS): A simulation study”, Remote Sensing of Environment, v. 48, 106 – 118.

ELTAHIR, E. A. B. 1998. A soil moisture-rainfall feedback mechanism, 1. Theory and observations. Water Resources Research, v. 34, n. 4, 765 – 776.

FARAMARZI, M. ABBASPOUR, K.A. YANG, H. SCHULIN, R. 2009. Modeling blue and green water availability in Iran. Hydrological Processes. 23, 486-501.

FIGUEROA, S. N. R. 1997. Estudos dos Sistemas de Circulação de Verão sobre a América do Sul e suas Simulações com Modelos Numéricos. Tese de Doutorado em Meteorologia, São José dos Campos, INPE, 191p.

FOHRER, K.; ECKHARDT, K.; HAVERKAMP, S.; FREDE, H.G. 1999. Applying the SWAT model as a decision support tool for land use concepts in peripheral regions in Germany. pages 24-29. 10 th International Soil Conservation Organization Meeting. Purdue University and USDA-ARS National soil Erosion Research Laboratory.

FOLHES, M. T. 2007. Modelagem da evapotranspiração para a gestão hídrica de perímetros irrigados com base em sensores remotos. Tese de Doutorado em Sensoriamento Remoto. São José dos Campos, INPE, 186p.

FRENCH, A.N. JACOB, F. ANDERSON, M. C. KUSTAS, W. P. TIMMERMANS, W. GIESKE, A. SU, Z. SU, H. McCABE, M. F. LI, F. PRUEGER, J. BRUNSELL, N. 2005. Surface energy fluxes with the advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflectation Radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA). Remote Sensing of Environment, 99/1-2; 55-65.

GARCIA-QUIJANO, J. F. BARROS, A. P. 2005. Incorporating canopy physiology into a hydrological model: Photosynthesis dynamic respiration, and stomatal sensitivity. Ecol. Modell., 185, 29 – 49.

GASH, J.H.C. NOBRE, C.A. ROBERTS, J.M. VICTORIA, R.L. 1996. An overview of ABRACOS. In: Amazonian Deforestation and Climate. Wiley, Chichester, UK, 611p.

GOMES, H. B. 2009. Balanço de radiação e energia em áreas de cultivo de cana-de-açúcar e cerrado no estado de São Paulo mediante imagens orbitais. Tese de Doutorado em Meteorologia, UFCG, Campina Grande – PB.

GRANGER, R. J. 2000. Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin, Journal of Hydrology, n. 229, 70-76.

GEBREMICHAEL, M. BARROS, A. P. 2006. Evolution of MODIS gross primary productivity (GPP) in tropical monsoon regions. Remote sensed Environm. 100, 150 – 166.

HAFAEEZ M.M., CHEMIN Y., VAN DE GIESEN N., BOUMAN B.A.M. 2002. Field Evapotranspiration Estimation in Central Luzon, Philippines, Using Different Sensors: Landsat 7 ETM+, Terra MODIS e Aster. Symposium on Geospatial Theory, Processing, Ottawa.

HEMAKUMARA, H. M., CHANDRAPALA, L., MOENE, A. F. 2003. Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer. Agricultural Water Management, 58, 109–122.

HORST, T. W. and J. C. WEIL. 1994. How far is far enough? The fetch requirements for micrometeorological measurement of surface fluxes. *J. Atmos. Oceanic Technol*, 11, 1018–1025.

KALNAY, E. e colaboradores. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull.Amer.Meteor.Soc.*, 77, 437-471.

KOUSKY, V.E. 1988. Pentad outgoing long wave radiation climatology for the South American sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 3b, 217-231.

KUSTAS, W. PERRY, E.; DORAISWAMY, P. MORAN, M. S. 1994. Using satellite remote sensing to extrapolate evapotranspiration estimates in time and space over a semiarid rangeland basin. *Remote sensing of Environment*, v. 49, 275-286.

LIEBMANN, B.; SMITH, C. A. 1996. Description of a Complete (interpolated) Outgoing Long wave Radiation Dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 1275-1277.

