

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO TECNOLÓGICO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA
AMBIENTAL**

Patrícia Kazue Uda

**AVALIAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL DA BACIA
DO ALTO RIO NEGRO, REGIÃO SUL BRASILEIRA, POR
MEIO DO MODELO SEBAL**

Florianópolis
2012

Patrícia Kazue Uda

**AValiação DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL DA BACIA
DO ALTO RIO NEGRO, REGIÃO SUL BRASILEIRA, POR
MEIO DO MODELO SEBAL**

Dissertação submetida ao Programa de
Pós-graduação em Engenharia
Ambiental da Universidade Federal de
Santa Catarina para a obtenção do
Grau de Mestre em Engenharia Ambiental
Orientadora: Prof. Dra. Cláudia Weber Corseuil
Co-orientador: Prof. Dr. Masato Kobiyama

Florianópolis
2012

Catálogo na fonte pela Biblioteca Universitária
da
Universidade Federal de Santa Catarina

U18a Uda, Patrícia Kazue

Avaliação da evapotranspiração real da bacia do alto Rio Negro, região sul brasileira, por meio do modelo SEBAL [dissertação] / Patrícia Kazue Uda ; orientadora, Cláudia Weber Corseuil. - Florianópolis, SC, 2012.
163 p.: il., grafs.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro Tecnológico. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental.

Inclui referências

1. Engenharia ambiental. 2. Evapotranspiração. 3. Bacias hidrográficas - Brasil, Sul. I. Corseuil, Cláudia Weber. II. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. III. Título.

CDU 628.4

“Avaliação da Evapotranspiração Real da Bacia do Alto Rio Negro, Região Sul Brasileira, por meio do Modelo SEBAL”

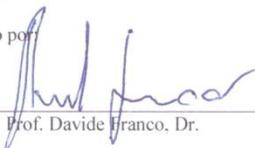
PATRÍCIA KAZUE UDA

Dissertação submetida ao corpo docente do Programa de Pós - Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal de Santa Catarina como parte dos requisitos necessários para obtenção do grau de

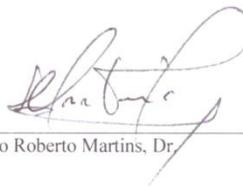
MESTRE EM ENGENHARIA AMBIENTAL

na Área de Engenharia Ambiental.

Aprovado por



Prof. Davide Franco, Dr.



Prof. Sérgio Roberto Martins, Dr.



Prof. Bernardo Barbosa da Silva, Dr.



Prof. Nadia Bernardi Bonumá, Drª.



Profª. Claudia Weber Corseuil, Drª.
(Orientadora)



Prof. Flávio Rubens Lapolli
(Coordenador)

FLORIANÓPOLIS, SC – BRASIL
FEVEREIRO/2012

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, Luiza e Sérgio e aos meus irmãos, Aluísio, Eduardo e Pablo, primeiramente pelo amor, e também pelo apoio, dedicação e suporte que me auxiliaram na concretização de mais uma etapa em minha vida.

À minha orientadora Cláudia Weber Corseuil, pela confiança em meu trabalho, pelo auxílio no desenvolvimento do mesmo e pela amizade.

Ao Professor Masato Kobiyama, pela possibilidade trabalhar em sua equipe no LABHIDRO, pelos ensinamentos e esclarecimentos e, sobretudo, pela confiança demonstrada.

À Nadine Lory Bortolotto, grande amiga que esteve presente em quase todo período de mestrado, pelas palavras de apoio, conforto e incentivo.

À Láis Brandão Feilstrecker e Chélsa Elchhoiz Marchi, pela sincera amizade, momentos de descontração e pela grande ajuda no desenvolvimento deste estudo.

A Filipe Viezzer da Silva, pelo carinho, companheirismo e pelo importante auxílio na resolução das últimas etapas de minha dissertação.

À Carla Canton Sandrin, pela amizade e apoio incondicionais.

Ao Professor Antenor de Oliveira Aguiar Netto, por possibilitar um primeiro contato prático com a metodologia do SEBAL.

Ao Professor Davide Franco, pela disponibilização do espaço físico em que trabalhei durante meses e a todos do Laboratório de Hidráulica Marítima da UFSC, pelo harmonioso ambiente de trabalho.

A Thiago Veloso dos Santos, pelo auxílio nas questões relativas às imagens ASTER.

Ao Professor Bernardo Barbosa da Silva, pelo auxílio e esclarecimentos a respeito do SEBAL.

À Akemi Kan, pelo suporte no desenvolvimento do Balanço Hídrico Sazonal.

À Ângela Grando, por sua voluntária disposição em nos acompanhar nos estudos de campo.

À Chiquita, gata de estimação que aliviou o stress da escrituração com sua constante e solidária presença numa demonstração de companheirismo.

Aos membros da banca, avaliadores deste trabalho, pelas valiosas contribuições a este estudo.

À CAPES, pela bolsa de estudos concedida.

À Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), pela oportunidade e infra-estrutura disponibilizadas.

RESUMO

A evapotranspiração desempenha um importante papel no balanço de água e energia entre a superfície e a atmosfera terrestre. Atualmente, técnicas de sensoriamento associadas a modelos hidrológicos são uma alternativa para a representação da evapotranspiração distribuída, frente às dificuldades de medição apresentadas pelos métodos diretos e de espacialização dos resultados obtidos pelos métodos clássicos indiretos, por representarem valores pontuais de localização específica. Nesse contexto, o objetivo desse estudo foi avaliar a distribuição espaço-temporal da evapotranspiração real na bacia do alto Rio Negro (3454 km²), região Sul brasileira, por meio de imagens ASTER aplicadas ao *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL). O uso de imagens ASTER foi em função de sua resolução espacial refinada, tanto na região do visível (15 m), quanto na do infravermelho (30 e 90 m). Através de um mosaico de imagens datadas de 13 e 22 de abril de 2006 e de dados meteorológicos, o SEBAL calculou o fluxo de calor latente para o momento de aquisição das imagens como um residual do balanço de energia da superfície, possibilitando a posterior estimativa da evapotranspiração real em diferentes escalas temporais e sua análise em função dos diferentes usos e coberturas do solo. Os resultados do SEBAL foram comparados com os métodos do balanço hídrico sazonal e do simplificado, respectivamente em escala mensal e anual para 2006. Em escala diária, o SEBAL estimou satisfatoriamente a evapotranspiração em comparação com outros estudos, observando-se os valores médios, em mm.dia⁻¹, de 1,6 (solo exposto claro), 2,2 (área urbana), 2,7 (pastagem), 2,8 (agricultura), 3,3 (solo exposto escuro), 4,2 (floresta nativa), 4,3 (reflorestamento) e 5,0 (água). Os valores de evapotranspiração real mensal e anual podem ter sido superestimados em decorrência de ter sido utilizada apenas uma imagem de fração evaporativa para extrapolação dos dados. De maneira geral, foram observadas as maiores taxas de evapotranspiração nas áreas de florestas, que cobrem aproximadamente 71% da área da bacia, evidenciando a importância de estudos relacionados à influência da Floresta Ombrófila Mista e de *Pinus* sp. no balanço hídrico da bacia do alto Rio Negro.

Palavras-chave: evapotranspiração real, SEBAL, bacia hidrográfica do alto Rio Negro.

ABSTRACT

Evapotranspiration plays an important role in water and energy balance between the land surface and the atmosphere. Currently, remote sensing techniques associated with hydrological models are an alternative to the distributed representation of evapotranspiration, taking into account measurement difficulties presented by the direct methods and difficulty on the spatialization of the results obtained by classical indirect methods, because they represent specific values for specific location. In these circumstances, the objective of this study was to evaluate the spatial and temporal distribution of actual evapotranspiration in the upper Rio Negro basin (3,454 km²), Southern Brazil, using ASTER images applied to the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL). The ASTER images were used because of their fine spatial resolution both in the visible region (15 m) and in the infrared (30 and 90 m). Through the mosaic of images from April 13th and 22nd, 2006 and the meteorological data, the SEBAL estimated the latent heat flux, for the moment of image acquisition, as a residual of the energy balance of the surface, allowing the subsequent estimation of actual evapotranspiration on different scales and its analysis for different land uses. The results obtained by the SEBAL were compared with the methods of seasonal water balance and simplified water balance, at monthly and annual scale for 2006, respectively. In comparison with other studies, the SEBAL satisfactorily estimated evapotranspiration on a daily basis, showing the average values in mm.day⁻¹, 1.6 (light bare soil), 2.2 (urban area), 2.7 (pasture), 2.8 (agriculture), 3.3 (dark bare soil), 4.2 (native forest), 4.3 (reforestation) and 5.0 (water). Evapotranspiration values were overestimated at monthly and annual scales, probably because only one image of evaporative fraction was used for data extrapolation. In general, forest areas showed the highest rates of evapotranspiration, covering approximately 71% of the basin area. Then, it is indicated the importance of studies related to the influence of Araucaria forest and Pinus sp. on the water balance of the upper Rio Negro basin.

KEY WORDS: actual evapotranspiration, SEBAL, upper Rio Negro basin.

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1: Partição da evapotranspiração em evaporação e transpiração em função do período de crescimento para um campo de cultura anual.	35
Figura 3.2: Características de uma superfície de referência.	39
Figura 3.3: Balanço de energia de superfície.	45
Figura 4.1: Localização da bacia do alto Rio Negro – SC.	58
Figura 4.2. Principais rios da bacia do alto Rio Negro.	60
Figura 4.3. Hipsometria da bacia do alto Rio Negro.	62
Figura 5.1. Localização das estações fluviométrica, meteorológica e pluviométricas utilizadas no estudo.	66
Figura 5.2. Composição 231 das cenas ASTER.	70
Figura 6.1. Fluxograma metodológico.	73
Figura 6.2: Interface do modelo de correção atmosférica FLAASH.	74
Figura 6.3: Fluxograma de obtenção do R_n	80
Figura 6.4. Fluxograma para determinação do calor sensível.	91
Figura 6.5. Fluxograma metodológico do Balanço Hídrico Sazonal.	95
Figura 6.6: Determinação da evapotranspiração média do mês i	98
Figura 7.1: Uso e cobertura do solo da bacia do alto Rio Negro.	101
Figura 7.2: Histograma de frequência do albedo da superfície.	103
Figura 7.3: Albedo da superfície para a bacia do alto Rio Negro.	104
Figura 7.4: NDVI para a bacia do alto Rio Negro.	108
Figura 7.5: Histograma de frequência do saldo de radiação à superfície.	110
Figura 7.6: Saldo de radiação para a bacia do alto Rio Negro.	111
Figura 7.7: Fluxo de calor no solo para a bacia do alto Rio Negro.	115
Figura 7.8: Histograma de frequência do fluxo de calor no solo à superfície.	116
Figura 7.9: Fluxo de calor sensível para a bacia do alto Rio Negro. ...	119
Figura 7.10: Histograma de frequência do fluxo de calor sensível à superfície.	120
Figura 7.11: Fluxo de calor latente para a bacia do alto Rio Negro. ...	123

Figura 7.12: Histograma de frequência do fluxo de calor latente à superfície.	124
Figura 7.13: Evapotranspiração real diária para a bacia do alto Rio Negro.	127
Figura 7.14: Histograma de frequência da evapotranspiração real diária.	128
Figura 7.15: Valores médios mensais de evapotranspiração real, de radiação solar e temperatura do ar para o ano de 2006.	131
Figura 7.18: Evapotranspiração real mensal para os diferentes usos e coberturas do solo.	135
Figura 7.19: Evapotranspiração real anual para a bacia do alto Rio Negro.	137
Figura 7.20: Polígonos de Thiessen para estimativa da chuva média da bacia do alto Rio Negro.	140
Figura 7.21. Balanço hídrico simplificado da bacia do alto Rio Negro para o ano de 2006.	141
Figura 7.22: determinação da envoltória superior para a bacia do alto Rio Negro.	142
Figura 7.23: Evapotranspiração mensal obtida pelo Balanço Hídrico Sazonal e pelo SEBAL.	146

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1. Balanço observado e simulado, em mm, de algumas bacias do estudo.	38
Tabela 3.2. Validação do SEBAL utilizando diferentes técnicas de medida e estimativa de evapotranspiração.	47
Tabela 4.1 Principais características climáticas da zona agroecológica 3B.	61
Tabela 5.1. Características das estações fluviométrica, meteorológica e pluviométricas utilizadas no estudo.	67
Tabela 5.2. Características das imagens ASTER.	68
Tabela 6.1: Modelos atmosféricos em função da latitude local.	76
Tabela 6.2: Informações da estação meteorológica e arquivos de cabeçalho das imagens, utilizadas para processamento do SEBAL.	78
Tabela 6.3. Valor de <i>zom</i> em função dos diferentes usos e coberturas do solo.	86
Tabela 7.1: Uso e cobertura do solo da bacia do alto Rio Negro.	100
Tabela 7.2: Albedo da superfície para os diferentes usos e coberturas do solo.	103
Tabela 7.3: NDVI para os diferentes usos e coberturas do solo.	106
Tabela 7.4: Saldo de radiação para os diferentes usos e coberturas do solo.	110
Tabela 7.5: Fluxo de calor no solo para os diferentes usos e coberturas do solo.	114
Tabela 7.6: Informações dos <i>pixels</i> âncoras escolhidos.	117
Tabela 7.7: Fluxo de calor sensível para os diferentes usos e cobertura do solo.	118
Tabela 7.8: Fluxo de calor latente para os diferentes usos e coberturas do solo.	122
Tabela 7.9: Evapotranspiração real diária para os diferentes usos e coberturas do solo.	126
Tabela 7.10: Evapotranspiração média mensal da bacia do alto Rio Negro, obtida pelo SEBAL, para ano de 2006.	130

Tabela 7.11: Evapotranspiração real anual para os diferentes usos e coberturas do solo.....	136
Tabela 7.12: Evapotranspiração real anual para toda a bacia do alto Rio Negro.....	138
Tabela 7.13. Balanço hídrico simplificado da bacia do alto Rio Negro para o ano de 2006.	141
Tabela 7.14. Balanço Hídrico Sazonal para a bacia do alto Rio Negro.	143
Tabela 7.15: Evapotranspiração real mensal obtida pelo método do Balanço Hídrico Sazonal, para o ano de 2006.....	144
Tabela 7.16: Comparação entre os resultados de evapotranspiração mensal obtidos pelo Balanço Hídrico Sazonal e pelo SEBAL para 2006.	145
Tabela 7.17: Comparação entre os resultados de evapotranspiração anual obtidos pelo Balanço Hídrico Simplificado e pelo SEBAL.	146

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição	Unidade
a	Coefficiente linear da equação da diferença de temperatura próxima à superfície	
a_i	Peso da i -ésima estação	
b	Coefficiente angular da equação da diferença de temperatura próxima à superfície	
c	Constante determinada a partir da análise de recessão	
c_p	Calor específico do ar à pressão constante	$1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$
d	Constante determinada a partir da análise de recessão	
D_i	Distância da i -ésima estação até a estação com falha	km
DJ	Dia sequencial do ano	
d_r	Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol	
dT	Diferença de temperatura próxima à superfície	K
dT_F	Diferença de temperatura próxima à superfície do <i>pixel</i> frio	K
dT_Q	Diferença de temperatura próxima à superfície do <i>pixel</i> quente	K
E	Evapotranspiração	
e_a	Pressão parcial de vapor d'água	kPa
e_s	Pressão de saturação de vapor d'água	kPa
ET	Evapotranspiração	mm.mês^{-1} ou mm.ano^{-1}
\overline{E}_{ti}	Evapotranspiração média do mês i	
$ET_{\text{período}}$	Evapotranspiração real do período	mm.mês^{-1} ou mm.ano^{-1}
\overline{E}_{ts}	Evapotranspiração média sazonal	mm.dia^{-1}
\overline{E}_{tsc}	Evapotranspiração sazonal do período situado ao centro do mês i	mm.dia^{-1}
\overline{E}_{tsd}	Evapotranspiração sazonal do período situado à direita do mês i	mm.dia^{-1}
\overline{E}_{tse}	Evapotranspiração sazonal do período situado	mm.dia^{-1}

	à esquerda do mês i	
ET_o	Evapotranspiração de referência	mm.dia ⁻¹
$ET_{o_{periodo}}$	Evapotranspiração de referência do período	mm.mês ⁻¹ ou mm.ano ⁻¹
ET_{24h}	Evapotranspiração diária	mm.dia ⁻¹
g	Aceleração da gravidade	9,81 m.s ⁻²
G	Fluxo de calor no solo	MJ.m ⁻² .dia ⁻¹ ou W.m ⁻²
h	Altura da vegetação no entorno da estação meteorológica	m
H	Fluxo de calor sensível	W.m ⁻²
k	Constante de Von Karman	
K^\downarrow	Radiação solar incidente	W.m ⁻²
kB^{-1}	Relação entre Z_{0m} e o comprimento da rugosidade da superfície para o transporte de calor	
Kc	Coeficiente de cultura	
L	Comprimento de Monin-Obukov	m
L_a	Radiância originada pelo espalhamento atmosférico	
L_c	Média da reflectância	
L_s	Fator de ajuste do solo	
L_λ	Radiância espectral	
m_c	Comprimento total de \bar{E}_{tsc}	dia
m_d	Comprimento total de \bar{E}_{tsd}	dia
m_e	Comprimento total de \bar{E}_{tse}	dia
n	Termo de discrepância	
n_c	Comprimento dentro do mês de ocorrência i de \bar{E}_{tsc}	dia
n_d	Comprimento dentro do mês de ocorrência i de \bar{E}_{tsd}	dia
n_e	Comprimento dentro do mês de ocorrência i de \bar{E}_{tse}	dia
P	Precipitação	
P_i	Precipitação da i -ésima estação	mm.dia ⁻¹
\bar{P}_s	Precipitação média sazonal	mm.dia ⁻¹
P_x	Dado de precipitação faltante da estação com falha	mm.dia ⁻¹
Q	Vazão	

Q_{GI}	Escoamento subterrâneo de entrada	
Q_{GO}	Escoamento subterrâneo de saída	
$\overline{Q_s}$	Vazão média sazonal	mm.dia ⁻¹
Q_{SI}	Escoamento superficial de entrada	
Q_{SO}	Escoamento superficial de saída	
r_{ah}	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor	s.m ⁻¹
$R_{c\downarrow 24h}$	Média de 24 horas da radiação de ondas curtas incidente	W.m ⁻²
$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa incidente	W.m ⁻²
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida	W.m ⁻²
R_n	Saldo de radiação	MJ.m ⁻² .dia ⁻¹ ou W.m ⁻²
R_{n24h}	Saldo de radiação diário	W.m ⁻²
R_{toa}	Radiação solar no topo da atmosfera	W.m ⁻²
r_s	Resistência da superfície	s.m ⁻¹
$R_{S\downarrow}$	Radiação de onda curta incidente	W.m ⁻²
r_0	Reflectância hemisférica da superfície	
S	Armazenamento de água na bacia	
S_i	Armazenamento de água no primeiro dia do período de recessão	mm.dia ⁻¹
S_f	Armazenamento de água no último dia do período de recessão	mm.dia ⁻¹
S_0	Constante solar	1367 W.m ⁻²
t	Tempo	
T	Temperatura do ar medida a dois metros de altura	°C
T_a	Temperatura do ar	K
T_r	Tempo de recessão	dia
T_s	Temperatura da superfície	°C ou K
T_{SF}	Temperatura da superfície do <i>pixel</i> frio	K
T_{SQ}	Temperatura da superfície do <i>pixel</i> quente	K
u_*	Velocidade de fricção	m.s ⁻¹
u_{*em}	Velocidade de fricção para o local da estação meteorológica	m.s ⁻¹
u_x	Velocidade do vento à altura de medição da estação meteorológica	m.s ⁻¹
u_{200}	Velocidade do vento à altura de 200 metros	m.s ⁻¹
U_2	Velocidade do vento medida a dois metros de	m.s ⁻¹

	altura	
ω_s	Ângulo horário do pôr do Sol	rad
z	Modelo digital de elevação	m
z_x	Altura de medição da estação meteorológica	m
Z_{0m}	Comprimento da rugosidade da superfície	m
α	Albedo	
α_s	Albedo da atmosfera	
α_{sup}	Albedo da superfície	
β	Ângulo de elevação do Sol	rad
γ	Constante psicrométrica	kPa. $^{\circ}$ C $^{-1}$
δ	Declinação solar	rad
δT_a	Diferença vertical da temperatura do ar	K
Δ	Inclinação da curva de pressão de vapor de saturação	kPa. $^{\circ}$ C $^{-1}$
Δe	Déficit de saturação de vapor d'água	
Δs	Mudança do volume armazenado dentro da bacia	
Δt	Intervalo de tempo	dia
ϵ_0	Emissividade da superfície	
ϵ'_2	Emissividade aparente da atmosfera	
ζ	Constante determinada a partir da análise de recessão	
θ	Ângulo zenital solar	rad
λ	Calor latente de evaporação da água	J.kg $^{-1}$
λET	Fluxo de calor latente	W.m $^{-2}$
Λ	Fração de evaporação	
ξ	Constante determinada a partir da análise de recessão	
ρ	Reflectância espectral da superfície de um <i>pixel</i>	
ρ_{ar}	Densidade do ar	Kg.m $^{-3}$
ρ_e	Média da reflectância espectral do <i>pixel</i> e da região circunvizinha	
ρ_λ	Reflectância espectral da superfície	
σ	Constante de Stefan-Boltzmann	5,67 x 10 $^{-8}$ W.m $^{-2}$.K $^{-4}$
τ_{sw}	Transmitância atmosférica	
φ	Latitude	rad
ψ	Potencial de água	