LIEBMANN, B.; KILADIS, G.N.; MARENGO, J.A.; AMBRIZZI, T. 1999. Sub monthly Convective Variability over South America and South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, 12, 1877- 1891.

LIU, WILLIAM TSE HORNG. 2007. **Aplicações de sensoriamento remoto**. Campo Grande: UNIDERP, 2ª edição.

LEIVAS, J. GUSSO, A. FONTANA, D. C. BERLATO, M. 2007. Estimativa do balanço de radiação na superfície a partir de imagens do satélite ASTER. XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis – SC. Anais.

LUBITZ, E. 2009. Avaliação da aplicação do modelo hidrológico SWAT a bacia do ribeirão concórdia – Iontras, SC. Blumenau. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental), Universidade Regional de Blumenau, 97p.

MA, Y., SU, Z., KOIKE, T. 2003. On measuring and remote sensing surface energy partitioning over the Tibetan Plateau – from GAME/Tibet to CAMP/Tibet, *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 28, 63 – 74.

MACHADO, R. E. 2002. Simulação de escoamento e de produção de sedimentos em uma microbacia hidrográfica utilizando técnicas de modelagem e geoprocessamento. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” – Universidade de São Paulo/SP.

MACHADO, R. E. VETTORAZZI, C. A. CRUCIANI, D. E. 2003. Simulação de escoamento em uma microbacia hidrográfica utilizando técnicas de modelagem e geoprocessamento. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 8, n.1, 147-155.

MAIDMENT, D.R. 1993. GIS and hydrologic modeling. In: Goodchild, M.F.; Parks, B.O.; Steyaert, L.T.; ed. Environmental modeling with GIS. New York, Oxford University Press, Cap. 14, 147-167.

MALHI, Y., PEGORARO, E., NOBRE, A. D., PEREIRA, M. G. P., GRACE, J., CULF, A. D., CLEMENT, R. 2002. The energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. *Journal Geophysics Research*, v. 107, n.0. DOI: 10.1029/2001JD000623.

MC CARTHY, G. T. 1939. The unit hydrograph and flood routing. US Corps Engrs, Providence, Rhode Island, USA.

MCMICHAEL, C. E. HOPE, A. S. LOAICIGA, H. A. 2006. Distributed hydrological modelling in California semi-arid shrublands: MIKE SHE model calibration and uncertainty estimation. *Journal of Hydrology*. 317, 307 – 324.

MEDINA, J. L. CAMACHO, E. RECA, J. 1998. Determination and analysis of regional evapotranspiration in southern Spain band on remote sensing and GIS *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 23, n. 4, 427 – 432.

MENDES, C. A. B. 1996. Integração de Modelos Hidrológicos e Sistemas de Informações Geográficas: Fundamentos. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 1(1): 49-64.

MOHAMED, Y. A. BASTIAANSSEN, W. G. M. SAVENIJE, H. H. G. 2004. Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques. *Journal of Hydrology*. v. 289, 145 - 164.

NASH, J. E. e J. V. SUTCLIFFE. 1970, River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles, *Journal of Hydrology*, 10 (3), 282–290.

NEGRÓN JUÁREZ, R. I., HODNETT, M. G., FU, R., GOULDEN, M. L., VON RANDOW, C. 2007. Control of dry season evapotranspiration over the amazonian forest as inferred from observations at a southern amazon forest site. *Journal fo Climate*, vol. 20, p. 2827 – 2839, 15 june. DOI: 10.1175/JCLI4184.1

NEITSCH, S. L. et al. 2005. Soil and water assessment tool theoretical documentation: Version 2005. Agricultural Research Service / Texas Agricultural Experiment Station, Texas, E.U.A.

NICÁCIO, R. M. 2008. 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 Engenharia Civil COPPE-UFRJ, Rio de Janeiro, 337p.

NICKS, A. D. 1974. Stochastic generation of the occurrence, pattern, and location of maximum amount of daily rainfall. In: PROC. SYMP. Statistical Hydrology, Tucson, AZ. U.S. Dept. Agric. 154-171.