ψ_{atm}	Potencial de água da atmosfera
ψ_{folha}	Potencial de água da folha
ψ_h	Correção ao transporte de calor sensível
ψ_m	Correção ao transporte de <i>momentum</i>
ψ_{raiz}	Potencial de água da raiz
ψ_{solo}	Potencial de água do solo

LISTA DE SIGLAS

ANA	Agência Nacional de Águas
ASTER	<i>Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer</i>
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
DHSVM	<i>Distributed Hydrology Soil Vegetation Model</i>
ENVI	<i>Environment for Visualizing Images</i>
EOS	<i>Earth Observing System</i>
EPAGRI	Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina
EROS	<i>Earth Resources Observation and Science</i>
ERSDAC	<i>Earth Remote Sensing Data Analysis Center</i>
FLAASH	<i>Fast Line-of-Sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes</i>
GPS	<i>Global Position System</i>
GUP	Grande Unidade de Paisagem
HYCYMODEL	<i>Hydrological Cycle Model</i>
IAPAR	Instituto de Águas do Paraná
LABHIDRO	Laboratório de Hidrologia
LAI	<i>Leaf Area Index</i>
LP DAAC	<i>Land Processes Distributed Active Archive Center</i>
MDE	Modelo Digital de Elevação
METRIC	<i>Mapping Evapotranspiration at High Resolution and with Internalized Calibration</i>
MODTRAN4	<i>Moderate Spectral Resolution Atmospheric Transmittance Algorithm-4</i>
MLS	<i>Mid Latitude Summer</i>
MLW	<i>Mid-Latitude Winter</i>
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
PNRH	Política Nacional de Recursos Hídricos
SAS	<i>Sub-Arctic Summer</i>
SAVI	<i>Soil Adjusted Vegetation Index</i>
SAW	<i>Sub-Arctic Winter</i>
SEBAL	<i>Surface Energy Balance Algorithm for Land</i>
SPRING	Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas
SVAT	<i>Vegetation-Atmosphere Transfer Model</i>
SWAT	<i>Soil and Water Assessment Tool</i>

T
UFSC

Tropical
Universidade Federal de Santa Catarina

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	27
2. OBJETIVOS	29
2.1 OBJETIVO GERAL.....	29
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	29
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	31
3.1 EVAPOTRANSPIRAÇÃO	31
3.2 EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA (ETo).....	38
3.3 BALANÇO HÍDRICO	40
3.4 SEBAL	43
3.5 INFLUÊNCIA DO USO E COBERTURA DO SOLO NOS COMPONENTES DO BALANÇO HÍDRICO.....	53
4. ÁREA DE ESTUDO	57
4.1 HIDROGRAFIA.....	60
4.2 CLIMA	60
4.3 RELEVO	61
4.4 VEGETAÇÃO.....	63
5. MATERIAIS	65
6. MÉTODOS	73
6.1 FLUXOGRAMA METODOLÓGICO	73
6.2 PRÉ-PROCESSAMENTO DAS IMAGENS ASTER.....	73
6.3 USO E COBERTURA DO SOLO.....	77
6.4 APLICAÇÃO DO MODELO SEBAL	78
6.4.1 Saldo de Radiação (Rn).....	79
6.4.2 Fluxo de Calor no Solo	84
6.4.3 Fluxo de Calor Sensível.....	84
6.4.4 Fluxo de Calor Latente e Evapotranspiração	92

6.5	BALANÇO HÍDRICO SIMPLIFICADO	93
6.6	BALANÇO HÍDRICO SAZONAL.....	94
7.	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	99
7.1	USO E COBERTURA DO SOLO.....	99
7.2	SEBAL	102
7.2.1	Albedo da superfície	102
7.2.2	NDVI.....	105
7.2.3	Saldo de Radiação.....	109
7.2.4	Fluxo de Calor no Solo	112
7.2.5	Fluxo de Calor Sensível.....	116
7.2.6	Fluxo de Calor Latente	121
7.2.7	Evapotranspiração Real Diária.....	124
7.2.8	Evapotranspiração Real Mensal e Anual	129
7.3	BALANÇO HÍDRICO SIMPLIFICADO	138
7.4	BALANÇO HÍDRICO SAZONAL.....	142
7.5	COMPARAÇÃO ENTRE OS RESULTADOS DO MÉTODO SEBAL COM BALANÇO HÍDRICO SIMPLIFICADO E BALANÇO HÍDRICO SAZONAL	144
8.	CONCLUSÕES.....	149
9.	REFERÊNCIAS.....	151

1. INTRODUÇÃO

No âmbito de bacias hidrográficas, informações quantitativas das ofertas e demandas hídricas são indispensáveis para o manejo adequado dos recursos hídricos. Especificamente, a perda de água por evapotranspiração constitui-se de uma importante fase do ciclo hidrológico e sua quantificação pode ser utilizada na resolução de questões que envolvem o manejo de água, como o planejamento de áreas de cultivo irrigado, a determinação de níveis seguros de aquíferos, o planejamento de reservatórios de contenção para o controle de enchentes de áreas urbanas e o projeto e otimização de reservatórios de água para abastecimento público e industrial e geração de energia.

Atualmente, técnicas de sensoriamento remoto possibilitam o fornecimento de dados geográficos relevantes e parâmetros em escala apropriada para uso em modelos hidrológicos distribuídos (STISEN *et al.*, 2008) e podem ser uma alternativa para a representação da evapotranspiração distribuída, frente às dificuldades de medições apresentadas pelos métodos diretos, bem como, a de espacialização dos resultados, obtidos pelos métodos clássicos indiretos, por representarem valores pontuais de localização específica.

Uma das técnicas utilizada para tal finalidade é o *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL), um modelo semi-empírico, desenvolvido por Bastiaanssen (1995), que estima a evapotranspiração real distribuída como um residual do balanço de energia da superfície. Assim, a evapotranspiração para grandes áreas pode ser calculada por imagens (*pixel-a-pixel*), aplicando um conjunto consistente de equações que utilizam dados espectrais de radiância de cada *pixel*.

O SEBAL tem como formulação básica o uso da equação do balanço de energia e a relação entre as radiâncias do espectro do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal, de áreas com contraste hidrológico suficientemente grande, ou seja, superfícies secas e úmidas, e pode ser empregado em sistemas agrícolas ou naturais (bacias hidrográficas) (BASTIAANSEN *et al.*, 1998a; FOLHES, 2007).

Nesse contexto, o presente estudo realizou modelagem hidrológica a partir do SEBAL e de imagens do sensor *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER) para avaliar a evapotranspiração real na bacia do alto Rio Negro (3454 km²), localizada no Planalto Norte Catarinense e no Primeiro Planalto Paranaense.

Considerando que a bacia hidrográfica do Alto do Rio Negro caracteriza-se pelo intenso desenvolvimento de atividades agrícolas e florestais, é de fundamental importância o conhecimento regional da evapotranspiração real, indispensável no planejamento e gerenciamento dos recursos hídricos, uma vez que, juntamente com outros fatores, determina as disponibilidades e os déficits hídricos.

Visto a mudança expressiva do uso e cobertura do solo na bacia nas últimas décadas, existe uma demanda quanto à compreensão do comportamento dos fluxos de massa e energia entre a superfície e a atmosfera, que permitem estudar a influência dessas mudanças no clima da região. Além disso, a quantificação mais precisa das reais taxas de evapotranspiração permite que se tenha um diagnóstico do volume de água em seus cursos naturais e poderá trazer grandes benefícios ao planejamento, ampliação e operação das barragens para abastecimento público e produção de energia elétrica existentes na região.

Por fim, esse estudo também servirá de apoio às atividades de pesquisa em bacias-escolas do Laboratório de Hidrologia (LABHIDRO) da Universidade Federal de Santa Catarina.

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Avaliar a distribuição espaço-temporal da evapotranspiração real na bacia do alto Rio Negro, região Sul brasileira, por meio de imagens ASTER e do modelo SEBAL.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Avaliar a evapotranspiração real com o modelo SEBAL para os diferentes usos e coberturas do solo da bacia do alto Rio Negro.
- Verificar a distribuição temporal da evapotranspiração real na bacia do alto Rio Negro pelo modelo SEBAL.
- Avaliar e comparar a evapotranspiração real obtida pelos métodos do Balanço Hídrico Simplificado, Balanço Hídrico Sazonal e pelo modelo SEBAL.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Em uma bacia hidrográfica vegetada, a separação dos processos de evaporação e transpiração é muito difícil. Neste sentido, evapotranspiração é um termo coletivo usado para descrever a perda total de água para o ar no estado gasoso. Este termo foi utilizado por Thornthwaite, em 1944, para expressar a ocorrência simultânea destes dois processos e constitui-se de um termo negativo do balanço hídrico. A evapotranspiração engloba os fenômenos físicos e fisiológicos que transformam em vapor a água presente em plantas, nas superfícies de solos, lagoas, rios e oceanos, sendo um processo reverso ao da precipitação (THORNTHWAITE, 1948; PEREIRA *et al.*, 1997; CHANG, 2002; WARD & TRIMBLE, 2004; KOBAYAMA, 2009).

A evaporação é um fenômeno estritamente físico, de transformação da água do estado líquido para o gasoso. Esta transição demanda um suprimento de energia externa para posterior transformação em calor latente, ou seja, para fornecer às moléculas de água a energia cinética necessária para escapar da superfície. Além disso, a evaporação necessita de algum mecanismo para remover as moléculas que escapam da superfície, evitando que condensem novamente. As fontes de energia para o processo evaporativo são o calor sensível da atmosfera ou da superfície evaporante e, principalmente, a radiação solar. Neste sentido, o calor latente de vaporização tem grande importância em termos práticos, pois se caracteriza pela quantidade de energia necessária para transformar 1 grama de água do estado líquido para o estado gasoso, a uma temperatura constante T (i.e. para evaporação de 1 grama de água a temperatura de 0°C, são necessários 2497 J.g⁻¹, e, a 20°C, são necessários 2450 J.g⁻¹) (VILLELA & MATTOS, 1975; PEREIRA *et al.*, 1997; BRUTSAERT, 2005). A evaporação ocorre em superfícies de água, como lagos, rios, reservatórios ou a partir de vegetação ou superfície de solo.

A transpiração é um processo fisiológico natural em que a água é extraída do solo pelas raízes e passa através do sistema condutor da planta, sendo evaporada, preferencialmente, por meio dos estômatos ou cutículas nas folhas, podendo também ocorrer nas lenticelas presentes em cascas das árvores lenhosas. Considerando a perda de água por unidade de área do solo, dependendo da localização, a transpiração pode

ser o fator de maior contribuição para a evaporação. Isto significa que, enquanto a taxa de evaporação do solo é reduzida devido à depleção do conteúdo de água próximo à superfície, a transpiração pode continuar ativa, porque a água em profundidades maiores no solo pode ainda estar disponível através do sistema radicular das plantas (CHANG, 2002; PEREIRA *et al.*, 2002; WMO, 2008).

Em se tratando de água, potencial é um termo frequentemente usado em fisiologia das plantas e em física do solo para descrever a condição da água em termos de nível de energia. O potencial é definido como o trabalho requerido para mover uma unidade de massa a partir de uma cota de referência numa superfície de água (onde o potencial $\psi = 0$) para a cota em questão. A transpiração ocorre através do gradiente de potencial da água, desde o solo (ψ_{solo}), que possui maior potencial, passando pelas raízes da planta (ψ_{raiz}), por todo o sistema condutor até as folhas (ψ_{folha}) e, por fim, vaporizando-se para a atmosfera (ψ_{atm}), que apresenta potencial altamente negativo. Basicamente, quando o potencial de água no estômato é maior do que no ar, a água no estômato é vaporizada devido ao gradiente entre pressão de saturação de vapor de água e pressão real de vapor de água no ar. A perda de água para o atmosfera ocasiona uma diminuição do potencial total de água no estômato, tornando-o menor do que nas células adjacentes. Isto causa a movimentação da água das células adjacentes para os estômatos, formando uma força motriz neste ponto, passando por toda a corrente transpiratória, até as pontas das raízes e ao solo circundante (CHANG, 2002; PEREIRA *et al.*, 2002).

Apesar de o processo de evaporação não ser idêntico ao de transpiração, fatores ambientais como, radiação líquida, temperatura, umidade relativa do ar e vento agem, para ambos, como os principais influenciadores e limitadores.

A energia radiante proveniente do Sol em forma de radiação líquida é a principal responsável pela evapotranspiração e é de grande importância na redistribuição de massa e energia (umidade e calor) na baixa troposfera. Caracteriza-se pela quantidade de energia disponível para o processo de evapotranspiração e para o aquecimento do ar e do solo, sendo a diferença entre a radiação incidida, solar e termal, e a radiação refletida ou emitida por uma superfície. (ANDERSON *et al.*, 1976; SILVA *et al.*, 2005; GOMES *et al.*, 2009).

A radiação líquida é dependente do albedo da superfície e da radiação solar incidente. A radiação solar incidente varia com a hora do

dia, com a época do ano, latitude e topografia da região. A época do ano e a latitude da região influenciam na quantidade diária de radiação que pode incidir sobre a superfície e posteriormente ser utilizada no processo evaporativo. A topografia influencia na disponibilidade de energia de uma determinada parte do terreno: em topografias acidentadas, dependendo da época do ano e da hora do dia, o aspecto do terreno recebe radiação de maneira diferente nas faces dos morros (ANDERSON *et al.*, 1976; PEREIRA *et al.*, 1997; PEREIRA *et al.*, 2002). Já o albedo, ou coeficiente de reflexão, controla a disponibilidade de radiação líquida. Este fator representa a porcentagem de energia eletromagnética que é refletida por uma superfície em função de toda a energia incidente sobre a mesma (PEREIRA *et al.*, 1997; PONZONI & SHIMABUKURO, 2010).

A temperatura e a umidade do ar condicionam a pressão de vapor do mesmo, agindo, portanto, como fatores ligados ao gradiente de vapor entre a superfície e o ar circunstante.

Conforme a Lei de Dalton das pressões parciais, cada constituinte atmosférico exerce uma pressão sobre a superfície independentemente dos demais. Neste caso, a água presente no ar exerce uma pressão parcial de vapor (e_a). Considerando-se um volume fechado de ar e água a uma determinada temperatura, após algum tempo este volume estará saturado de vapor de água, que exercerá, então, a pressão de saturação (e_s). Em condições naturais, e_a é menor que e_s (em grande parte dos casos), o que causa um déficit de saturação ($\Delta e > 0$, $\Delta e = e_s - e_a$). Sabe-se que a máxima quantidade de vapor de água no ar é diretamente proporcional à sua temperatura. Portanto, ao longo de um dia, a elevação da temperatura do ar provoca aumento no déficit de saturação, tornando maior a demanda evaporativa do ar (VILLELA & MATTOS, 1975; PEREIRA *et al.*, 1997; CHANG, 2002; PEREIRA *et al.*, 2002).

O vento, através do processo da advecção, transporta o calor sensível de uma área mais seca, para uma mais úmida. Neste caso, o ar seco que se desloca sobre a área mais úmida se resfria e umedece, em função da transferência de calor do ar para a superfície, fornecendo energia adicional para o processo de evapotranspiração desta área. Em adição, o vento auxilia na remoção do vapor de água do ar próximo à superfície para outras regiões (PEREIRA *et al.*, 1997; PEREIRA *et al.*, 2002).

O efeito combinado de temperatura, radiação solar, umidade relativa, e velocidade do vento define a demanda atmosférica por vapor de água.

Além dos fatores meteorológicos, fatores relativos à planta e à disponibilidade de água no solo também afetam a evapotranspiração.

A espécie da vegetação está relacionada a fatores que exercem influência direta na evapotranspiração, como a distribuição espacial da folhagem, a resistência interna da planta ao transporte de água, ao albedo da superfície evapotranspirante, etc. A profundidade do sistema radicular indica o potencial de absorção de água pelas raízes. Visto que a água em profundidades maiores pode estar disponível em épocas de estiagem, plantas com sistema radicular superficial estariam suscetíveis por não alcançar este volume líquido. O estágio de desenvolvimento da planta relaciona-se ao índice de área foliar (em inglês, *Leaf Area Index*) LAI), que é a razão entre a área total da superfície transpirante (folhas) por área de solo. A Figura 3.1 exemplifica a partição da evapotranspiração em evaporação do solo e transpiração das folhas em correspondência com o IAF de uma cultura. Na semeadura quase 100% da evapotranspiração vem da evaporação do solo, enquanto que no período de completa cobertura da cultura mais de 90% vem da transpiração (ALLEN *et al.*, 1998; PEREIRA *et al.*, 2002; PONZONI & SHIMABUKURO, 2010).

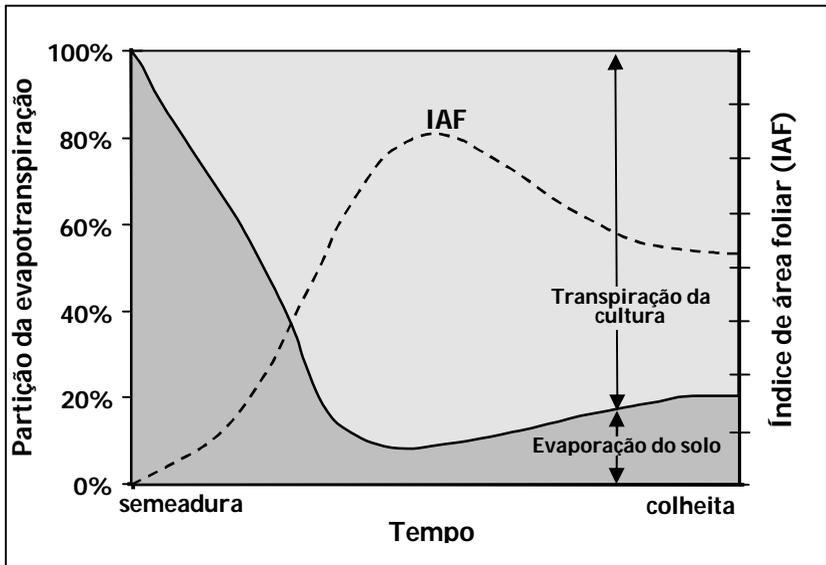


Figura 3.1: Partição da evapotranspiração em evaporação e transpiração em função do período de crescimento para um campo de cultura anual.

Fonte: Allen *et al.* (1998)

A disponibilidade de água no solo é condicionada principalmente pela magnitude do déficit hídrico da planta e pelo tipo de solo. Solos argilosos podem armazenar maior quantidade de água do que os arenosos, mantendo a evapotranspiração por mais tempo. A presença de horizontes de solos rígidos ou impermeáveis podem limitar o desenvolvimento de culturas e reduzir a evapotranspiração. (ANDERSON *et al.*, 1976; ALLEN *et al.*, 1998; PEREIRA *et al.*, 2002)

Segundo Brutsaert (1982), no ciclo hidrológico, a água que entra na fase de evapotranspiração fica indisponível e não pode ser recuperada para posterior utilização.

Em áreas do conhecimento, como a meteorologia e a hidrologia, a quantificação das perdas de água de uma superfície para a atmosfera é de suma importância. Neste contexto, para um manejo adequado dos recursos hídricos, no âmbito de bacias hidrográficas e em regiões onde a disponibilidade hídrica é irregular ao longo do ano, informações quantitativas das ofertas e demandas hídricas (como a evapotranspiração

real) são indispensáveis (VILLELA & MATTOS, 1975; GIACOMONI, 2005; KAN, 2005).

Atualmente, valores de evapotranspiração são utilizados na resolução de diversos problemas que envolvem o manejo de água. Sua estimativa é frequentemente aplicada no planejamento do plantio irrigado e de sequeira, no manejo do uso do solo, na determinação de níveis seguros de aquíferos e para planejar o controle de enchentes de áreas urbanas, no projeto e otimização de reservatórios de água para a geração de energia e abastecimento municipal e industrial e até mesmo para recreação (BRUTASERT, 1982; LI & LYONS, 1999; WARD & TRIMBLE, 2004; KAN, 2005; TUCCI, 2007).

Em termos de quantidade de água transportada em bacias globais, a evapotranspiração é o segundo componente mais importante do ciclo hidrológico, aparecendo depois da precipitação e possui um papel significativo no contexto climático (LI & LYONS, 1999; BRUTSAERT, 2005).

A climatologia geral do ciclo hidrológico indica que sobre a superfície da Terra a quantidade média de evapotranspiração corresponde a, aproximadamente, 60 a 65% da precipitação média (BRUTSAERT, 2005). WMO (2008) relatou que, em grandes áreas de terras em zonas temperadas, cerca de dois terços da precipitação anual são evapotranspiradas e o terço restante escoar até o oceano através de rios e águas subterrâneas.

No Brasil, diversos estudos foram realizados verificando a magnitude da evapotranspiração no ciclo hidrológico de bacias hidrográficas (MELLO *et al.*, 2004; FILL *et al.*, 2005; KOBİYAMA & CHAFFE, 2008; PINEDA, 2008).

Mello *et al.* (2004) verificaram uma porcentagem, em relação ao balanço hídrico anual, de 51,6% de evapotranspiração para uma bacia hidrográfica com grande parte de sua superfície ocupada por braquiária (*Brachiaria decumbens*), com a presença de eucalipto (*Eucalyptus grandis*) e vegetação típica de várzea.

Kobiyama & Chaffe (2008) realizaram um estudo para avaliar o balanço hídrico e analisar a evapotranspiração na bacia do rio Cubatão-Sul, com área de 404 km², no estado de Santa Catarina. Esta bacia é de suma importância para a irrigação e suprimento de água potável para a região da Grande Florianópolis. As análises foram realizadas com dados de uma estação hidrometeorológica referentes ao período de 1977 a 1994 e a evapotranspiração foi estimada pelo modelo hidrológico

concentrado *Hydrological Cycle Model* (HYCYMODEL) e dos métodos do balanço hídrico simplificado, de Hamon, de Penman modificado, de Blaney e Criddle e de Thornthwaite. Os autores constataram que a evapotranspiração real chega a 44% do balanço hídrico anual da bacia.

Os autores acima citados ainda explicitam que, além de o cultivo extensivo de terra ter aumentado, devido ao crescimento populacional, o ambiente vem sendo degradado devido ao mau planejamento do uso do solo. Por conseguinte, há uma demanda social para as pesquisas de evapotranspiração em nível de bacia hidrográfica para quantificar a água e os impactos nos recursos ambientais. Portanto, esse estudo vem contribuir para o estabelecimento de estratégias de manejo dos recursos hídricos e para orientações relativas ao uso do solo na bacia do rio Cubatão-Sul.

Fill *et al.* (2005) estabeleceram o balanço hídrico mensal e anual da bacia do rio Barigüi para o período de 1985 a 2000. Esta é uma bacia urbana de médio porte (260 km²) situada na região metropolitana de Curitiba – PR e que possui atividades urbanas, rurais e industriais. Para cálculo da evapotranspiração, os autores utilizaram estimativas médias de longo prazo da diferença entre precipitação e deflúvio, que foram ajustadas adotando a proporcionalidade entre armazenamento na bacia e evapotranspiração real. Para 12 dos 16 anos analisados, a evapotranspiração anual encontrada está entre 43 e 65% do balanço hídrico da bacia. Os autores ainda observaram, em uma análise mensal, que a evapotranspiração acompanha um padrão bastante regular, refletindo a sazonalidade anual da radiação solar.

Pineda (2008) realizou um estudo observacional e de modelagem hidrológica na Reserva Biológica do Rio Cuieiras, 60 km a noroeste de Manaus, na micro-bacia do Igarapé Asu. Para a modelagem hidrológica foram utilizados dois modelos, dentre os quais, o *Distributed Hydrology Soil Vegetation Model* (DHSVM), um modelo hidrológico físico-distribuído. A evapotranspiração simulada pelo DHSVM foi bastante similar à série de evapotranspiração medida na região, conforme se observa na Tabela 3.1:

Tabela 3.1. Balanço observado e simulado, em mm, de algumas bacias do estudo.

Bacia	3ª Ordem		1ª Ordem	
	Dez/2004 – Out/2006		Mai/2005 – Out/2006	
Período	Observado	DHSVM	Observado	DHSVM
Precipitação	3291		2845	
Evapotranspiração	1715	19854	1543	1890
Escoamento	2001	2222	1449	624
Armazenamento	-425	886	-148	331

Fonte: adaptado de Pineda (2008).

Assim, a autora acima citada observou-se que a estimativa da evapotranspiração chegou a um valor de até 66,4% em relação ao total precipitado. Para o estudo foram utilizados modelos distribuídos para obter uma melhor representação dos processos hidrológicos e do cálculo da evapotranspiração em modelos de interação superfície vegetada/atmosfera.

3.2 EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA (ET_o)

A evapotranspiração de referência (ET_o) é a perda de água de uma superfície específica (de referência) e sem restrição hídrica, correspondendo à máxima evapotranspiração possível.

Segundo Smith (1991) e conforme mencionado em Allen *et al.* (1998), a superfície de referência é uma cultura de grama, com uma altura de 0,12 m, uma resistência da superfície (r_s) de 70 s.m^{-1} e albedo (α) de 0,23 (Figura 3.2). A superfície de referência assemelha-se a uma extensa superfície de grama verde, sem restrição hídrica, de altura uniforme, crescendo ativamente e cobrindo completamente o solo.

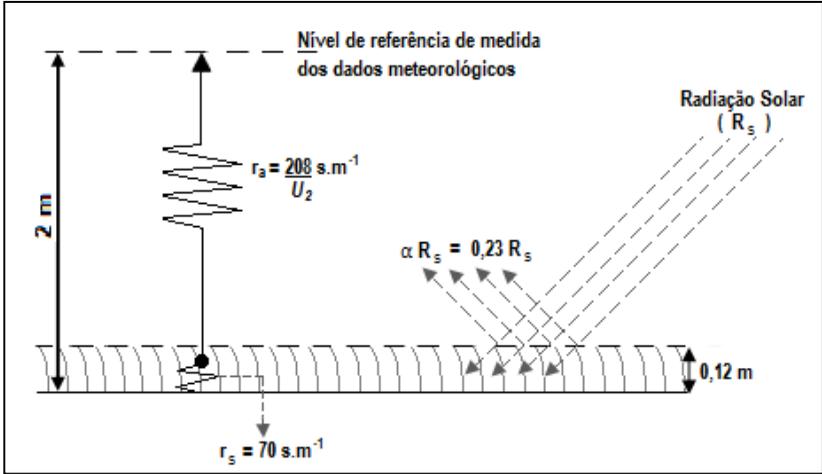


Figura 3.2: Características de uma superfície de referência.

Fonte: Allen *et al.*, (1998).

A ET_o serve como um padrão para que a evapotranspiração em diferentes períodos do ano ou, de outras localidades, sejam comparadas. Além disso, permite que a evapotranspiração de outros tipos de culturas sejam relacionadas. Isso evita a necessidade de se definir um nível separado de evapotranspiração para cada tipo de planta e para cada estágio de crescimento (ALLEN *et al.*, 1998).

Em função de não haver restrição hídrica, fatores relativos à planta e ao solo não afetam a evapotranspiração. Neste caso, considera-se que há somente a interferência de parâmetros meteorológicos e, portanto, a ET_o pode ser estimada a partir dos mesmos. Allen *et al.* (1998) recomendam como padrão o método FAO Penman-Monteith para o cálculo da ET_o .

O método de Penman-Monteith considera o efeito da rugosidade da superfície na transferência de calor e massa, bem como o efeito da resistência ao fluxo de vapor de água entre a superfície evaporante e o ar. Este método pode ser usado em escala horária ou diária (WMO, 2008). A Equação (3.1) apresenta o método FAO Penman-Monteith:

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)} \quad (3.1)$$

em que ET_o é a evapotranspiração de referência (mm.dia^{-1}); Δ é a inclinação da curva de pressão de vapor de saturação ($\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$); R_n é o saldo de radiação na superfície ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$); G é o fluxo de calor no solo ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$); γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$); T é a temperatura do ar medida a dois metros de altura ($^\circ\text{C}$); U_2 é a velocidade do vento medida a dois metros de altura (m.s^{-1}); e_s é a pressão de saturação do vapor d'água (kPa) e e_a é a pressão parcial do vapor d'água (kPa).

3.3 BALANÇO HÍDRICO

Nas aplicações de hidrologia, o balanço hídrico pode ser utilizado em função do objetivo específico do estudo, como por exemplo, i) para um curto intervalo ou longa duração; (ii) para uma bacia de drenagem natural ou para um limite delimitado artificialmente, ou para corpos hídricos como lagos, reservatórios e bacias subterrâneas; e (iii) para a camada acima da superfície do solo, para a camada abaixo da superfície, ou para ambas. Nos diferentes casos, são levados em conta os termos do ciclo hidrológico que são mais relevantes (RIGHETO, 1998; GUPTA, 2001).

Em uma bacia hidrográfica o ciclo hidrológico pode ser quantificado através de equações de balanço hídrico, considerando-a como um sistema fechado, em que as entradas e saídas desse sistema atendam ao princípio de conservação de massa.

Gupta (2001) apresenta a Equação (3.2) como uma forma geral do balanço hídrico:

$$P + Q_{SI} + Q_{GI} - E - Q_{SO} - Q_{GO} - \Delta s - n = 0 \quad (3.2)$$

em que P é a precipitação; Q_{SI} e Q_{GI} são os termos de entrada por escoamento superficial e águas subterrâneas, advindas de bacias subjacentes; E é a evapotranspiração; Q_{SO} e Q_{GO} são os termos de saída de água da bacia por escoamento superficial e águas subterrâneas; Δs é a mudança do volume armazenado dentro da bacia; e n é um termo de discrepância que leva em conta os erros de medição e estimativa dos componentes do balanço.

Para grandes bacias hidrográficas, o estudo do balanço médio é usualmente realizado para um longo período de tempo (como uma

estação ou um ano). Considera-se, que variações positivas e negativas do armazenamento de água tendem a se estabilizar, e a mudança no armazenamento, ΔS , pode ser desconsiderada. Em adição, o fluxo subterrâneo com bacias vizinhas também é ignorado. Assim, determina-se o chamado balanço hídrico simplificado, em que as entradas e saídas do sistema são determinadas pela medição da vazão e da precipitação, e a diferença entre esses componentes ao longo do tempo resulta na estimativa da evapotranspiração:

$$P - Q - E = 0 \quad (3.3)$$

onde Q é a vazão.

Kan (2005) afirma que a aplicação do balanço hídrico simplificado gera médias anuais, não permitindo a avaliação do comportamento sazonal da evapotranspiração ao longo dos meses do ano, além de não considerar a variação do armazenamento. Nesse contexto, a autora desenvolveu o método do balanço hídrico sazonal, para obtenção da evapotranspiração real mensal baseando-se no princípio de conservação de massa, possibilitando também a verificação do comportamento do armazenamento ao longo dos anos.

O método do balanço hídrico sazonal consiste na aplicação do balanço hídrico levando em conta a variação do armazenamento de água na bacia. Ele tem como ponto chave a determinação do armazenamento de água no solo, através da análise de recessão de hidrograma, previamente à estimativa da evapotranspiração (KAN, 2005).

A autora menciona que, para uma longa recessão sem precipitação:

$$\frac{dS}{dt} = -(Q + E) \leq -Q \quad (3.4)$$

em que S é o armazenamento de água na bacia; t é o tempo, Q é a vazão; e E é a evapotranspiração.

Para um período de recessão, quando a vazão da bacia diminui ao longo do tempo e atinge seu menor valor no último dia de recessão, pode-se considerar a evapotranspiração como nula, e a vazão é função do armazenamento, $Q = f(S)$, ou, que o armazenamento é uma função inversa da vazão do último dia de recessão, $S = f^{-1}(Q)$.

O método adota o período de recessão como o número de dias consecutivos sem precipitação, ou com precipitação praticamente nula e a vazão decrescente. Em adição, considera o limite da camada saturada, que armazena a água da bacia, como sendo uma superfície do lençol freático. Em época de estiagem, o decaimento dessa superfície é muito importante para verificar se o comportamento do aquífero é linear ou não.

Para aquíferos não lineares, a vazão pode ser estimada como:

$$Q = cS^d \quad (3.5)$$

onde c e d são constantes determinadas a partir da análise de recessão.

E portanto,

$$S = \left(\frac{1}{c}Q\right)^{1/d} \quad (3.6)$$

Então, substituindo S na Equação 3.4 tem-se a Equação (3.7):

$$-\frac{dQ}{dt} \geq c^{1/d}bQ^{\frac{2d-1}{d}} \quad (3.7)$$

Adotando $\zeta = c^{1/d}$ e $\beta = \frac{2d-1}{d}$, obtém-se:

$$-\frac{dQ}{dt} \geq \zeta Q^\beta \quad (3.8)$$

Para os casos em que o aquífero comporta-se de maneira linear, $d = 1$ e $\zeta = c$.

Determinados os períodos de recessão e o armazenamento do último dia, calcula-se a evapotranspiração real sazonal:

$$\overline{E}_{ts} = \overline{P}_s - \overline{Q}_s - \frac{S_f - S_i}{\Delta t} \quad (3.9)$$

em que \overline{E}_{ts} , \overline{P}_s e \overline{Q}_s , correspondem à média sazonal da evapotranspiração, da precipitação e da vazão (mm.dia^{-1}); e S_i e S_f correspondem ao armazenamento (mm.dia^{-1}) do primeiro e do último dia do período de recessão no intervalo irregular de tempo (Δt).

3.4 SEBAL

Os procedimentos clássicos utilizados para a determinação da evapotranspiração constituem-se dos métodos diretos, como os lisímetros, e os métodos indiretos, que se utilizam de dados medidos em estações meteorológicas aplicados a equações. Experimentalmente, o cálculo da evapotranspiração pode ser feito com bastante precisão através de lisímetros de pesagem, e de métodos como o da correlação turbulenta e o da razão de Bowen (ALLEN *et al.*, 2002; TUCCI, 2007). No entanto, esses métodos estão disponíveis para a escala de campo, sendo representativos exclusivamente para áreas de vegetação com as mesmas condições fenológicas e hídricas, não permitindo a estimativa do fluxo de evapotranspiração sobre grandes áreas geográficas (COURAULT *et al.*, 2005; BEZERRA *et al.*, 2008)

Recentemente, o desenvolvimento de técnicas de sensoriamento orbital possibilitou que vários fenômenos fossem representados de forma espacial e podem ser uma alternativa para a estimativa da evapotranspiração distribuída, frente às dificuldades de medição apresentadas pelos métodos diretos e à dificuldade de espacialização dos resultados obtidos pelos métodos clássicos indiretos, por representarem valores pontuais de localização específica (FOLHES, 2007; BEZERRA *et al.*, 2008; GIACOMONI & MENDES, 2008).

O sensoriamento remoto oferece oportunidades promissoras para o fornecimento de dados geográficos relevantes e parâmetros em escala apropriada para uso em modelos hidrológicos distribuídos (STISEN *et al.*, 2008).

Atualmente, modelos hidrológicos e técnicas de sensoriamento remoto são meios avançados que permitem a determinação e mapeamento espacial e temporal da evapotranspiração de maneira mais acurada, sem a necessidade de se obter muitos dados de entrada em campo. Em adição, eles têm demonstrado uma melhora no entendimento do balanço hídrico em áreas onde os dados monitorados são escassos (BASTIAANSEN, 2000; IMMERZEEL *et al.*, 2008; WU *et al.*, 2010).

A evapotranspiração para grandes áreas pode ser calculada por imagens (*pixel-a-pixel*), aplicando um conjunto consistente de equações que utilizam dados espectrais de radiância de cada *pixel*. Os métodos que estimam a evapotranspiração por imagens de satélite se mostram muito úteis, pois permitem a sua determinação em diferentes escalas espaciais e em áreas com grande heterogeneidade e dimensão

(COURAULT *et al.*, 2005; BEZERRA *et al.*, 2008; TEIXEIRA *et al.*, 2009).

A maior vantagem da aplicação do sensoriamento remoto para o cálculo da evapotranspiração é que a água consumida pelo sistema solo-vegetação-água pode ser derivada diretamente sem a necessidade de quantificação de complexos processos hidrológicos (BASTIAANSEN, 2000; ALLEN *et al.*, 2002). Dentre os métodos de estimativa da evapotranspiração por sensoriamento remoto, os métodos semi-empíricos ganham destaque sobre os determinísticos. Esses possuem base física de transporte de massa e energia e são vinculados a um modelo de interação solo-planta-atmosfera, como por exemplo o *Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Model* (SVAT). E, apesar dos bons resultados em relação à simulação do transporte de massa e energia, apresentam uma elevada quantidade de parâmetros de entrada e complexas interações.

Já os modelos semi-empíricos apresentam uma abordagem menos complexa, necessitam de poucos dados medidos em campo e possibilitam a execução de diversos ensaios em curto espaço de tempo, otimizando a operacionalização de estimativas de evapotranspiração (FOLHES, 2007).

O *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL) é um modelo semi-empírico, desenvolvido por Bastiaanssen em 1995, que vem consolidando sua metodologia em diversos países. O SEBAL requer dados comumente medidos em estações meteorológicas juntamente com imagens de satélite que propiciem informações da radiação eletromagnética na região do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal. Como uma imagem de satélite fornece informações somente para o momento de passagem do satélite, o SEBAL calcula o fluxo de evapotranspiração *pixel a pixel*, para a hora de aquisição da imagem, através do balanço de energia, conforme Figura 3.3 e Equação (4.10) (BASTIAANSEN *et al.*, 1998; ALLEN *et al.*, 2000; ALLEN *et al.*, 2002):

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (3.10)$$

em que, λET é o fluxo de calor latente ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), R_n é o saldo de radiação na superfície ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), G é o fluxo de calor no solo ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) e H é o fluxo de calor sensível no ar ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$).

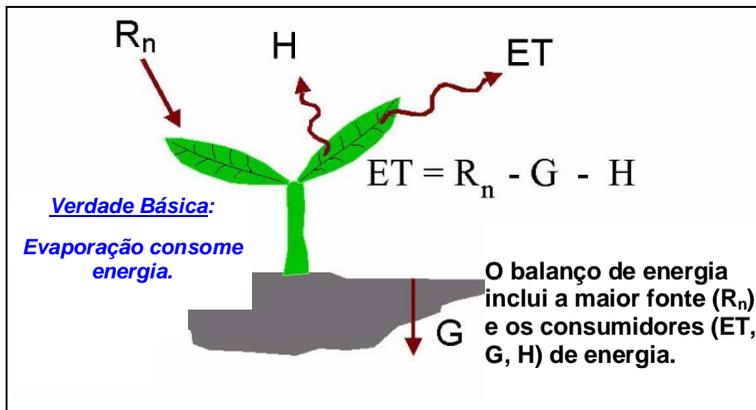


Figura 3.3: Balanço de energia de superfície.

Fonte: Allen *et al.* (2002).

De maneira mais completa, o cálculo do fluxo de calor latente é feito inicialmente pelo cálculo do balanço de radiação da superfície, seguido do balanço de energia de superfície, como função (F_1) de:

$$\lambda E(x, y) = F_1 \{ r_0(x, y), K^\downarrow(x, y), \varepsilon'_2, \varepsilon_0(x, y), T_s(x, y), G(x, y), Z_{0m}(x, y), kB^{-1}, u_*^*(x, y), L(x, y), \delta T_a(x, y) \} \quad (3.11)$$

em que r_0 é a reflectância hemisférica da superfície (adimensional), K^\downarrow é a radiação solar incidente (W.m^{-2}), ε'_2 é a emissividade aparente da atmosfera na região do infravermelho termal (adimensional), ε_0 é a emissividade da superfície na região do infra-vermelho termal (adimensional), T_s é a temperatura da superfície (K), G é o fluxo de calor no solo (W.m^{-2}), Z_{0m} é o comprimento da rugosidade da superfície para o transporte de momentum (m), kB^{-1} é a relação entre Z_{0m} e o comprimento da rugosidade da superfície para o transporte de calor, u_*^* é a velocidade de fricção (m.s^{-1}), L é o comprimento de Monin-Obukov (m), δT_a é a diferença vertical da temperatura do ar (K), e a notação (x, y) indica que o parâmetro é variável no espaço (longitude, latitude) segundo a resolução do *pixel*.

Conforme Bastiaanssen *et al.* (1998a), o SEBAL foi desenvolvido para superar problemas de algoritmos para estimativa de fluxos de superfície, que se utilizam de sensoriamento remoto e que são insatisfatórios para estudos hidrológicos em bacias hidrográficas heterogêneas. Dentre os principais problemas, citam-se:

- a impossibilidade de obtenção de parâmetros hidrometeorológicos, que são espacialmente variáveis, a partir de poucas observações sinópticas.
- a disponibilidade de medidas distribuídas *in-situ* de radiação solar, temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento durante o momento de passagem do satélite é restrita. Alguns algoritmos requerem fluxos da superfície de referência que só são medidos em trabalhosos estudos de campo.
- as observações de sensoriamento remoto fornecem basicamente uma visão instantânea das propriedades radiativas da superfície. As bases para geração dos fluxos de superfície, em escala diária, a partir de observações instantâneas, são geralmente deficientes.
- a acurácia da temperatura aerodinâmica da superfície ($\pm 0,5$ K) para calcular o fluxo de calor sensível, a partir de imagens de temperatura e medidas de temperatura do ar dificilmente é atingida.

Resultados da aplicação do SEBAL foram comparados com seis tipos de medições e métodos de estimativa de evapotranspiração *in situ* (razão de Bowen, lisímetro de drenagem, lisímetro de pesagem, correlação de Eddy, cintillometro), além de balanço hídrico de bacia hidrográfica, em mais de 30 países nos cinco continentes. Esta metodologia foi validada em quatro dos cinco tipos de clima segundo Köppen e nove subtipos. Estudos de validação SEBAL foram conduzidos em diversas paisagens, incluindo mais de 15 tipos de vegetação, como agricultura irrigada, alfafa, pêssegos, tomates, pastagem irrigada, beterraba, mata ciliar, pastagens, oliveiras, arroz, palmeiras, algodão, trigo, girassol, solo exposto, gramíneas e floresta (Tabela 3.2).