NOBRE, C. 1999. Status of the LBA experiment. *GEWEX NEWS /WCRP*, 9, 3-4.

OLIOSO, A.; CHAUKI, H.; COURAULT, D.; WIGNERON, J. 1999. Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing into SVAT models. *Remote Sensing of Environment*, v. 68, n. 3, 341-356.

OLIVEIRA, A.S.; NOBRE, C.A. 1986. Interactions between Frontal Systems in South America and Tropical Convection over the Amazon. Extended Abstracts, Second Int. Conf. On Southern Hemisphere Meteorology, Wellington, New Zeland. Amer.Meteor.Soc., 56-59.

OLIVEIRA, M. B.; LEITÃO, M. M. V. B.; MANZI, A. O. 2004. Avaliação sazonal dos componentes do balanço de energia no Pantanal. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza-CE. Anais..., SBMET.

OLIVEIRA, L. S., 2006. Fluxos atmosféricos de superfície sobre uma área de ecótono na Ilha do Bananal. Tese de Doutorado em Meteorologia, IAG-USP, 97p.

OLIVEIRA, M. B. L., SANTOS, A. J. B., MANZI, A. O. 2006a. Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de caatinga e atmosfera no Nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, n. 3b, 166 - 174.

PAIVA, C. M. 2005. Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR, Rio de Janeiro, Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, 248p.

PAIVA, R. C. D, PAIVA, E. M. C. D. 2007. Simulação hidrológica com modelo SWAT na Bacia Menino DEUS I, representativa de mata atlântica. Anais...I Simpósio de Recursos Hídricos do Sul e Sudeste.

PATEL, N. R., RAKHESH, D., MOHAMMED, A. J. 2006. Mapping of regional evapotranspiration in wheat using Terra/MODIS satellite data. *Hydrological Sciences Journal des Sciences Hydrologiques*, 51 (2) apr.

ROCHA, H.R. da, FREITAS, H. C.; ROSOLEM, R.; TANNUS, R. N.; JUAREZ, R. I. N.; LIGO, M. V.; CABRAL, O. M. R.; MESQUITA, H.; BITTENCOURT, M. 2005. Ciclo hidrológico e microclima. In *O Cerrado Pé de Gigante – Ecologia e Conservação*, 312 p. Eds. V. R. Pivello e E. M. Varanda, São Paulo, SMA, Imprensa Oficial do Estado de São Paulo, 52-60.

ROCHA, H. R. NOBRE, C. A. BONATTI, J. P. WRIGTH, I. 2004. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonian. *Ecological Applications*. 14 (4) supplement, 22-32.

ROCHA, H. R. 1996. A vegetation-atmosphere interaction study for Amazonian deforestation using field data and single column model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society*. v. 122 (A), nº531, pp. 567-594 (1 p.3/4).

ROERINK, G. J., SU, Z., MENENTI, M. 2000. S-SEBI a simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 25, n. 2, 147 – 157.

RUHOFF, A. L., COLLISCHONN, W. 2008. Sensoriamento remoto aplicado a estimativa de evapotranspiração: Algumas aproximações. *Anais...II Simpósio Sul e Sudeste de Recursos Hídricos*, Rio de Janeiro, (in press, CD).

SCHOTANUS, P. 1983. Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes. *Boundary Layer Meteorology*, 26, 81-93.

SCHUOL, J., ABBASPOUR, K.A., YANG, H., SRINIVASAN, R., ZEHNDER, A.J.B. 2008. Modelling blue and green water availability in Africa. *Water Resources Research*. 44, W07406, doi:10.1029/2007WR006609.

SEGUIN, B.; LAGOUARDE, J. P.; SAVANE, M. 1991. The assessment of regional crop water conditions from meteorological satellite thermal infrared data. *Remote Sensing of Environment*, v. 35, n. 2-3, 141-148.

SELLERS, P.J., SHUTTLEWORTH, W.J., DORMAN, J.L., DALCHER, A., ROBERTS, J.M., 1989. Calibrating the simple biosphere model for Amazonian tropical forest using field and remote sensing data. *Journal Appl. Meteorol.* 28, 727–759.