Tabela 3.2. Validação do SEBAL utilizando diferentes técnicas de medida e estimativa de evapotranspiração.

Instrumento de campo	País	Localização e Ano	Paisagem	No de Imagens	Fonte	Varição Instant. (%)	Varição 1 a 10 dias (%)
Densímetro de drenagem	EUA	Montpellier, Idaho, 1985	Forageiras nativas Irrigada	4	Morse et al. (2000), Allen et al. (2002)	NA	16
Densímetro de pesagem	EUA	Kimberly, Idaho, 1989	Beterraba Irrigada	12	Trezza (2002); Tasumi (2003); Allen et al. (2002)	NA	20
Razão de Bowen	Egito	Qattara Depression, 1986	Playas e superfícies desérticas	3	Bastiaanssen and Menenti (1990)	NA	2
Razão de Bowen	Espanha	Tomelloso, 1991	Culturas de sequeiro	4	Pelgrum and Bastiaanssen (1996)	17	NA
Razão de Bowen	Quênia	Naivasha, 1998	Savana	10	Farah (2001)	NA	16
Razão de Bowen	França	Alpilles, 1996	Alfafa, Trigo e girassol	55	Jacob et al., (2002)	23	NA
Razão de Bowen	Brasil	Cariri, Ceará, 2005.	Campos irrigados de algodão e mamona.	4	Bezerra <i>et al.</i> (2008)	6,6	NA
Razão de Bowen	Brasil	Bacia Sub Médio São Francisco, 2001 a 2007.	Vinhedo	10	Teixeira <i>et al.</i> , (2009)	NA	1

Correlação de Eddy	Espanha	Tomelloso, 1991	Culturas de sequeiro e irrigada	6	Pelgrum and Bastiaanssen (1996)	33	NA
Correlação de Eddy	China	Zhangye, 1991	Milho irrigado e deserto	2	Wang et al. (1995)	9	NA
Correlação de Eddy	Nigéria	Niamey, 1992	Savana	3	Roerink (1995)	10	NA
Correlação de Eddy	Holanda	Cabauw Garderen, 1995	Floresta, pastagem	11	Bastiaanssen and Roozekrans (2003)	NA	30
Correlação de Eddy	EUA	Middle Rio Grande, New Mexico, 1999	Mata Ciliar	19	Não publicado	NA	5
Correlação de Eddy	EUA	El Reno, Oklahoma, 2001	Pastagem	1	Schmugge et al. (2003)	5	NA
Correlação de Eddy	EUA	Sítio Experimental Iowa, 2002	Cultura de milho e feijão	1	French et al. (2005)	1	NA

Correlação de Eddy	México	Yaqui Valley,	Cultura de trigo	15	Zwart & Bastiaanssen (2007)	NA	13 (NOAA) 8,8 (Landsat)
Correlações Turbulentas	Brasil	Bacia do Sub Médio São Francisco, 2001 a 2007.	Manga, Caatinga.	10	Teixeira <i>et al.</i> (2009)	NA	1
Cintillometro	Turquia	Gediz basin, 1998	Cultura irrigada	4	Kite and Droogers (2000)	NA	16
Cintillometro	Holanda	Cabauw, 2002	Floresta, Pastagem	1	Kohsiek <i>et al.</i> (2002)	2	NA
Cintillometro	Sri Lanka	Horana, 1999	Árvores de palma e arroz	10	Hemakumara <i>et al.</i> (2003)	NA	16
Cintillometro	França	Alpilles, 1997	Girassol, trigo e solo exposto	1	Lagouarde <i>et al.</i> (2002)	1	NA
Cintillometro	Marrocos	Marrakech, 2003	Oliveiras	17	van den Kroonenberg, A.(2003)	16(NOAA) 11(Landsat)	NA
Cintillometro	Botsuana	Maun, 2001	Savana	1	Timmermans <i>et al.</i> (2003)	14	15
Balanço Hídrico	Sri Lanka	bacia do Kirindi Oya, 1995 a 1998	Bacia tropical		Bastiaanssen & Bandara (2001)	NA	4
Balanço Hídrico	Sudão	Bacias do Sudd, Bahr El Ghazal e Sobat, 2000			Bastiaanssen & Savenije (2004)	NA	1,8 a 5,7
Balanço Hídrico	Sri Lanka	Kelani e Gin Ganga	Bacias tropicais		Bastiaanssen & Chandrapala (2003)	NA	1 e 11

Fonte: Adaptado de Bastiaanssen *et al.* (2005).

Nota: NA = não aplicado.

Em escala regional, os resultados do SEBAL têm sido validados por meio de balanço hídrico de bacias hidrográficas. Bastiaanssen & Bandara (2001) estudaram a evapotranspiração real por meio de dados de 1995 a 1998 para a bacia do Kirindi Oya, com área de aproximadamente 260 km², localizada no sul de Sri Lanka. Essa, uma bacia tropical com diferentes coberturas, como água, área urbana, plantação de arroz, florestas em áreas montanhosas e fazendas com plantações de coco, mamão, banana e manga. Os autores encontraram uma variação de 4% da taxa de evapotranspiração, comparando dados obtidos pelo SEBAL (evapotranspiração real média de 1356 mm.ano⁻¹) com dados do balanço hídrico (evapotranspiração real média de 1306 mm.ano⁻¹).

Mohamed *et al.* (2004) compararam resultados obtidos com dados do ano 2000, para as três sub-bacias do alto Nilo, no Sudão: Sudd, Bahr El Ghazal e Sobat. Para as sub-bacias Sudd e Sobat, foram encontradas pequenas diferenças de 1,8 e 5,7% em relação ao balanço hídrico. A sub-bacia de Bahr El Ghazal apresentou uma diferença de 27% entre os dois métodos, atribuída a problemas de medição da vazão.

Bastiaanssen & Chandrapala (2003) aplicaram o SEBAL para 103 bacias em todo território de Sri Lanka. Em uma análise do balanço hídrico das bacias, os autores verificaram que o termo residual não é igual para todas, visto que específicos processos hidrológicos podem ocorrer, fora a distribuição heterogênea da precipitação, como a presença de sistemas de águas subterrâneas, o desvio de água para irrigação, etc. Para duas bacias, Kelani e Gin Ganga, houve medição da vazão e um cálculo independente da evapotranspiração real pôde ser estabelecido como uma mudança de precipitação-vazão-armazenamento para todos os *pixels* que abrangiam as duas bacias. Comparando os resultados obtidos pelo SEBAL e pelo balanço hídrico anual, houve uma diferença de apenas 1% para bacia do Kelani e 11% para bacia de Gin Ganga.

O modelo SEBAL está capacitado a quantificar as perdas reais de água em áreas com alta distribuição temporal e espacial, pode ser empregado em sistemas agrícolas ou naturais (bacias hidrográficas) (SEBAL, 2010; FOLHES, 2007), e vem sendo aplicado em diversas linhas de pesquisa. Esse modelo vem sendo utilizado para estimativa do fluxo evapotranspirativo de cultivos específicos (e.g. BASTIAANSEN, 2000; FERRAZ *et al.*, 2009) e tem sido apontado como uma ferramenta para o monitoramento das necessidades hídricas, para estimativa do

rendimento de culturas e para estudos agrometeorológicos (BEZERRA *et al.*, 2008; SANTOS *et al.*, 2010).

Pesquisadores aplicaram este algoritmo a fim de acessar o comportamento da evapotranspiração nos diferentes usos e coberturas do solo, verificando sua distribuição espacial e a influência de áreas de maior ou menor interferência antrópica (KIMURA *et al.*, 2007; GIACOMONI & MENDES, 2008).

Em outra linha de pesquisa, verificou-se que a depleção líquida em uma bacia hidrográfica pode ser obtida a partir de mapas de evapotranspiração real e pode ser relacionada ao uso e cobertura do solo e uso atual da água para embasar estudos de gestão de direitos de água, planejamento de recursos hídricos e regulação dos recursos hídricos (e.g. ALLEN *et al.*, 2000; ALLEN *et al.*, 2005; BASTIAANSEN *et al.*, 2005).

Mais recentemente, alguns estudos integraram dados do SEBAL a outros modelos hidrológicos. Immerzeel *et al.* (2008) estudaram o uso da água, bem como a produção de água em áreas com culturas como milho, amendoim, sorgo, cana de açúcar e trigo na bacia do alto Bhima, no sudeste da Índia. Para tanto, usaram uma série de oito meses de dados de evapotranspiração real, obtida pelo SEBAL, para calibração do modelo *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT). Sousa (2010) estimou o fluxo de calor latente com o modelo SEBAL e o aplicou no SWAT, para obtenção da vazão da bacia do rio Lajeado, estado do Tocantins. O autor concluiu que os resultados da utilização da evapotranspiração estimada pelo SEBAL no modelo SWAT, foram satisfatórios.

Wu *et al.* (2010), objetivando melhorar estudos tradicionais, incluíram técnicas de sensoriamento remoto para estimar coeficientes de cultura (K_c), bem como integraram os modelos SEBAL, CGCM1 e Markov para prever as mudanças do uso do solo, da evapotranspiração e da vazão em sete bacias hidrográficas localizadas no norte de Taiwan, na China. Os autores concluíram que a vazão simulada com uso de sensoriamento remoto apresentou maior acurácia nas características hidrológicas que a abordagem tradicional e que os modelos são aptos a realizar as previsões citadas. Além disso, acreditam que a integração desses modelos possa melhorar futuros estudos de previsões e em gestão de recursos hídricos e mudanças ambientais globais.

No Brasil, o SEBAL vem sendo amplamente utilizado em estudos de áreas predominantemente irrigadas na região semi árida do Nordeste, e já foi aplicado nos estados de Sergipe (SABINO, 2008), Pernambuco

(SILVA *et al.*, 2005a; TEIXEIRA *et al.*, 2009), Ceará (FOLHES, 2007; MEIRELES, 2007; BEZERRA *et al.*, 2008) e Bahia (BORGES, 2008), em que foi possível verificar a potencialidade de uso do modelo para o cálculo do uso consuntivo da água em agricultura irrigada, bem como para o auxílio no manejo e gerenciamento dos recursos hídricos em perímetros de irrigação.

Dentre estes estudos, Teixeira *et al.* (2009) analisaram o impacto da mudança do uso e cobertura do solo no consumo regional de água, na bacia do Baixo-Médio São Francisco, região do semiárido nordestino. A bacia possui área de 115587 km², em que 932 km² são compostos por agricultura irrigada de frutas como uva e manga. Pela implementação do SEBAL, com 10 imagens de 2001 a 2007 e dados fluviométricos e pluviométricos, os autores constataram que a metodologia é viável para calcular as mudanças nos balanços de energia e água para a situação de substituição da vegetação natural por culturas irrigadas na bacia. Os resultados indicaram uma retirada total de água do rio na bacia do Baixo-Médio São Francisco de 1,25 km³.ano⁻¹, a evapotranspiração total correspondeu a 1,22 km³.ano⁻¹, com um incremento de 0,75 km³.ano⁻¹ e, devido à retirada de água, o fluxo de retorno ao rio correspondeu a 0,40 km³.ano⁻¹ e as infiltrações nos aquíferos profundos, 0,10 km³.ano⁻¹, o que gera uma depleção líquida de 0,85 km³.ano⁻¹. Como planos de transposição de água na região semiárida da bacia estão sob preparação do governo Federal, os dados analisados neste estudo podem ser altamente relevantes nas tomadas de decisão.

Apesar de a teoria do SEBAL ter sido desenvolvida independente do tipo de imagem de satélite utilizada, a bibliografia amplamente difundida de Allen *et al.* (2002) apresenta a base teórica do algoritmo para utilização de imagens do satélite Landsat 5 e 7. A maior parte dos estudos apresentados até o momento aplicou o SEBAL por meio de imagens de média a baixa resolução espacial (predominantemente imagens do satélite Landsat 5, sensor *Thematic Mapper*).

Segundo French *et al.* (2005), o uso de dados do sensor ASTER com resolução espacial entre 15 e 90 metros, em combinação com modelos que simulam transferência de energia, pode estimar detalhadamente os fluxos de energia de grandes áreas. Em adição, os autores afirmam que as imagens ASTER são capazes de detectar e discriminar variações na temperatura da superfície, emissividade, densidade de vegetação e albedo correspondentes a diferentes usos e coberturas do solo, assim como reduz problemas de mistura espectral

dos *pixels*. Santos *et al.* (2010) afirmam que as imagens do sensor ASTER, aplicadas ao SEBAL podem resultar em dados dos componentes relacionados à troca de radiação e energia entre atmosfera e superfície com adequada precisão e representação espacial. Apesar de a maioria dos estudos até o momento ter aplicado o SEBAL com imagens Landsat, alguns autores utilizaram imagens ASTER (e.g. HAFEZZ *et al.*, 2002; FRENCH *et al.*, 2005; WANG *et al.*, 2005; e, no Brasil, SANTOS *et al.*, 2010).

3.5 INFLUÊNCIA DO USO E COBERTURA DO SOLO NOS COMPONENTES DO BALANÇO HÍDRICO

O uso e cobertura do solo em uma bacia hidrográfica influenciam em seu ciclo hidrológico. Portanto, mudanças no uso e cobertura de bacias levam a uma interferência nos componentes do balanço hídrico. Como exemplo, alterações do tipo de vegetação podem afetar a taxa de evapotranspiração, bem como a média anual e a variabilidade anual do escoamento superficial (BOSCH & HEWLLETT, 1982; SAHIN & HALL, 1996; BROWN *et al.*, 2005).

Bosch & Hewllett (1982), após o estudo de 94 bacias hidrográficas, constataram que: (i) 10% de mudança na cobertura de florestas de coníferas ou de eucaliptos acarretam um aumento máximo de 40 mm na produção de água anual; (ii) 10% de mudança na cobertura de floresta de decíduas acarreta um aumento máximo de 25 mm na produção de água anual; (iii) 10% de mudança em capoeira ou grama podem resultar em uma mudança de aproximadamente 10 mm na produção de água anual.

Sahin & Hall (1996), a partir de uma compilação de dados de 145 experimentos em bacias hidrográficas relativos ao desmatamento e ao reflorestamento de diversas espécies de cobertura vegetal, também observaram que alterações nestas, alteravam o comportamento da evapotranspiração e da produção de água. Os autores relatam que, após cinco anos de modificação na cobertura da bacia, considerando uma redução de 10% na cobertura de floresta de coníferas, decíduas, e de eucaliptos ou capoeira, a produção de água aumentou 20 a 25 mm, 17 a 19 mm, 6 mm e 5 mm, respectivamente

Especificamente em relação à evapotranspiração, pode-se dizer que três tipos de superfície são importantes no retorno da precipitação

para a atmosfera. Para extensas áreas de terra, elas são em ordem de importância: vegetação, em que as folhas das plantas agem como a superfície transpirante; solo exposto, em que a água evapora na interface solo-ar, ou logo abaixo dessa; e superfícies de água, em que a evaporação ocorre diretamente (PENMAN, 1948).

As áreas com disponibilidade de água na superfície apresentam uma tendência preferencial do consumo da radiação líquida na forma de calor latente de evaporação. Os locais com maior influência antrópica, como áreas urbanas e de solo exposto, apresentam valores menores de evapotranspiração em relação a áreas preservadas com vegetação (CHANG, 2002; GIACOMONI & MENDES, 2008; SANTOS *et al.*, 2010).

A evaporação de solos ocorre principalmente em sua superfície, sendo que, quando em condição de saturação, a evaporação é similar a de uma superfície de água. Se o solo não está saturado, o processo é mais complexo, pois quando a água da superfície é perdida para o ar, ela deve ser reabastecida para a superfície através de camadas mais profundas.

A taxa de evaporação de solos expostos é tipicamente dividida em dois estágios distintos. Durante o primeiro, a superfície do solo está saturada ou próxima da saturação. Neste caso, a taxa de evaporação é controlada pela entrada de energia e é de aproximadamente 90% da evaporação máxima possível, em função principalmente das condições meteorológicas, mas também da profundidade e propriedades hidráulicas do solo. O segundo estágio inicia quando a superfície do solo começa a secar. Nesse estágio, a evaporação ocorre abaixo da superfície de solo e o vapor de água formado chega à superfície por difusão ou fluxo de massa pela variação da pressão do ar. A taxa de evaporação durante esse estágio não é tão controlada pelas condições climáticas, mas sim pelas condições do solo, como condutividade hidráulica e pelo conteúdo de água no solo (CHANG, 2002; WARD & TRIMBLE, 2004).

As florestas possuem estruturas de dossel, solos orgânicos e sistemas radiculares que formam um complexo ambiente que afeta significativamente a transferência de água e energia entre o solo e a atmosfera. A grande perda de água para a atmosfera em áreas florestadas é atribuída à grande superfície transpirante, à profundidade dos sistemas radiculares, perda da interceptação pelos dosséis, mais disponibilidade

de energia e efeitos do vento (ANDERSON *et al.*, 1976; CHANG, 2002).

Cabe ressaltar que a transpiração não é limitada pela água na camada superficial de solo. Basicamente, o sistema radicular das árvores pode alcançar a água armazenada em profundidades maiores (podendo alcançar mais que 5 metros abaixo da superfície), possibilitando seu transporte às folhas e posterior transpiração por um período de tempo mais longo (CHANG, 2002; PEREIRA *et al.*, 2002).

Nas diversas espécies vegetais, o índice de área foliar é uma importante característica que influencia diretamente a evapotranspiração (MONTEITH, 1964; MURAKAMI *et al.*, 2000; WHITEHEAD & BEADLE, 2004). Em florestas, um considerável volume de água disponível no solo, juntamente com o alto índice de vegetação, faz a taxa de evapotranspiração ser maior e durar mais do que em solos expostos e em vegetações de pequeno porte (CHANG, 2002).

Diversos estudos que utilizaram o modelo SEBAL comprovaram diferentes comportamentos da evapotranspiração em função do uso e cobertura do solo (MENEZES *et al.*, 2007; BEZERRA *et al.*, 2008; GIACOMONI & MENDES, 2008; SANTOS *et al.*, 2010).

Santos *et al.* (2010) estimaram a evapotranspiração para diferentes usos e coberturas do solo no Rio Grande do Sul, encontrando para áreas de lavouras de arroz, entre 5,81 e 7,81 mm.d⁻¹, para regiões de mata nativa houve uma variação de 3,97 e 5,80 mm.d⁻¹, para as massas de água, de 6,41 a 7,81 mm.d⁻¹ e os menores valores para as áreas de solo exposto, com evapotranspiração inferior a 3,96 mm.d⁻¹.

Bezerra *et al.* (2008) encontraram valores de evapotranspiração real inferiores a 1,0 mm.d⁻¹ para solo exposto e vegetação nativa muito rala e sem folhas; valores superiores a 6,0 mm.d⁻¹ predominantemente na Floresta Nacional do Araripe, em corpos d'água e cultivos agrícolas. Em função da heterogeneidade da vegetação que cobre o solo, algumas áreas apresentaram grande variabilidade da evapotranspiração, que variou de 1,0 a 5,0 mm.d⁻¹.

Giacomoni & Mendes (2008) analisaram o comportamento da evapotranspiração para o estado do Rio Grande do Sul e encontraram as maiores taxas de evapotranspiração para as classes com menor influência antrópica (banhado, floresta e lago). Em uma análise diária, o valor da evapotranspiração média foi de 2,27 mm.d⁻¹ para banhado, 2,01 mm.d⁻¹ para lagoa, 1,88 mm.d⁻¹ para floresta, 1,25 mm.d⁻¹ para área cultivada, 1,24 mm.d⁻¹ para campo e 0,76 mm.d⁻¹ para área urbana. Os

máximos valores foram encontrados na classe banhado e lagoa, com 6,73 e 5,32 mm.d⁻¹, respectivamente. Já os menores valores foram correspondentes à área urbana e ao campo (0,14 e 0,12 mm.d⁻¹, respectivamente).

Gomes (2009) estimou a evapotranspiração para a bacia do rio Mogi-Guaçu – SP. O autor encontrou valores inferiores a 1,0 mm.dia⁻¹ em áreas desprovidas de vegetação (solo preparado para plantio) ou com vegetação nativa muito rala e valores superiores a 7,0 mm.dia⁻¹ em áreas predominantemente do bioma cerrado, com vegetação bastante densa e índice de vegetação da diferença normalizada (NDVI, da sigla em inglês *Normalized Difference Vegetation Index*) acima de 0,80. Valores entre 3,0 e 4,0 representam áreas de vegetação nativa com pouca vegetação. E evapotranspiração entre 5,0 mm.dia⁻¹ e 7,0 mm.dia⁻¹ correspondem às áreas de vegetação nativa densa.

MENEZES *et al.* (2007) estimaram a evapotranspiração horária para uma região da cidade de Santa Bárbara, no estado de Minas Gerais e encontraram para lago, vegetação e solo exposto, respectivamente, os valores de 0,40 a 0,53 mm.h⁻¹, 0,53 a 0,99 mm.h⁻¹ e 0 a 0,40 mm.h⁻¹.

4. ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica do alto Rio Negro (área de drenagem de aproximadamente 3454 km²) está localizada no Planalto Norte Catarinense e no Primeiro Planalto Paranaense, entre as longitudes 49°55'27"W e 48°56'07"W e as latitudes 26°41'42"S e 26°55'32"S. Em Santa Catarina, esta bacia abrange os municípios de Mafra, Rio Negrinho, Itaiópolis, São Bento do Sul e Campo Alegre. No estado do Paraná, abrange as cidades de Rio Negro, Tijucas do Sul, Agudos do Sul e Piên (Figura 4.1).

A área de estudo é uma bacia de cabeceira da bacia do rio Iguaçu que é uma das sub-bacias do rio Paraná. A bacia do rio Paraná, com área de 1.510.000 km², possui a maior concentração de usinas hidrelétricas do país e, conseqüentemente, a maior capacidade de geração de energia hidrelétrica e é uma das mais importantes da América do Sul econômica e socialmente. A bacia do Rio Iguaçu, com área de 68.410 km², abrange aproximadamente 8% de sua área e localiza-se na região fronteira entre Santa Catarina e Paraná. Caracteriza-se por ser a sub-bacia que concentra o maior potencial de geração de energia, tendo uma vazão específica média de 21,8 L.s⁻¹.km⁻² enquanto que a vazão específica média do rio Paraná é de 13,9 L.s⁻¹.km⁻² (ANA, 2001).

A bacia do alto Rio Negro não possui nenhuma grande barragem para geração de energia. Atualmente, o município de Mafra/SC possui a Usina do São Lourenço, caracterizada como Central Geradora Hidrelétrica. Já Tijucas do Sul/PR conta com uma barragem de acumulação (reservatório do Vossoroca), pertencente à usina hidrelétrica Chaminé e que também funciona como um dos reservatórios de abastecimento público da região metropolitana de Curitiba/PR. O município de Rio Negrinho/SC possui duas barragens pertencentes a uma indústria de papel e celulose.

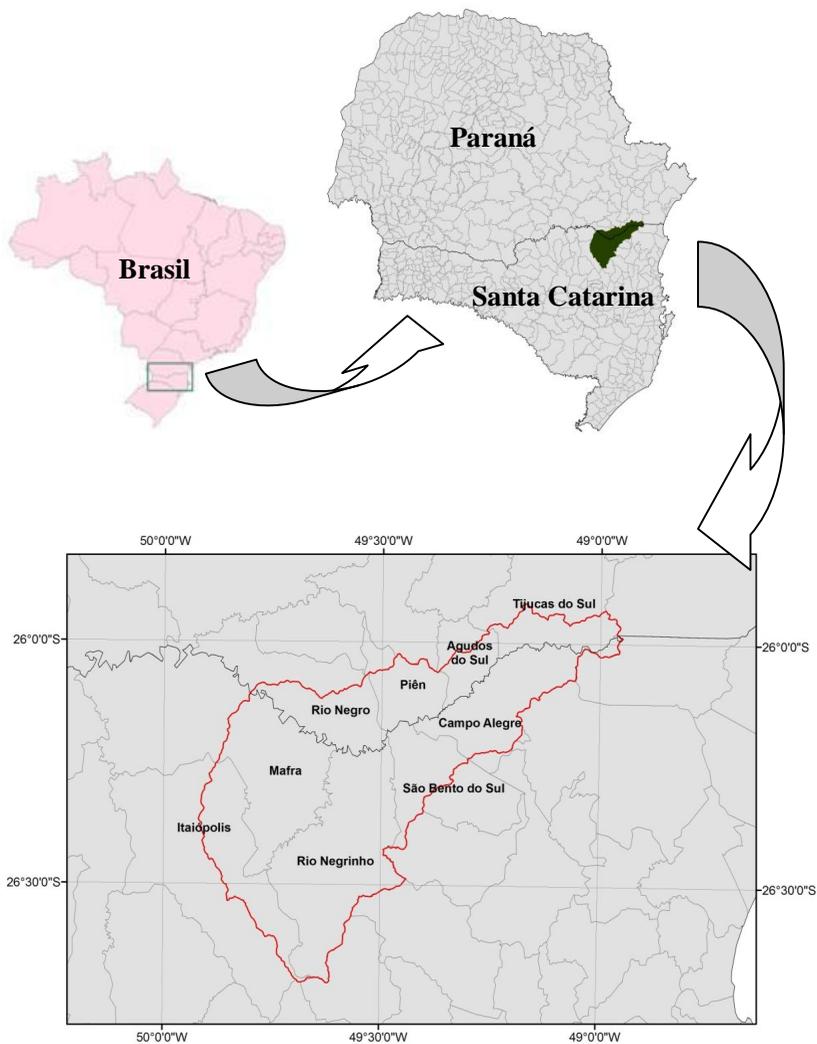


Figura 4.1: Localização da bacia do alto Rio Negro – SC.

Em adição, na bacia do alto Rio Negro estão sendo monitoradas 14 sub-bacias, que fazem parte de uma rede de bacias-escolas, originada a partir do Projeto “Hidrologia Florestal”. O projeto é uma atividade de cooperação entre a Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC) e a companhia Battistella.

A rede é composta por 14 bacias (quatro monitoradas por estações pré-existentes e dez construídas após a criação do projeto) de diferentes escalas (KOBİYAMA & MOTA, 2008), o que permite pesquisas hidrológicas (monitoramento e modelagem computacional) e atividades de extensão (cursos de educação ambiental) (KOBİYAMA *et al.*, 2007).

A ocupação indevida de áreas de risco nas cidades da região vem ocasionando desastres relacionados à água, como enchentes e inundações, o que vem se tornando uma preocupação pelos órgãos governamentais. Em função dessa problemática e da complexidade hidrológica e ecológica da bacia, o objetivo final da rede é auxiliar na prevenção e, conseqüentemente, a redução de desastres relacionados à água, e os objetivos primários são atividades científicas para investigar os efeitos hidrológicos do uso e cobertura do solo, operação de barragens e atividades de educação ambiental para melhorar o conhecimento da comunidade em hidrologia (KOBİYAMA, 2009a).

Diversos estudos foram realizados, no sentido de investigar principalmente os aspectos hidrológicos da bacia do alto Rio Negro e de suas sub-bacias, podendo-se citar Lino *et al.* (2007), Lopes *et al.* (2007), Lino *et al.* (2009), Malutta *et al.* (2009), Souza *et al.* (2009), que estudaram a produção de água e sedimentos de sub-bacias do alto Rio Negro, através do modelo SWAT; Grando *et al.* (2008), Grando *et al.* (2009b) e Maciel *et al.* (2009), que avaliaram a perda de solos em áreas de reflorestamento; Santos *et al.* (2008), que analisaram aspectos geobiohidrológicos em uma microbacia no município de Rio Negrinho; Grando *et al.* (2009a), que analisaram a erodibilidade do solo em uma microbacia experimental; Kobiyama *et al.* (2010), que estudaram a geometria na junção fluvial das bacias do rio Negrinho e rio Cunha; Mota & Kobiyama (2011), que avaliaram a dinâmica da água na zona vadosa em solos de diferentes usos com o modelo Hydrus-1D; Mota *et al.* (2011), que analisaram a relação de propriedades do solo e da topografia com a sinuosidade do Rio dos Bugres por meio de Índice Topográfico; Giglio & Kobiyama (2011a), Malutta & Kobiyama (2011a), Giglio & Kobiyama (2011b), Malutta & Kobiyama (2011b), que estudaram características das inundações no município de Rio Negrinho-SC e Uda *et al.* (2011) que analisaram a evapotranspiração potencial distribuída na bacia do Rio Negrinho.

4.1 HIDROGRAFIA

Com relação à hidrografia, a Figura 4.2 apresenta os principais rios da área de estudo. O rio principal, Rio Negro, tem aproximadamente 219 km de comprimento e se estende por toda a divisa dos estados de Santa Catarina e do Paraná. Dentre seus principais afluentes, estão o Rio Preto, Rio Bituva, Rio São Bento e Rio Negrinho.

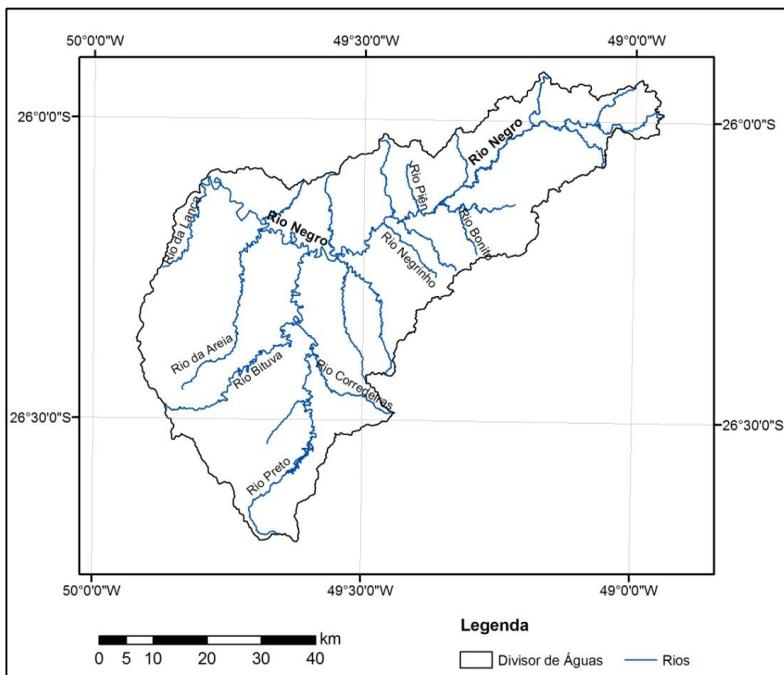


Figura 4.2. Principais rios da bacia do alto Rio Negro.

4.2 CLIMA

Segundo a classificação climática de Köppen, a bacia está totalmente inserida em clima Cfb, ou seja, subtropical, mesotérmico úmido, com temperatura média do mês mais frio inferior a 18°C, com verão fresco, temperatura do mês mais quente inferior a 22°C e sem estação seca definida (EPAGRI/CIRAM, 2009).

No zoneamento agroecológico de Santa Catarina, o estado foi dividido em cinco Grandes Unidades de Paisagem (GUP's), principalmente em função do comportamento da temperatura, e as cidades que abrangem a bacia do alto Rio Negro estão inseridas na GUP3, com clima mesotérmico brando e isoterma do mês mais frio maior que 11,5°C e menor que 13,0°C (EPAGRI/CIRAM, 2009).

As cinco GUP's foram subdivididas em onze zonas agroecológicas, segundo características climáticas enfocadas no regime térmicopluviométrico, características geomorfológicas, geológicas, de vegetação primária predominante, de vegetação atual, de aptidão de uso das terras ao nível de macroclima e características socioeconômicas em consulta municipal. Nesta subdivisão, a bacia em estudo enquadra-se na zona agroecológica 3B – Planalto Norte Catarinense, cujas principais características climáticas da zona 3B estão apresentadas na Tabela 4.1:

Tabela 4.1 Principais características climáticas da zona agroecológica 3B.

Temperatura (°C)			Precipitação (mm.ano ⁻¹)	Dias de chuva (soma)	Umidade relativa (%)	Insolação (horas.ano ⁻¹)
Média	Máxima	Mínima				
15,5 a 17,0	26,6 a 24,0	10,8 a 11,8	1360 a 1670	138 a 164	80,0 a 86,2	1413 a 1613

4.3 RELEVO

O relevo da bacia do alto Rio Negro varia de 780 m, no ponto de exutória, situado entre as cidades de Mafra e Rio Negro, a 1520 m, na região próxima à nascente do rio principal em Tijucas do Sul. Possui altitude média de 886 metros e altitude mediana de aproximadamente 875 metros. Cerca de 95% de sua área está compreendida entre 780 e 970 m, estando a maior parte dentro do Patamar Oriental da bacia do Paraná e parte no Planalto de São Bento do Sul. Uma pequena parte mais acidentada localiza-se no extremo leste da bacia, em área coincidente com a da nascente do Rio Negro, na Serra do Mar (SANTA CATARINA, 2002). A hipsometria da bacia em estudo pode ser visualizada na Figura 4.3:

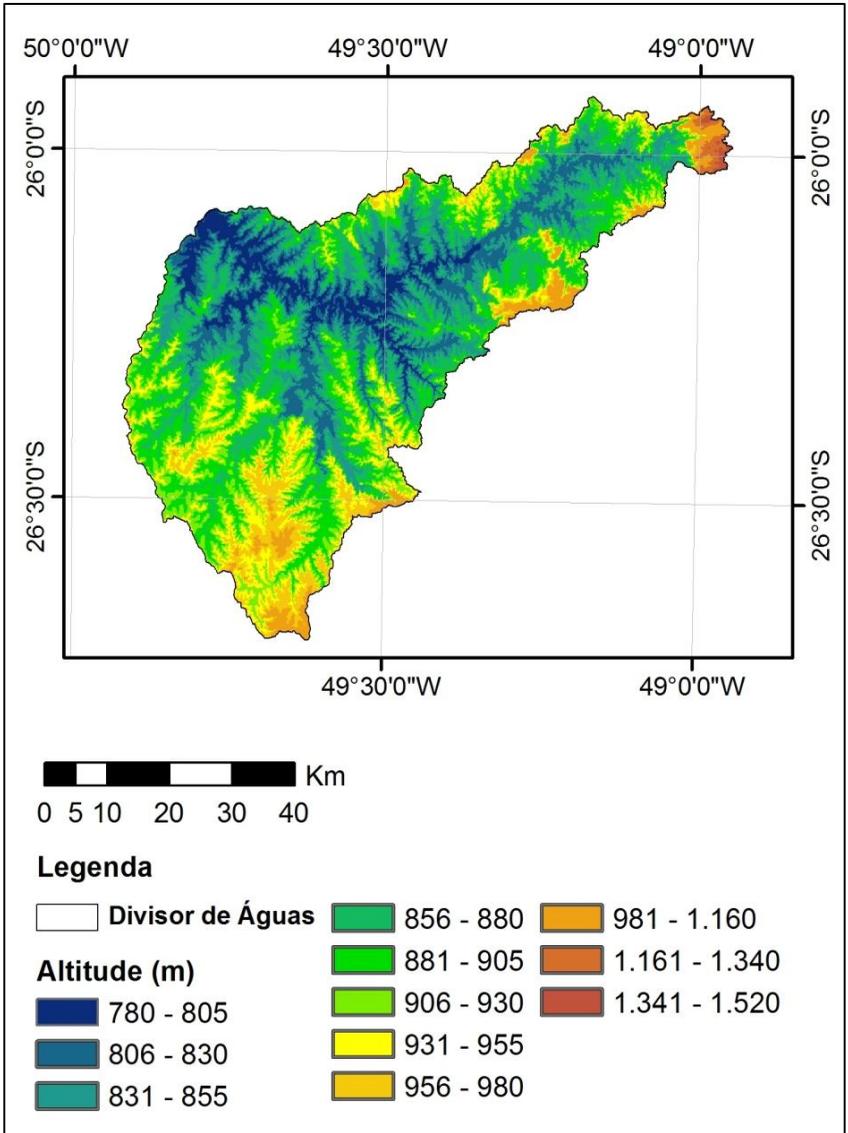


Figura 4.3. Hipsometria da bacia do alto Rio Negro.

4.4 VEGETAÇÃO

A bacia do alto Rio Negro localiza-se em área com vegetação primária predominantemente de Floresta Ombrófila Mista e com algumas áreas de campos de altitude.

Segundo o Zoneamento Agroecológico de Santa Catarina (EPAGRI/CIRAM, 2009), a região em que se enquadra a área de estudo possui vegetação primária dominante composta por Floresta Ombrófila Mista (com sub-matas nas quais há o predomínio de pinheiro (*Araucaria angustifolia*), imbuia (*Ocotea porosa*), sapopema (*Sloanea lasiocoma*), ervamate (*Ilex paraguariensis*) e taquara (*Merostachys multiramea*)), por campos com Capões, Florestas Ciliares e Bosques de Pinheiros (com predominância de ervas (Gramíneas, Ciperáceas, Leguminosas e Compostas)) e por Campos de Inundações dos Rios Negro e Iguazu (com predominância de capins altos (Gramíneas), caraguatás (*Eryngium spp.*) e tiriricas (*Ciperáceas*)).

A Floresta Ombrófila Mista, também conhecida como Floresta de Araucária, originalmente formava a maior cobertura vegetal no estado de Santa Catarina, abrangendo cerca de 42,5% de sua área total (CAMPANILI, 2006). Essa tipologia florestal é encontrada comumente em áreas de altitudes elevadas, superiores a 500 m, com característica climática de boa distribuição de chuvas ao longo do ano, sem períodos de seca e com temperatura média anual amena, com quatro a seis meses de frio (temperatura média de 15°C) e com no máximo seis meses quentes (temperatura média de 20°C) (RODERJAN *et al.*, 2002; SANTA CATARINA, 2002).

A Floresta de Araucária tem composição florística muito influenciada pelas baixas temperaturas e pela ocorrência de geadas no inverno e é composta de três estratos: i) estrato superior: com predominância do pinheiro araucária (*Araucaria angustifolia*), que representava mais de 40%, dos indivíduos da região, e com a presença de imbuia (*Ocotea porosa*), sapopema (*Sloanea lasiocoma*), canela amarela (*ectandra lanceolata*), canela sassafras (*Ocotea odorifera*), cedro (*Cedrella fissilis*) e outras espécies folhosas de grande porte; ii) médio estrato: com a presença de erva-mate (*Ilex paraguariensis*), podocarpus (*Podocarpus latfolius*), bracinga (*Mimosa scabrella*), etc; iii) estrato inferior: composto por gramíneas cespitosas (ex. *Merostachys*), arbustos, samambaias, fetos arborescentes como o xaxim

(*Dicksonia* sp) e taquaras (Klein, 1978; VELOSO *et al.*, 1991; RODERJAN *et al.*, 2002).

Com relação ao aspecto fisionômico, a maior parte da bacia do alto Rio Negro é composta por Floresta Ombrófila Mista Montana, compreendida entre 500 e 1000 metros de altitude e por uma pequena parte de Floresta Ombrófila Mista Alto-Montana, compreendida em altitudes superiores a 1000 metros. Na região Montana, o pinheiro araucária caracteriza-se como espécie exclusiva no estrato superior. Já na região Alto-Montana, que possui áreas descontínuas, a mata de pinheiros pode conter outras associações, como imbuia com sacopema, ou gumirins com casca d'anta, etc. (SANTA CATARINA, 2002).

Entretanto, a paisagem da região está bastante alterada devido a substituição da floresta original por áreas de pastagem, cultivos anuais e plantios de *Pinus sp*. Grande parte das áreas de reflorestamento são de *Pinus elliottii*, que abastecem a indústria de fabricação de papel e celulose e a indústria moveleira, e há algumas áreas de reflorestamento de eucaliptos, utilizados para fins energéticos. As áreas de pastagem abrigam rebanhos bovinos, ovinos e eqüinos. A agricultura engloba os cultivos anuais, como os de batata salsa, soja, milho, fumo, feijão, mandiocinha salsa e tendo como extrativismo a erva-mate, o carvão e o caulim. Atualmente, restam pequenos fragmentos de Floresta Ombrófila Mista, alguns conectados a corredores ciliares remanescentes e outros ocorrendo de forma isolada (SANTA CATARINA, 2002; PREFEITURA MUNICIPAL DE RIO NEGRINHO, 2006; PREFEITURA MUNICIPAL DE AGUDOS DO SUL, 2009; PREFEITURA MUNICIPAL DE CAMPO ALEGRE, 2009; PREFEITURA MUNICIPAL DE ITAIÓPOLIS, 2009; PREFEITURA MUNICIPAL DE PIÊN, 2009).

5. MATERIAIS

Para o pré-processamento das imagens, confecção do mapa de uso e cobertura do solo e implementação do SEBAL, foram utilizados os *softwares Environment for Visualizing Images (ENVI) 4.2, SPRING (Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas), versão 5.0.4 e ERDAS IMAGINE Professional 11.0*, respectivamente. O *software ArcGIS 9.3.1* foi utilizado para extração das informações estatísticas dos resultados do SEBAL e para a confecção dos *layouts* dos mapas apresentados.

Todos os dados meteorológicos e fluviométricos foram obtidos gratuitamente. Os dados meteorológicos de velocidade do vento, radiação solar e pressão de vapor de água e temperatura do ar, referentes à estação Lapa, foram utilizados na implementação do SEBAL e foram adquiridos junto ao Instituto das Águas do Paraná e ao Instituto Tecnológico SIMEPAR. Já os dados fluviométricos, utilizados na aplicação dos métodos do Balanço Hídrico Simplificado e Balanço Hídrico Sazonal, foram obtidos pelo Instituto de Águas do Paraná (IAPAR). Os dados de chuva foram utilizados na aplicação dos balanços hídricos, sendo os da estação Rio Negrinho obtidos através da Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina (EPAGRI), os das estações de Fragosos e Rio Negro, pelo IAPAR e os dados das demais estações pluviométricas, através do site da Agência Nacional de Águas (ANA), <http://hidroweb.ana.gov.br/>. A Figura 5.1 mostra a localização das estações e a Tabela 5.1 apresenta suas descrições.