SEPLAN/DZE. 2009. Secretaria de Planejamento – Diretoria de Zoneamento Ecológico – Econômico do Estado de Tocantins. CD de dados.

SHUTTLEWORTH, W. J. 1988. Evaporation from Amazonian rain forest. *Proc. Roy. Soc. (London) B*. v. 233. 321-346.

SILVA, B. B.; BEZERRA, M. V. C. 2006. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM-Landsat 5. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v. 14, n. 2, 174-186.

SUI, D.; MAGGIO, R. 1999. Integrating gis with hydrological modeling: practices, problems and prospects. *Computers, Environment and Urban Systems*, v.23, 33-51.

TASUMI, M. 2003. Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. PhD dissertation. University of Idaho, Moscow, Idaho, EUA.

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

- TIMMERMANS, W. J., MEIJERINK, A. M. J. 1999. Remotely sensed actual evapotranspiration: implications for groundwater management in Botswana. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v. 1, n. 3/4, 222 – 233.
- TREZZA, R. 2002. Evapotranspiration using a satellite-based Surface energy balance with Standardized ground control. Thesis (Doctor of Philosophy in Biological and Agricultural Engineering). Utah State University. Logan, Utah, 247p.
- TUCCI, C.E.M. 2005. Modelos Hidrológicos. Colaboração da Associação Brasileira de Recursos Hídricos/ABRH. 2ª Ed. Porto Alegre, editora da UFRGS.
- USDA SOIL CONSERVATION SERVICE. 1972. *National Engineering Handbook* Section 4 Hydrology, chapters 4-10.
- VAN LIEW, MICHAEL, W. JURGEN. G. 2003. Hydrologic Simulation of the Little Washita River Experimental Watershed Using SWAT. *J. of the American Water Resources Association* 39(2):413-426.
- VERMOTE, E. F., & VERMEULEN, A. 1999. Atmospheric correction algorithm: Spectral reflectances (MOD09), ATBD version 4.0.
- VON RANDOW, C. 2004. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in southwest Amazonian”. *Theoretical Applied Climatology*. v.78, 1-3, 5-26.
- WAN, Z., LI, Z.L. 1997. A physics-based algorithm for retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MOIS data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. v.35, n.4, 980-996.
- WHITE, K., L. INDRAJEET, C. 2005. Sensitivity Analysis, Calibration, and Validations for a Multisite and Multivariable SWAT Model. *Journal of the American Water Resources Association (JAWRA)* 41(5):1077-1089.
- WILLIAMS, J. R. 1969. Flood routing with variable travel time or variable storage coefficients. *Trans. ASAE* 12, n. 1, 100-103.
- YILDIZ, O. BARROS, A. P. 2007. Elucidating vegetation controls on the hydroclimatology of a mid-latitude basin. *Journal of Hydrology*. 333, 431 – 448.
- ZEILHOFER, P.; 2001. Aplicabilidade de Mapas Topográficos 1:100.000 para a Modelação de Relevo e Obtenção de Parâmetros Fisiográficos na Bacia do Rio Cuiabá. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.6, n.3.
- ZHANG, Y. Q. WEGEHENKEL, M. 2006. Integration of MODIS data into a simple model for the spatial distributed simulation of soil water content and evapotranspiration. *Remote Sens. Environ.* 104, 393 – 408.

ZHANG, Y. Q. CHIEW, F. H. S. ZHANG, L. LEUNING, R. CLEUGH, H. A. 2008. Estimating catchment evaporation and runoff using MODIS leaf area index and the Penman – Monteith equation. *Water Resour. Res.* 44, W10420, DOI: 10.1029/2007WR006563.

ZHANG, Y. Q. CHIEW, F. H. S. ZHANG, L. 2009. Use of remotely sensed actual evapotranspiration to improve rainfall-runoff modeling in southeast Australia. *Journal of Hydrometeorology*. 10 (Special Collection) DOI: 10.1175/2009JHM1061.1.