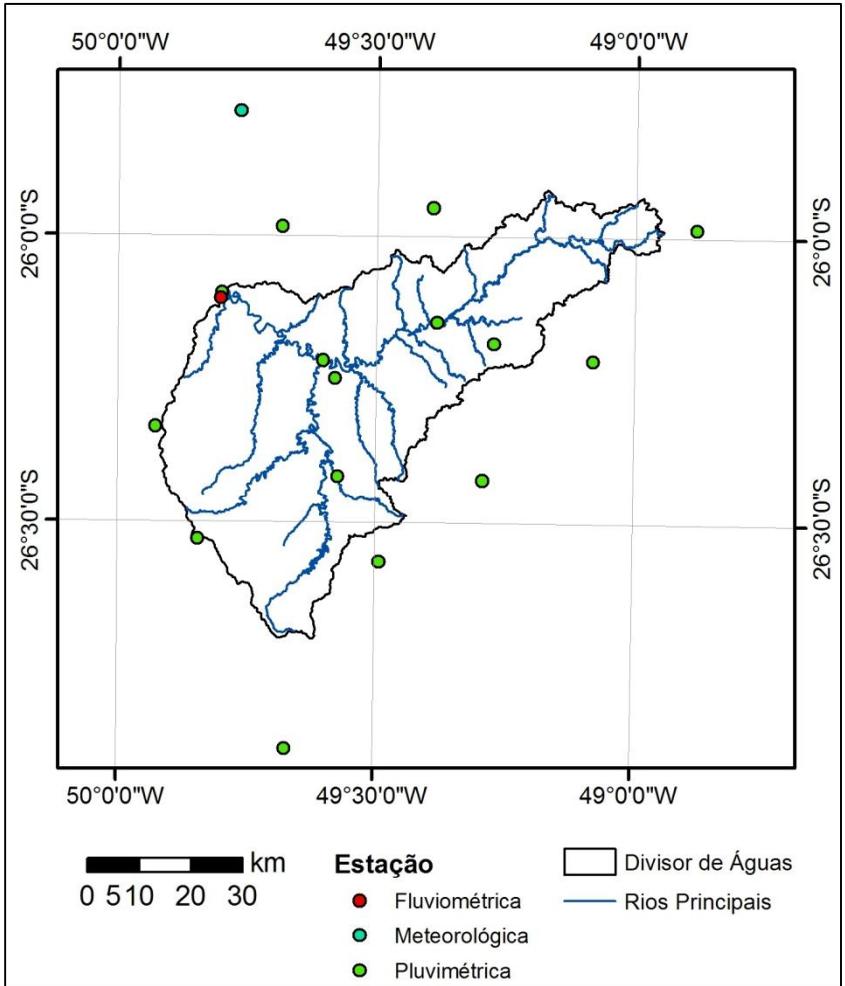


Figura 5.1. Localização das estações fluviométrica, meteorológica e pluviométricas utilizadas no estudo.

Tabela 5.1. Características das estações fluviométrica, meteorológica e pluviométricas utilizadas no estudo.

Código	Nome	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Tipo de dados	Periodicidade dos dados	Responsável
65100000	Rio Negro	26°06'35" S	49°48'04" W	766	F	Diária	COPEL
2549104	Lapa	25°47'00" S	49°46'00" W	910	M	Horária	SIMEPAR
2649065	Barra do Avençal	26°34'08" S	49°29'30" W	650	P	Diária	ANA
2649061	Barragem Norte	26°25'26" S	49°17'33" W	200	P	Diária	ANA
2649057	Campo Alegre	26°11'11" S	49°16'24" W	870	P	Diária	ANA
2549076	Campo do Tenente	25°59'00" S	49°41'00" W	780	P	Diária	ANA
2649055	Corredeira	26°25'10" S	49°34'23" W	750	P	Diária	ANA
2649013	Corupá	26°25'26" S	49°17'33" W	200	P	Diária	ANA
2649018	Fragosos	26°08'59" S	49°22'59" W	790	P	Diária	COPEL
2649056	Itaiópolis	26°19'58" S	49°55'38" W	990	P	Diária	ANA
2649054	Moema	26°31'50" S	49°50'37" W	950	P	Diária	ANA
2548020	Pedra Branca do Araraquara	25°59'00" S	48°53'00" W	150	P	Diária	SUDERHSA
2649060	Primeiro Salto do Cubatão	26°12'57" S	49°04'50" W	790	P	Diária	ANA
2549003	Rio da Várzea dos Lima	25°57'00" S	49°23'35" W	810	P	Diária	ANA
2649015	Rio Negrinho	26°14'52" S	49°34'48" W	869	P	Diária	EPAGRI
2649006	Rio Negro	26°06'00" S	49°47'59" W	766	P	Diária	COPEL
2649016	Rio Preto do Sul	26°12'58" S	49°36'12" W	780	P	Diária	ANA

F = Fluviométrico

M = Meteorológico

P = Pluviométrico

Para o estudo foram utilizadas imagens do sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*). O ASTER é um instrumento a bordo do satélite Terra, lançado em dezembro de 1999 como parte do Sistema de Observação da Terra da NASA (*Earth Observing System - EOS*). Resultou de uma cooperação entre a NASA, o Ministério da Economia, Comércio e Indústria do Japão e o *Japan's Earth Remote Sensing Data Analysis Center (ERSDAC)*.

Este instrumento captura imagens de alta a média resolução espacial em 14 bandas diferentes, cujas características são apresentadas na Tabela 5.2, que abrangem os comprimentos de onda do visível, infravermelho próximo, infravermelho de ondas curtas e infravermelho termal.

Tabela 5.2. Características das imagens ASTER.

Banda Espectral	Resolução Espectral (µm)	Resolução Espacial (m)	Resolução Temporal (dias)	Largura da cena (km)	Resolução Radiométrica (bits)
1	0,520 a 0,600				
2	0,630 a 0,690				
3 (nadir)	0,760 a 0,860	15	16	60	8
3 (off-nadir)	0,760 a 0,860				
4	1,600 a 1,700				
5	2,145 a 2,185				
6	2,185 a 2,225				
7	2,235 a 2,285	30	16	60	8
8	2,295 a 2,365				
9	2,360 a 2,430				
10	8,125 a 8,475				
11	8,475 a 8,825				
12	8,925 a 9,275	90	16	60	12
13	10,250 a 10,950				
14	10,950 a 11,650				

Fonte: Adaptado de <http://www.sat.cnpem.embrapa.br/conteudo/terra.htm#aster>.

Para cobertura de toda área da bacia do alto Rio Negro foram necessárias cinco cenas do ASTER, sendo duas obtidas no dia 22 de abril de 2006 e três no dia 14 de abril de 2006. As datas de obtenção das

imagens foram selecionadas em função de serem as mais recentes, com mínima cobertura de nuvens e que cobrem a área de estudo. Primeiramente, foram compradas cenas em nível de processamento L1B, em que os *pixels* apresentam-se em valores de radiância (Figura 5.2). Imagens de temperatura da superfície foram adquiridas gratuitamente a partir de cadastro de usuário de cunho educacional na plataforma de dados *on line* do NASA *Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC)*, *USGS/Earth Resources Observation and Science (EROS) Center*, *Sioux Falls, South Dakota* (http://lpdaac.usgs.gov/get_data).

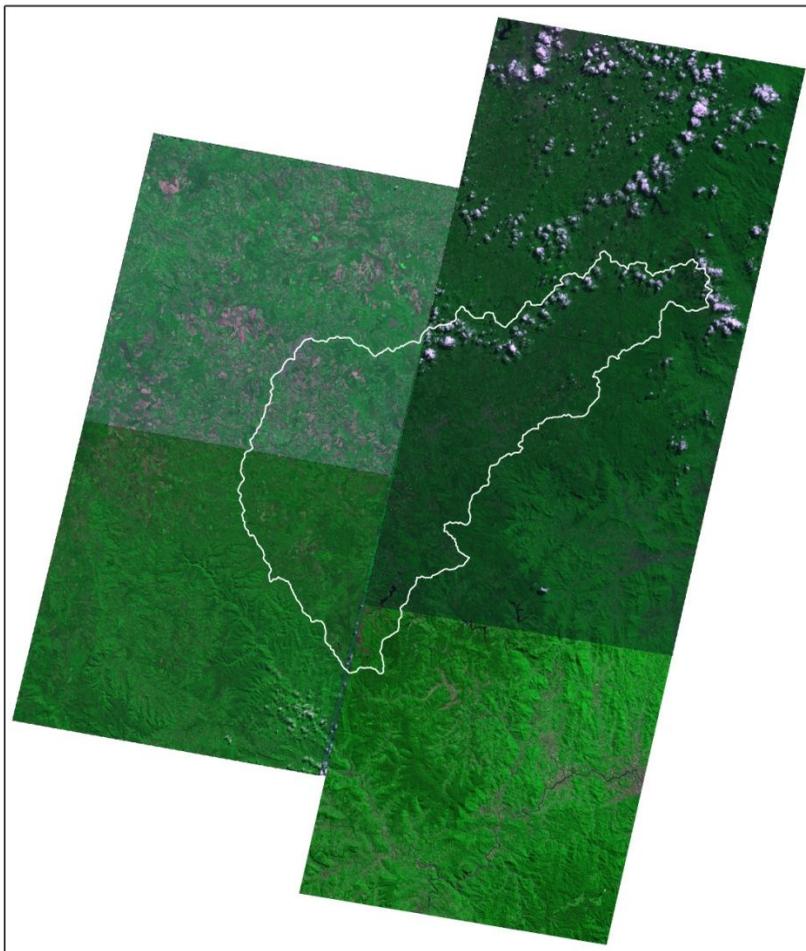


Figura 5.2. Composição 231 das cenas ASTER.

Para o presente estudo também foram adquiridas cartas topográficas digitais, que forneceram dados vetoriais para o georreferenciamento e para elaboração do Modelo Digital de Elevação (MDE). As cartas foram obtidas gratuitamente através do site da EPAGRI (<http://ciram.epagri.sc.gov.br/mapoteca>), e do Instituto de Terras, Cartografia e Geociências da Secretaria de Meio Ambiente e Recursos Hídricos do Estado do Paraná (<http://www.itcg.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=5>

1), projeção Universal Transversa de Mercator, datum SAD-69 e fuso 22S. As utilizadas são: Mafra, Rio Preto do Sul, Campo Alegre, São Miguel, Garuva, Iataiópolis, Rio Negrinho, São Bento do Sul, Rio Itajaí do Norte, Represa alto Rio Preto e Rio dos Cedros, que abrangem a parte da bacia no estado de Santa Catarina e MI 2857-3, que abrange a parte do Paraná.

6. MÉTODOS

6.1 FLUXOGRAMA METODOLÓGICO

A Figura 6.1 apresenta o fluxograma como o resumo das principais etapas utilizadas para o desenvolvimento desta dissertação:

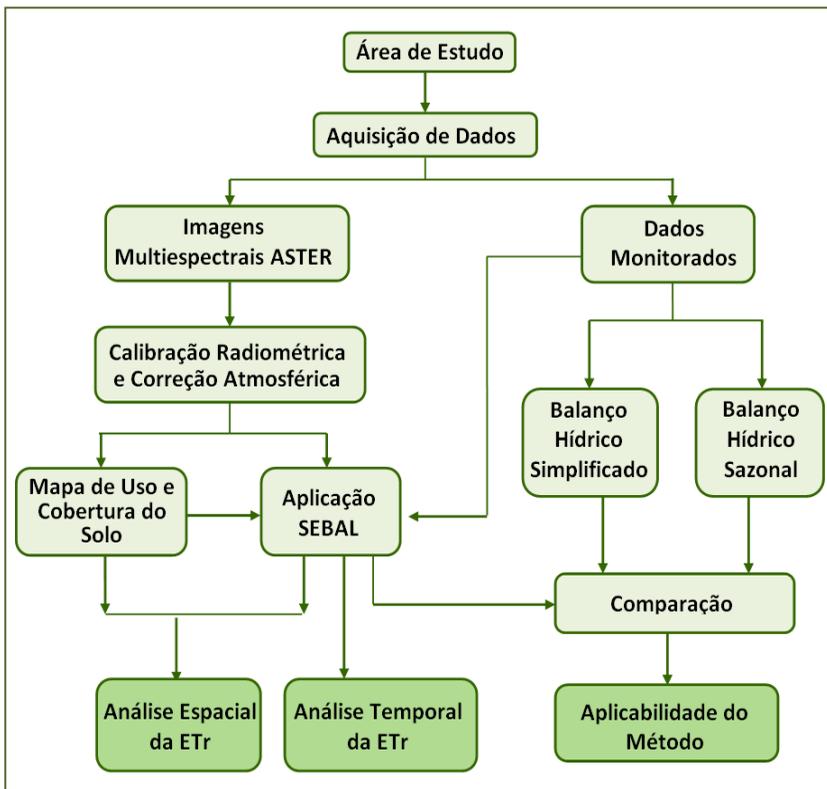


Figura 6.1. Fluxograma metodológico.

6.2 PRÉ-PROCESSAMENTO DAS IMAGENS ASTER

O pré-processamento das imagens, que incluiu as fases de correção geométrica, calibração radiométrica e correção atmosférica foi realizado no software *ENVI 4.2*.

A correção geométrica foi feita com base nos vetores de estradas municipais e intermunicipais, obtidas das cartas topográficas digitais que cobrem toda a bacia do alto Rio Negro. A qualidade resultante do georreferenciamento foi avaliada pelo total da raiz quadrada da média dos erros, e, visualmente, por meio da sobreposição dos vetores de estradas nas cenas georreferenciadas.

A partir das cenas ASTER adquiridas em nível de radiância detectada pelo sensor, procedeu-se a conversão destas para imagens de reflectância da superfície, bem como a correção dos efeitos atmosféricos causados pela absorção e pelo espalhamento molecular e de partículas a partir de medidas de radiância detectadas pelo sensor. Esses procedimentos foram feitos no módulo *Fast Line-of-Sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes* (FLAASH), que incorpora o modelo físico de transferência radiativa *Moderate Spectral Resolution Atmospheric Transmittance Algorithm-4* (MODTRAN4) para caracterizar a atmosfera e eliminar efeitos causados por partículas de vapor d'água, aerossol e gases (ozônio, dióxido de carbono, dentre outros). Alguns dos dados de entrada necessários referem-se a informações do sensor e da aquisição das cenas, como coordenadas geográficas do centro da cena, altitude do sensor, altitude média do terreno e data e horário de aquisição da imagem, conforme Figura 6.2 (RSI, 2010).

Input Radiance Image		
Output Reflectance File		
Output Directory for FLAASH Files		
Rootname for FLAASH Files		
Scene Center Location DD <-> DMS		Sensor Type ASTER
Flight Date		
Lat 0 0 0.00	Sensor Altitude (km) 705.000	Apr 13 2006
Lon 0 0 0.00	Ground Elevation (km) 0.000	Flight Time GMT (HH:MM:SS)
	Pixel Size (m) 15	0 0 0
Atmospheric Model Mid-Latitude Summer	Aerosol Model Rural	
Water Retrieval No	Aerosol Retrieval None	
Water Column Multiplier 1.00	Initial Visibility (km) 40.00	
Apply Cancel Help	Multispectral Settings...	Advanced Settings... Save... Restore...

Figura 6.2: Interface do modelo de correção atmosférica FLAASH.

O FLAASH inicia pela aplicação de uma equação padrão para a radiância espectral (L) em um *pixel* por meio de:

$$L = \left(\frac{A\rho}{1-\rho_e\alpha_s} \right) + \left(\frac{B\rho_e}{1-\rho_e\alpha_s} \right) + L_a \quad (6.1)$$

onde ρ é a reflectância espectral da superfície de um *pixel*; ρ_e é a média da reflectância espectral do *pixel* e da região circunvizinha; α_s é o albedo esférico da atmosfera; L_a é a radiância originada pelo espalhamento atmosférico; e A e B são coeficientes que dependem de condições geométricas e atmosféricas, mas não da superfície.

O primeiro termo na Equação (6.1), $\left(\frac{A\rho}{1-\rho_e\alpha_s} \right)$, corresponde à radiância que é refletida a partir da superfície e atinge diretamente o sensor. O segundo, corresponde à radiância que é dispersa pela atmosfera e atinge o sensor. A distinção entre ρ e ρ_e é quantificada pelo modelo considerando o efeito de adjacência (mistura espacial da radiância entre *pixels* próximos, causada pelo espalhamento atmosférico).

Os valores de A , B e L_a são determinados a partir de cálculos do MODTRAN4, usando o ângulo de visada do sensor, o ângulo solar e a média da elevação da superfície e pela adoção de um modelo atmosférico, de um modelo de tipo de aerossol e um valor de alcance de visibilidade inicial.

A seleção do modelo de aerossol foi feita para cada uma das cinco cenas, considerando as opções descritas abaixo:

- Rural: que apresenta aerossol encontrado em áreas não muito afetadas por áreas urbanas ou fontes industriais. O tamanho das partículas são uma mistura de duas distribuições, uma grande e outra pequena.

- Urbano: é uma mistura de 80% de aerossol rural e 20% de aerossol com aspecto de fuligem, e é apropriado para áreas com alta densidade urbana/industrial.

- Troposférico: aplicado em condições de atmosfera calma e limpa (com visibilidade maior que 40 km) sobre o solo, e consiste de pequenas partículas componentes do modelo rural.

Os valores de A , B , S e L_a são fortemente dependentes da quantificação da coluna de vapor de água, que geralmente não é conhecida e pode variar dentro da cena. Esta quantificação foi determinada pela seleção do modelo atmosférico *Mid Latitude Summer*

(MLS), cujo padrão da coluna de vapor de água é similar ou maior ao esperado para a cena, em função da dependência latitudinal e sazonal da temperatura da superfície (Tabela 6.1).

Tabela 6.1: Modelos atmosféricos em função da latitude local.

Latitude	Janeiro	Março	Mai	Julho	Setembro	Novembro
70°	SAW	SAW	MLW	MLW	MLW	SAW
60°	MLW	MLW	MLW	SAS	SAS	MLW
50°	MLW	MLW	SAS	SAS	SAS	SAS
40°	SAS	SAS	SAS	MLS	MLS	SAS
30°	MLS	MLS	MLS	T	T	MLS
20°	T	T	T	T	T	T
10°	T	T	T	T	T	T
0°	T	T	T	T	T	T
-10°	T	T	T	T	T	T
-20°	T	T	T	MLS	MLS	T
-30°	MLS	MLS	MLS	MLS	MLS	MLS
-40°	SAS	SAS	SAS	SAS	SAS	SAS
-50°	SAS	SAS	SAS	MLW	MLW	SAS
-60°	MLW	MLW	MLW	MLW	MLW	MLW
-70°	MLW	MLW	MLW	MLW	MLW	MLW

SAW = *Sub-Arctic Winter*

MLW = *Mid-Latitude Winter*

T = *Tropical*

MLS = *Mid-Latitude Summer*

SAS = *Sub-Arctic Summer*

Depois de estabelecida a coluna de água, a Equação (6.1) foi resolvida para a reflectância da superfície para todas as bandas do sensor. A solução do método envolve a estimativa de uma imagem da média espacial da radiância, a partir da qual a média da reflectância (L_c) é estimada por:

$$L_c = \left[\frac{(A+B)\rho_e}{1-\rho_e\alpha_s} \right] + L_a \quad (6.2)$$

6.3 USO E COBERTURA DO SOLO

Para elaboração dos mapas de uso do solo foram utilizadas as cenas ASTER georreferenciadas. O processamento destas imagens foi realizado no software SPRING 5.1.6, por meio do método de segmentação por crescimento de regiões e posterior classificação supervisionada.

A segmentação é um processo que separa a imagem digital em regiões (áreas) espectralmente homogêneas, sendo algumas dessas áreas utilizadas posteriormente pelo classificador (INPE, 2009).

Para a execução da segmentação por crescimento de regiões foi necessária a definição do limiar de similaridade (baseado em um teste de hipótese estatístico que testa a média entre os *pixels* e os agrupa em função de sua semelhança espectral) e da área mínima para a formação de um segmento. O valor do limiar de similaridade utilizado foi 12 e de área 30 *pixels*.

Após a etapa de segmentação das imagens, foi realizada a coleta das amostras de treinamento, em função das classes de uso do solo apresentadas abaixo:

- i. reflorestamento: áreas com reflorestamento de pinus;
- ii. vegetação nativa: áreas com Floresta Ombrófila Mista, em diferentes estádios de desenvolvimento e de regeneração;
- iii. agricultura: áreas com diferentes tipos de culturas anuais cultivadas na região;
- iv. solo exposto: áreas de solo descoberto em época de preparo para o plantio e estradas;
- v. área urbana: área urbana das cidades de São Bento do Sul, Rio Negrinho, Mafra, Campo Alegre, Itaiópolis e vilas rurais.

Como para algumas cenas foi detectada uma alta densidade de nuvens, impossibilitando a correção atmosférica, a determinação do albedo dos alvos abaixo e, por conseguinte a evapotranspiração dos respectivos *pixels*, foram ainda estabelecidas as classes:

- vi. nuvem;
- vii. sombra.

A partir das amostras suficientemente representativas de cada classe e das respectivas bandas das imagens, foi realizado procedimento de classificação, segundo o método de Battacharya, com limiar de aceitação de 99%.

Terminada a classificação supervisionada, foram realizadas edições nas imagens classificadas por meio de interpretação visual considerando critérios como, textura, cor, padrão, forma e localização. Além desses critérios, foi levado em consideração o conhecimento da área, adquirido nos trabalhos de campo, para auxiliar no enquadramento das classes de uso do solo. No trabalho de reconhecimento da área em campo foram levantados vários pontos com receptor de navegação do *Global Position System* (GPS), referentes a cada classe de uso, para auxiliar o processo de classificação e de conferência do mapa final.

Por fim, foi executado o mapeamento das classes, que permitiu a transformação das imagens em um mapa temático matricial, contendo as diferentes classes de uso do solo da bacia do alto Rio Negro.

6.4 APLICAÇÃO DO MODELO SEBAL

A implementação do modelo SEBAL foi feita no *software* ERDAS IMAGINE 11.0, pela construção de modelos, com auxílio da ferramenta *Model Maker*, nos quais inseriu-se as equações necessárias ao cálculo da evapotranspiração real pelo algoritmo.

Em função da diferença de datas das cenas ASTER adquiridas para cobrir toda a bacia do alto Rio Negro, fez-se necessária a criação de dois mosaicos de todas as imagens de entrada, um para imagens de 14 de abril e outro para imagens de 22 de abril de 2006, e o modelo foi então rodado para cada mosaico, utilizando as informações da estação meteorológica Lapa (código) e informações do arquivo de cabeçalho das imagens, conforme tabela abaixo:

Tabela 6.2: Informações da estação meteorológica e arquivos de cabeçalho das imagens, utilizadas para processamento do SEBAL.

Informação	Data	
	13/04/2006	22/04/2006
Ângulo de elevação solar (°)	46,09217	43,30798
Temperatura do ar no horário próximo ao de passagem do satélite (°C)	19,7	17,7
Velocidade do vento no horário próximo ao de passagem do satélite (m.s ⁻¹)	0,6	1,3
Radiação de ondas curtas incidente (W.m ⁻²)	235,3	229,42

Para determinação do balanço de energia na superfície, primeiramente foi estimado o saldo de radiação, como descrito a seguir.

6.4.1 Saldo de Radiação (R_n)

A energia disponível para o processo de evapotranspiração e para o aquecimento do ar e do solo (saldo de radiação) foi calculado por meio do balanço de energia de superfície, pela diferença entre a radiação solar e termal, incidente e refletida ou emitida da superfície:

$$R_n = (1 - \alpha_{sup})R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (6.3)$$

em que R_n é o saldo de radiação (W.m^{-2}); α é o albedo da superfície (adimensional); $R_{S\downarrow}$ é a radiação de onda curta incidente (W.m^{-2}); $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa incidente (W.m^{-2}); $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida (W.m^{-2}); e ε_0 é a emissividade da superfície (adimensional).

A Figura 6.3 mostra os diferentes procedimentos realizados no *Model Maker* para a obtenção de R_n .

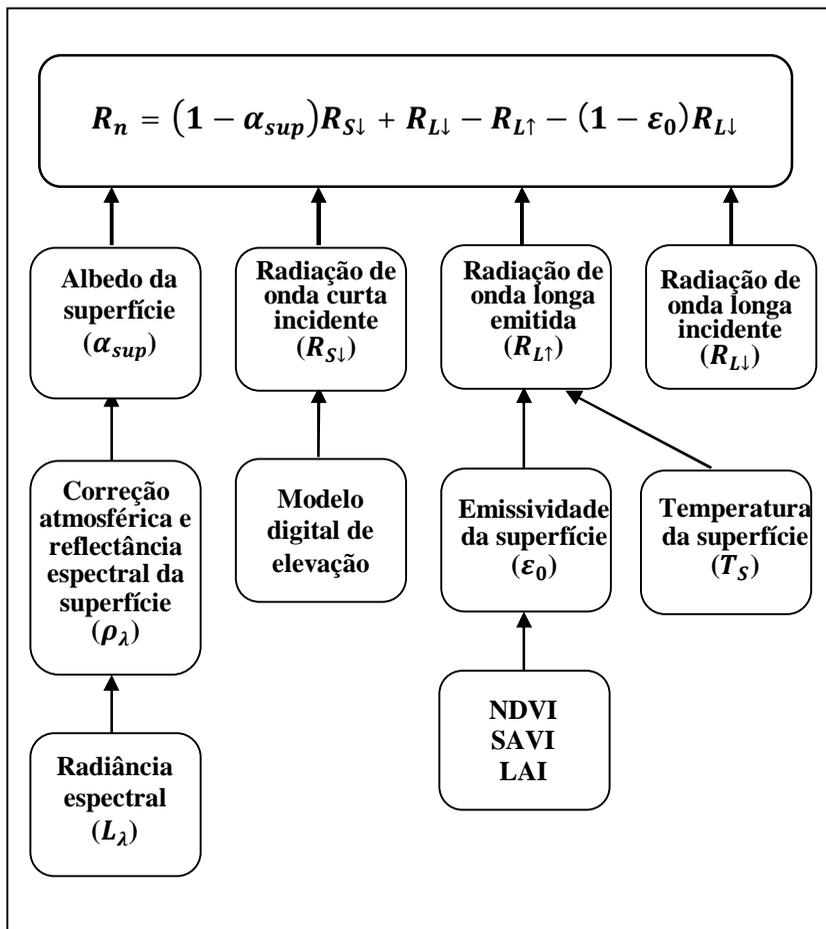


Figura 6.3: Fluxograma de obtenção do R_n

Fonte: Adaptado de Allen *et al.* (2002)

6.4.1.1 Albedo da superfície (α_{sup})

O albedo da superfície foi obtido através da metodologia proposta por Liang (2000). O autor comparou medidas em laboratório com resultados de simulações no modelo de transferência radiativa MODTRAN e propôs equações para o cálculo do albedo da superfície para diversos sensores, dentre eles o ASTER. A equação adotada para o sensor ASTER é apresentada abaixo:

$$\alpha_{sup} = 0,484\rho_1 + 0,335\rho_3 - 0,324\rho_5 + 0,551\rho_6 + 0,305\rho_8 + 0,367\rho_9 - 0,0015 \quad (6.4)$$

em que α_{sup} é o albedo da superfície; e ρ_1 a ρ_9 são as reflectâncias da superfície corrigidas dos efeitos atmosféricos de cada banda do ASTER, obtidas no modelo FLAASH.

6.4.1.2 Radiação de Onda Curta Incidente ($R_{s\downarrow}$)

A radiação de onda curta incidente corresponde ao fluxo de radiação que chega à superfície direta e difusamente e foi calculada considerando condições de céu livre de nuvens como:

$$R_{s\downarrow} = S_0 \times \cos \theta \times d_r \times \tau_{sw} \quad (6.5)$$

em que $R_{s\downarrow}$ é a radiação de ondas curtas incidente (W.m^{-2}); S_0 é a constante solar (1367 W.m^{-2}); $\cos \theta$ é o cosseno do ângulo zenital solar (adimensional); d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol (adimensional) e τ_{sw} é a transmitância atmosférica (adimensional).

A partir do ângulo de elevação solar, extraído do cabeçalho da imagem (Tabela 6.2), foi calculado o ângulo zenital solar θ :

$$\theta = \left(\frac{\pi}{2} - \beta \right) \quad (6.6)$$

em que θ é o ângulo zenital solar (radianos) e β é o ângulo de elevação do sol (radianos).

O termo d_r foi calculado por:

$$d_r = 1 + 0,033 \cos \left(DJ \frac{2\pi}{365} \right) \quad (6.7)$$

onde d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol (adimensional); e DJ é o dia sequencial do ano.

A transmitância atmosférica foi calculada como:

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5} \times z \quad (6.8)$$

em que τ_{sw} é a transmissividade atmosférica (adimensional); e z é o modelo digital de elevação (m).

6.4.1.3 Radiação de Onda Longa Emitida ($R_{L\uparrow}$)

A radiação de onda longa emitida pela superfície foi calculada através da equação de Stefan-Boltzmann (Equação 6.9):

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (6.9)$$

em que $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$); ε_0 é a emissividade da superfície (adimensional); σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$); e T_s é a temperatura da superfície (K). A temperatura da superfície corresponde à imagem de temperatura fornecida pela NASA. A emissividade da superfície é a razão entre a energia radiada pela superfície e a energia radiada por um corpo negro, sob mesma temperatura e é calculada por equações empíricas, sugeridas por Allen *et al.* (2002):

- $\text{NDVI} > 0$ e $\text{LAI} < 3$, $\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01\text{LAI}$
- $\text{LAI} > 3$, $\varepsilon_0 = 0,98$
- Para o caso específico da água, quando $\text{NDVI} < 0$, $\varepsilon_0 = 0,985$

Como pode ser observado, para a estimativa de ε_0 foi necessária a geração dos índices de vegetação NDVI e LAI.

Os índices de vegetação baseiam-se no comportamento distinto da reflectância da vegetação nas regiões espectrais do visível e do infravermelho próximo: quanto maior a densidade da cobertura vegetal, menor a reflectância na faixa do visível (de 0,4 a 0,7 μm) em função da absorção da radiação solar pela ação dos pigmentos fotossintetizantes presentes nas folhas. Já na faixa do infravermelho próximo (0,725 a 1,10 μm), maior a reflectância, devido ao espalhamento múltiplo da radiação eletromagnética nas diferentes camadas de folhas (PONZONI & SHIMABUKURO, 2010).

O *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI) foi calculado pela normalização da diferença entre os valores de reflectância das bandas do vermelho visível e infravermelho próximo:

$$\text{NDVI} = \frac{\alpha_{IV} - \alpha_V}{\alpha_{IV} + \alpha_V} \quad (6.10)$$

em que NDVI é o índice de vegetação da diferença normalizada (adimensional); α_{IV} é a reflectância na região de infravermelho próximo; e α_V é a reflectância na região do vermelho visível.

α_V e α_{IV} correspondem às imagens de reflectância obtidas a partir do FLAASH, para as bandas 2 (vermelho visível) e 3 (infravermelho próximo) do sensor ASTER, respectivamente.

Para cálculo do LAI, primeiramente foi necessária a geração do índice de vegetação ajustado ao solo - *Soil Adjusted Vegetation Index* (SAVI). Este índice visa minimizar os efeitos do solo a partir do NDVI, de modo que o impacto da umidade do solo é reduzido, e foi calculado por:

$$SAVI = \frac{(1+L)(\rho_{IV}-\rho_V)}{(L_s+\rho_{IV}+\rho_V)} \quad (6.11)$$

em que *SAVI* é o índice de vegetação ajustado ao solo (adimensional); e L_s é o fator de ajuste ao solo. Foi adotado o valor de 0,5 para L_s , segundo Ponzoni & Shimabukuro (2010), correspondendo ao valor ideal para vegetação de densidade média. Como nas imagens há representativas áreas de vegetação densa, mas também de solo exposto, optou-se pela escolha de um valor intermediário de L_s .

Por fim, o *LAI* foi estimado segundo Allen *et al.* (2002):

$$LAI = -\frac{\ln\left(\frac{0,69-SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (6.12)$$

6.4.1.4 Radiação de Ondas Longas Incidente ($R_{L\downarrow}$)

A radiação de onda longa incidente à superfície também foi calculada através da equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (6.13)$$

em que $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa incidente ($W.m^{-2}$); ε_a é a emissividade da atmosfera (adimensional); σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$); e T_a é a temperatura do ar (K).

Com base em Allen *et al.* (2002), a emissividade da atmosfera foi calculada por:

$$\varepsilon_a = 0,85(-\ln\tau_{sw})^{0,09} \quad (6.14)$$

em que τ_{sw} é a transmitância atmosférica, calculada anteriormente pela Equação (6.8).

6.4.2 Fluxo de Calor no Solo

O fluxo de calor no solo representa a taxa de energia utilizada para aquecimento do solo, ou ainda, pode ser descrito como a taxa de armazenamento de calor no solo e vegetação, devido à condução. É um termo de difícil avaliação e deve-se tomar cuidado em seu cálculo. No entanto, em função de não haver dados medidos em campo para a data da imagem, G foi estimado segundo a equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000) para condições próximas ao meio dia:

$$G = \frac{T_s \times (0,0038\alpha_{sup} + 0,0007\alpha_{sup}^2)(1 - 0,98NDVI^4)}{\alpha_{sup}} \times R_n \quad (6.15)$$

em que T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}C$); α_{sup} é o albedo da superfície, obtido pela Equação (6.4); e $NDVI$ é o índice de vegetação da diferença normalizada, obtido pela Equação (6.10).

Para *pixels* com $NDVI < 0$, considerados como representativos de água, foi utilizada a relação a seguir, descrita em Allen *et al.* (2002):

$$G/R_n = 0.5 \quad (6.16)$$

6.4.3 Fluxo de Calor Sensível

O fluxo de calor sensível (H) representa a perda de calor para o ar, através de condução e convecção e foi calculado pela Equação 6.17 para o transporte de calor:

$$H = \frac{(\rho_{ar} \times c_p \times dT)}{r_{ah}} \quad (6.17)$$

em que ρ_{ar} é a densidade do ar ($kg.m^{-3}$); c_p é o calor específico do ar ($1004 J.kg^{-1}.K^{-1}$); dT é a diferença de temperatura ($T_1 - T_2$) entre duas alturas (z_1 e z_2); e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ($s.m^{-1}$).

6.4.3.1 Resistência Aerodinâmica ao Transporte de Calor (r_{ah})

A resistência aerodinâmica ao transporte de calor entre os níveis z_1 e z_2 foi estimada por:

$$r_{ah} = \ln \frac{\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h_2} - \psi_{h_{0,1}}}{u_* k} \quad (6.18)$$

em que ψ_{h_2} e $\psi_{h_{0,1}}$ são as correções ao transporte de calor conduzido pela atmosfera nas alturas z_1 e z_2 , respectivamente; u_* é a velocidade de fricção (m.s^{-1}); k é a constante de von Karman (0,41); z_1 é a altura logo acima do plano de deslocamento zero (aproximadamente 0,67 vezes a altura da vegetação) para a superfície; e z_2 é uma distância acima do plano zero, mas abaixo da camada limite da superfície. Os valores de 0,1 m e 2 m foram adotados para z_1 e z_2 , respectivamente, por serem valores obtidos em análises já realizadas (ALLEN *et al.*, 2002).

Inicialmente, em função do desconhecimento da condição de estabilidade da atmosfera no momento de passagem do satélite, foi feita uma primeira estimativa de r_{ah} adotando a hipótese de condição de estabilidade neutra da atmosfera. Como para condição de estabilidade neutra, os coeficientes de correção ao transporte de calor são nulos, r_{ah} foi calculada segundo a equação:

$$r_{ah} = \ln \frac{\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* k} \quad (6.19)$$

Para o cálculo de u_* , primeiramente a velocidade de fricção foi calculada para o local da estação meteorológica (u_{*em}), empregando o logaritmo do perfil de vento para condição neutra da atmosfera:

$$u_{*em} = \frac{ku_x}{\ln \frac{z_x}{z_{om}}} \quad (6.20)$$

onde k é a constante de von Karman (0,41); u_x é a velocidade do vento à altura de medição da estação meteorológica (z_x); e z_{om} é o comprimento de rugosidade da superfície. Segundo Brutsaert (1982), z_{om} é uma medida da forma e arraste da fricção da camada de ar que interage com a superfície, podendo ser calculado empiricamente, como função da altura da vegetação no entorno da estação meteorológica a partir de:

$$z_{om} = 0,12 \times h \quad (6.21)$$

em que h é a altura da vegetação no entorno da estação meteorológica (0,20 m).

Previamente à estimativa de u_* para cada *pixel* da imagem, foi preciso calcular a velocidade do vento a uma altura acima da estação meteorológica, denominada de *blending height*, em que se pode assumir que não há interferência da rugosidade da superfície. Conforme Allen *et al.* (2002) e Trezza (2002), essa altura pode ser considerada como 200 metros e foi calculada conforme a seguir:

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)}{k} \quad (6.22)$$

Assim, a velocidade de fricção para cada *pixel* da imagem foi calculada rearranjando a Equação 6.22:

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)} \quad (6.23)$$

em que z_{om} é o comprimento de rugosidade da superfície para cada *pixel*, estimado a partir do mapa de uso e cobertura do solo e conforme Allen *et al.* (2002).

Para áreas de agricultura, z_{om} foi calculado como função do *LAI*:

$$z_{om} = 0,018 \times LAI \quad (6.24)$$

Para os demais usos e coberturas, os valores de z_{om} adotados estão na Tabela 6.3:

Tabela 6.3. Valor de z_{om} em função dos diferentes usos e coberturas do solo

Uso e cobertura	Valor de z_{om} (m)
Água	0,0005
Área urbana	0,2
Pastagem	0,02
Floresta	0,5
Deserto com vegetação (utilizado para áreas de solo exposto)	0,1

Fonte: Allen *et al.* (2002)

6.4.3.2 Diferença de Temperatura (dT)

O cálculo da diferença de temperatura próxima à superfície para cada *pixel* foi realizado adotando-se a hipótese de que existe uma relação linear entre dT e a temperatura da superfície (T_s):

$$dT = a + bT_s \quad (6.25)$$

em que a e b são os coeficientes de correlação, estimados por meio de um sistema de equações utilizando os chamados *pixels* âncoras (*pixel* quente e frio).

O *pixel* frio é usado no SEBAL para definir a quantidade de calor latente que ocorre para uma região da imagem com vegetação densa e bem hidratada. Presume-se que essas áreas representem casos em que a quantidade máxima de energia disponível é consumida pela evapotranspiração. Na aplicação tradicional do SEBAL por Bastiaanssen, o *pixel* frio é geralmente selecionado a partir de um corpo de água e supõe-se que $\lambda ET = Rn - G$ (ou seja, que toda a energia disponível é utilizada para evaporar a água, de modo que $H = 0$ para o frio *pixel*). Assim, a partir da escolha do *pixel* frio e da respectiva temperatura da superfície (T_{sF}), tem-se:

$$dT_F = a + bT_{sF} = \frac{H \times r_{ah}}{(\rho \times c_p)} = 0 \quad (6.26)$$

Portanto,

$$a = -bT_{sF} \quad (6.27)$$

Já o *pixel* quente é definido em uma área (como solo exposto), em que toda energia disponível é utilizada para o aquecimento do ar e do solo, não ocorrendo um fluxo de calor latente, $\lambda ET = 0$. Assim, o fluxo de calor sensível para o *pixel* quente foi calculado como:

$$H = Rn - G \quad (6.28)$$

E a diferença de temperatura para o *pixel* quente é representado pela Equação 6.29:

$$dT_Q = a + bT_{sQ} = \frac{H \times r_{ah}}{(\rho \times c_p)} \quad (6.29)$$

Substituindo a Equação (6.28) na Equação (6.29), tem-se a Equação 6.30:

$$a + bT_{sQ} = \frac{Rn - G \times r_{ah}}{(\rho \times c_p)} \quad (6.30)$$

Resolvendo o sistema de equações entre (6.27) e (6.30), tem-se a Equação (6.31):

$$-bT_{sF} + bT_{sQ} = \frac{Rn - G \times r_{ah}}{(\rho \times c_p)} \quad \therefore \quad b = \frac{Rn - G \times r_{ah}}{(\rho \times c_p) \times (T_{sQ} - T_{sF})} \quad (6.31)$$

Nesse sentido, foram escolhidos os *pixels* quente (área de solo exposto) e frio (superfície de água) para os dois mosaicos, visando sua localização o mais próximo possível da estação meteorológica. Definida a localização dos *pixels* âncoras, foram determinados para o *pixel* frio: temperatura da superfície; e para o *pixel* quente: temperatura da superfície, saldo de radiação, fluxo de calor no solo e rugosidade da superfície.

Para o cálculo dos parâmetros a e b foi necessário estimar previamente na planilha do excel:

- a velocidade de fricção (u_*) para o *pixel* quente, utilizando os valores calculados pelas Equações (6.22) e (6.23), utilizando z_{om} do *pixel* quente.
- a resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah} para o *pixel* quente utilizando a Equação (6.19) e u_* calculado no item anterior.

De posse de todos os dados, calculou-se, por fim, os valores iniciais de a pela Equação (6.27) e b pela Equação (6.31) e aplicou-se junto com a imagem de temperatura da superfície a Equação (6.25) para estimar dT .

6.4.3.3 Fluxo de Calor Sensível (H) Inicial

A partir dos dados de r_{ah} e dT , calculados para estabilidade neutra da atmosfera, foi calculado o fluxo de calor sensível inicial, pela aplicação da Equação (6.17).

6.4.3.4 Correções da Estabilidade ao Transporte de Calor ψ_h , ao Transporte de Momentum (ψ_m) e do Fluxo de Calor Sensível (H)

Visto que as condições de estabilidade atmosférica têm importante influência sobre a resistência aerodinâmica, elas devem ser consideradas para o cálculo do calor sensível. Portanto, o valor de H calculado no item anterior foi corrigido em função das características da atmosfera local. Para a quantificação dos efeitos de flutuação, gerados pelo aquecimento da superfície, foi aplicada a teoria de Monin-Obukhov em um processo iterativo. O SEBAL repete o cálculo de H através de um número de iterações, cada uma corrigindo os efeitos de flutuabilidade, até o valor de r_{ah} estabilizar.

O comprimento de Monin-Obukhov (L) foi usado para definir a condição de estabilidade da atmosfera e foi calculado:

$$L = - \frac{\rho c_p u_*^3 T_s}{k g H} \quad (6.32)$$

em que ρ é a densidade do ar (kg.m^3); c_p é o calor específico do ar ($1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$); u_* é a velocidade de fricção (m.s^{-1}); T_s é a temperatura da superfície (K); k é a constante de von Karman (0,41); g é a aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m.s}^{-2}$); e H é o fluxo de calor sensível (W.m^{-2}).

Para $L < 0$, a atmosfera é considerada instável, para $L > 0$, a atmosfera é considerada estável e quando $L = 0$, a atmosfera está em estabilidade neutra. Dependendo do valor de L , foi necessário o procedimento de correções da estabilidade para o transporte de calor (ψ_h) e de momentum (ψ_m), conforme descrito abaixo:

- Para $L = 0$, $\psi_h=0$ e $\psi_m=0$
- Para $L < 0$,

$$\psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(200m)}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+x_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \arctan(x_{(200m)}) + 0,5\pi \quad (6.33)$$

$$\psi_{h(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(2m)}^2}{2} \right) \quad (6.34a)$$

$$\psi_{h(0,1m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(0,1m)}^2}{2} \right) \quad (6.34b)$$

em que:

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L}\right)^{0,25} \quad (6.35a)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad (6.35b)$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad (6.35c)$$

- Para $L > 0$,

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{200}{L}\right) \quad (6.36)$$

$$\psi_{m(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \quad (6.37a)$$

$$\psi_{m(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L}\right) \quad (6.37b)$$

Definidos os parâmetros de correções, uma nova velocidade de fricção foi calculada:

$$u_* = \frac{u_{200}k}{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right) - \psi_{m(200m)}} \quad (6.38)$$

em que u_{200} é a velocidade do vento a 200 m ($m.s^{-1}$); k é a constante de von Karman (0,41); z_{om} é o comprimento da rugosidade da superfície para cada *pixel* (m), e $\psi_{m(200m)}$ é a correção de estabilidade para o transporte de momentum a 200 m.

E, posteriormente, um novo valor de r_{ah} foi calculado por:

$$r_{ah} = \ln \frac{\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h2} - \psi_{h0,1}}{u_*k} \quad (6.39)$$

em que $z_2 = 2$ m; $z_1 = 0,1$ m; ψ_{h2} e $\psi_{h0,1}$ são as correções de estabilidade ao transporte de calor a 2 e 0,1 m.

Neste ponto, inicia-se uma nova iteração (Figura 6.4), recalculando-se o valor dos parâmetros a , b , dT , H , L , ψ_m , ψ_h , u_* e r_{ah} , até que o valor de r_{ah} estabilize. Quando r_{ah} estabilizar, adota-se o H resultante, como adequado para o cálculo do balanço de energia.

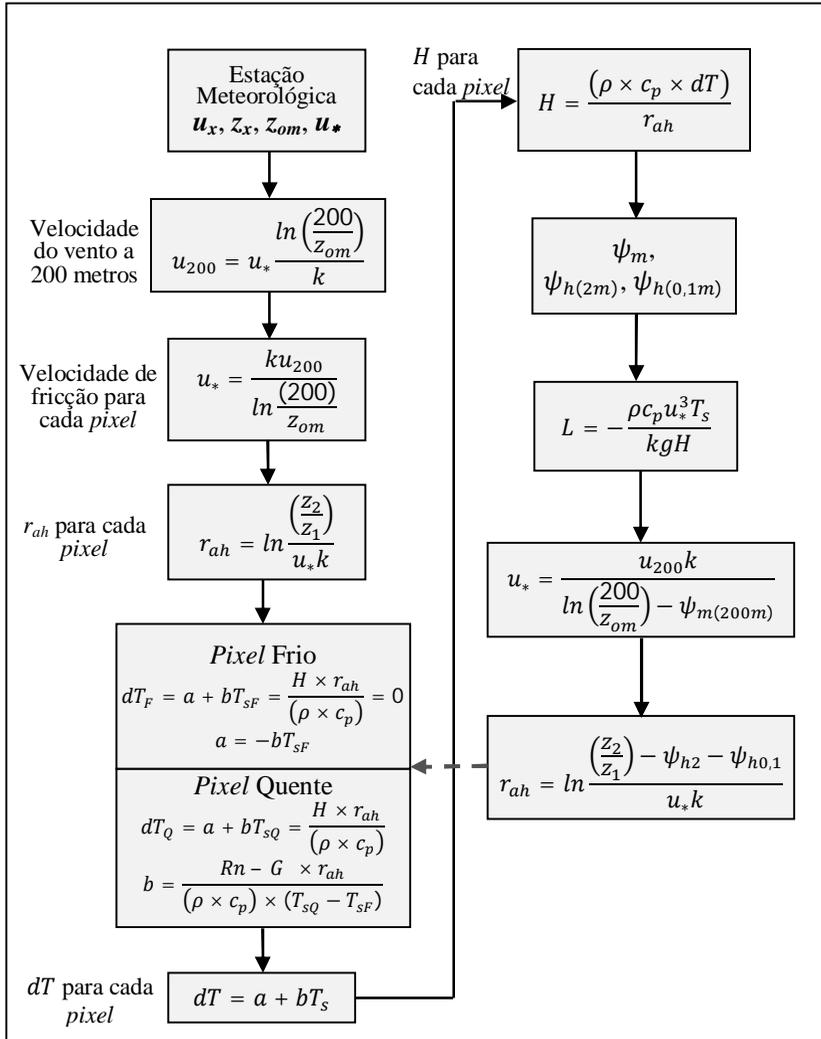


Figura 6.4. Fluxograma para determinação do calor sensível.

Fonte: Allen *et al.* (2002)

6.4.4 Fluxo de Calor Latente e Evapotranspiração

Estimados o saldo de radiação Rn , o fluxo de calor no solo G e o fluxo de calor sensível H , o fluxo de calor latente foi então calculado como um residual do balanço de energia:

$$\lambda ET = Rn - G - H \quad (6.40)$$

em que λET é um valor instantâneo do fluxo de calor latente para o momento de passagem do satélite (W.m^{-2}).

Em seguida, a evapotranspiração diária foi calculada com base em Bastiaanssen (2000):

$$ET_{24h} = \frac{86400 \times \Lambda \times R_{n24h}}{\lambda} \quad (6.41)$$

em que ET_{24h} é a evapotranspiração diária (mm.dia^{-1}); Λ é a fração de evaporação (adimensional); R_{n24h} é o saldo de radiação médio diário (W.m^{-2}); e λ é o calor latente de evaporação da água (J.kg^{-1}).

A fração de evaporação Λ é definida como a razão entre o fluxo de calor latente e a energia disponível na superfície do solo. Ela tem influência da quantidade de umidade no solo, além de outros fatores, como profundidade do sistema radicular, SAVI, temperatura e umidade relativa do ar. Estudos indicam que esta fração tende a variar pouco durante o período diurno (SHUTTLEWORTH *et al.*, 1989; CRAGO, 1996; GENTINE *et al.*, 2007). Gentine *et al.* (2007) afirmaram ainda que a componente Λ referente à contribuição do solo pode ser assumida como constante durante o dia, contrariamente à contribuição da componente dos dosséis. No SEBAL, Λ é assumida como constante durante as horas do dia (BASTIAANSSEN *et al.*, 2005) e foi calculada por:

$$\Lambda = \frac{\lambda ET}{Rn - G} \quad (6.42)$$

Já R_{n24h} foi calculado pela Equação (7.43), segundo de Bruin (1987):

$$R_{n24h} = (1 - \alpha_{sup}) \times R_{c\downarrow 24h} - 110\tau \quad (6.43)$$

em que R_{c124h} é a radiação de ondas curtas incidente (W.m^{-2}), obtida pela média da radiação medida na estação meteorológica; e τ é a transmissividade da atmosfera. τ é a razão entre a radiação solar global diária (radiação média de ondas curtas que chega à superfície, medida na estação) e a radiação solar no topo da atmosfera, e foi estimada pela Lei de Lambert:

$$R_{toa} = 37,586d_r(\omega_s \text{sen}\varphi \text{sen}\delta + \text{cos}\varphi \text{cos}\delta \text{sen}\omega_s) \quad (6.44)$$

em que d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol; δ é a declinação solar (rad); ω_s ângulo horário do pôr do sol (rad); e φ é a latitude (rad).

A evapotranspiração mensal e anual foram calculadas pela Equação 6.45, segundo Allen *et al.* (2002):

$$ET_{\text{período}} = \Lambda \times ET_{o_{\text{período}}} \quad (6.45)$$

onde $ET_{\text{período}}$ é a evapotranspiração real do período (mm.mês^{-1} ou mm.ano^{-1}), Λ é a fração de evaporação, considerada como $\lambda ET/R_n$, visto que segundo Bastiaanssen (2005), para períodos longos G pode ser ignorado e a disponibilidade de energia reduz-se ao saldo de radiação e $ET_{o_{\text{período}}}$ é a evapotranspiração de referência do período (mm.mês^{-1} ou mm.ano^{-1}), calculada conforme a Equação (3.1).

6.5 BALANÇO HÍDRICO SIMPLIFICADO

A estimativa da evapotranspiração pelo método do Balanço Hídrico Simplificado utilizou-se do princípio da conservação de massa e considerou a bacia do alto Rio Negro como volume de controle, onde a entrada foi a precipitação e, as saídas, a vazão pela exutória e a evapotranspiração. Por meio da Equação (6.46), o método foi aplicado em escala mensal e anual para 2006.

$$ET = P - Q \quad (6.46)$$

em que ET é a evapotranspiração (mm.mês^{-1} ou mm.ano^{-1}); P é a precipitação (mm.mês^{-1} ou mm.ano^{-1}); Q é a vazão (mm.mês^{-1} ou mm.ano^{-1}).

Os dados de vazão utilizados correspondem a valores diários da estação fluviométrica sob código 65100000, Rio Negro, conforme descrito na Tabela 5.1, localizada na exutória da bacia do alto Rio Negro.

Através do método dos Polígonos de Thiessen foi calculada a precipitação média da bacia, utilizado-se os dados das estações pluviométricas descritas na Tabela 6.1. O método foi aplicado de maneira automática no *software* ArcGIS 9.3.1.

Como algumas estações pluviométricas apresentaram determinados dias de dados faltantes, foi feito o preenchimento de falhas pelo Método da Distância Inversa. Este método calcula coeficientes (Equação (6.47)) que representam o peso de cada estação com dados disponíveis, como função do inverso do quadrado da distância entre as mesmas e a estação com dados faltantes.

$$a_i = \frac{1/D_i^2}{\sum_{i=1}^N 1/D_i^2} \quad (6.47)$$

em que a_i é o peso da i -ésima estação; e D_i é a distância da i -ésima estação até a estação com falha.

Após calculados os pesos, estima-se o dado de precipitação faltante para a estação com falha através de média ponderada:

$$P_x = \sum_{i=1}^N a_i P_i \quad (6.48)$$

em que P_x é o dado de precipitação faltante da estação com falha; e P_i é a precipitação da i -ésima estação.

6.6 BALANÇO HÍDRICO SAZONAL

O método do balanço hídrico sazonal foi desenvolvido por Kan (2005) para estimar a evapotranspiração de uma bacia hidrográfica, considerando o princípio de conservação de massa. Ele tem como ponto chave a determinação do armazenamento de água no solo, através da análise de recessão de hidrograma, previamente à estimativa da evapotranspiração (KAN, 2005).

A metodologia aqui descrita foi retirada de Kan (2005). Para maiores detalhes do desenvolvimento do método, pode-se consultar a

bibliografia citada. O fluxograma demonstrado na Figura 6.5 resume os passos para a determinação da evapotranspiração real.

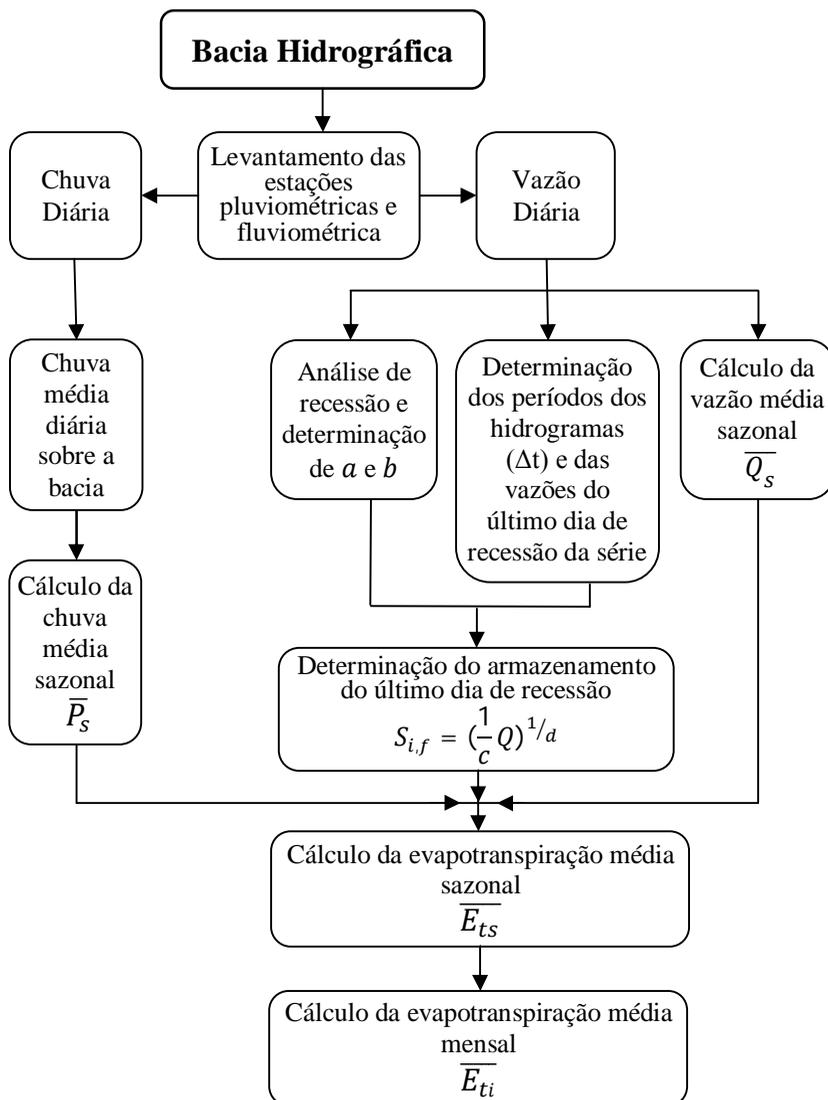


Figura 6.5. Fluxograma metodológico do Balanço Hídrico Sazonal.

Os dados de precipitação utilizados correspondem aos determinados pelo método dos Polígonos de Thiessen, como descrito no item 6.5.

Para o cálculo do armazenamento, fez-se necessária a identificação do período de recessão, sendo que este compreende o número de dias seguidos no qual a precipitação é praticamente nula e a vazão decrescente. Identificando o último dia de cada período de recessão, encontrou-se o número de dias de cada período. Para a determinação do último dia de um período de recessão aplicou-se à série histórica de dados fluviométricos alguns critérios de identificação:

- Para intervalo de tempo (Δt) < 15 dias: se a vazão do último dia de recessão Q_f for menor do que a Q_f do período anterior, foi considerado um único período a soma desses dois períodos. Caso contrário, buscou-se o próximo Q_f ;
- Aceita-se Δt entre 15 e 60 dias se $\leq 1,0 \text{ mm.dia}^{-1}$;
- Somente nos casos em que Δt é > 60 dias, admitiu-se $Q_f \leq 2,0 \text{ mm.dia}^{-1}$.

Os dados fluviométricos utilizados correspondem aos da estação fluviométrica de Rio Negro, código 65100000, de responsabilidade da COPEL.

Em período de recessão, quando a vazão da bacia decai ao longo do tempo, atingindo o seu menor valor no último dia de recessão, pode-se supor que neste dia a evapotranspiração é insignificante e a vazão é função do armazenamento:

$$Q = f(S) \quad (6.49)$$

Para uma relação não linear, a Equação (6.49) torna-se a Equação (7.50)

$$Q = cS^d \quad (6.50)$$

Rearranjando a Equação (6.50), tem-se que o armazenamento é função da vazão:

$$S = \left(\frac{1}{c} Q\right)^{1/d} \quad (6.51)$$

Como o comportamento linear é comumente aceito por simplicidade e facilidade de cálculos, utilizou-se $d = 1$ e c igual ao

inverso do tempo de recessão T_r ($c = 1/T_r$). O valor de T_r foi encontrado por:

$$k = e^{\frac{-\Delta t}{T_r}} \quad (6.52)$$

em que k é o ângulo da inclinação da envoltória superior do gráfico $Q(t)$ versus $Q(t + \Delta t)$, determinado pelo método da correlação; e Δt é igual a 1 dia.

Determinados os parâmetros c e d e determinado o último dia de cada período de recessão (e , conseqüentemente, o valor da vazão nesse dia), encontrou-se o armazenamento de água do último dia de recessão pela Equação (6.51).

Para cada período do hidrograma calculou-se as médias de precipitação e de vazão e , juntamente com os dados de armazenamento, foi calculada a evapotranspiração média sazonal, com a equação do balanço hídrico:

$$\overline{E}_{ts} = \overline{P}_s - \overline{Q}_s - \frac{S_f - S_i}{\Delta t} \quad (6.53)$$

em que \overline{E}_{ts} é a evapotranspiração média sazonal (mm dia^{-1}); \overline{P}_s é a precipitação média sazonal (mm dia^{-1}); \overline{Q}_s é a vazão média sazonal (mm dia^{-1}); e S_f e S_i são, respectivamente, o armazenamento final e inicial (mm dia^{-1}), referentes ao intervalo de tempo Δt .

Por fim, foram obtidos valores mensais de evapotranspiração pelas médias ponderadas pelo número de dias de cada período Δt .

$$\overline{E}_{ti} = \frac{n_e \overline{E}_{tse} + n_c \overline{E}_{tsc} + n_d \overline{E}_{tsd}}{n_e + n_c + n_d} \quad (6.54)$$

em que \overline{E}_{ti} é a evapotranspiração média do mês i ; \overline{E}_{tse} , \overline{E}_{tsc} e \overline{E}_{tsd} são as estimativas sazonais sobre os períodos situados à esquerda, ao centro e à direita dos limites do mês i , cujos comprimentos totais de cada Δt são m_e , m_c e m_d e os termos n_e , n_c e n_d são os comprimentos em dias dentro do mês de ocorrência de \overline{E}_{tse} , \overline{E}_{tsc} e \overline{E}_{tsd} , respectivamente (Figura 6.6).

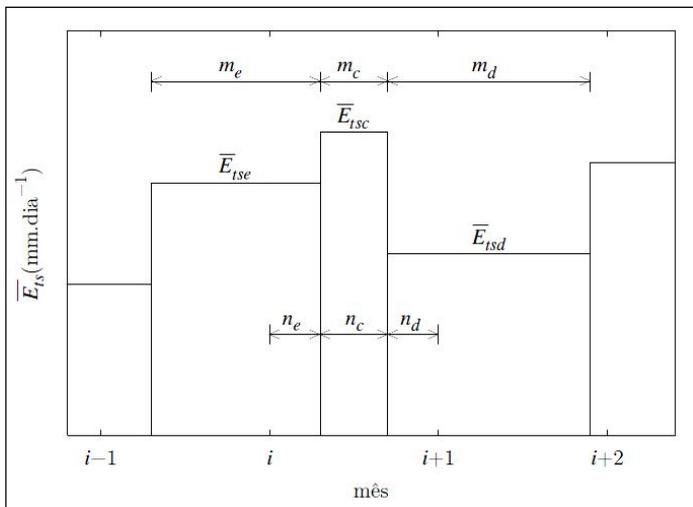


Figura 6.6: Determinação da evapotranspiração média do mês i .
Fonte: Kan (2005).

7. RESULTADOS E DISCUSSÃO

7.1 USO E COBERTURA DO SOLO

Analisando o mapa de uso e cobertura do solo da Figura 7.1, verifica-se que a cobertura predominante na bacia do alto Rio Negro é a vegetação nativa (53,7%), composta predominantemente por floresta Ombrófila Mista em seus estágios de regeneração. Conforme pode ser observado na Tabela 7.1, o reflorestamento possui a segunda maior área de cobertura (17,20%), evidenciando a importância/magnitude das atividades de reflorestamento para a região. Foi observado, ainda, que as datas de aquisição das imagens ASTER correspondem à época de colheita da região, o que ocasionou uma elevada porcentagem das áreas de solo exposto (terceira maior área), com 14,5% de cobertura da bacia e uma baixa porcentagem de cobertura das áreas de agricultura com cultura em crescimento (aproximadamente 4,5%). As pastagens possuem cobertura de 2,8% e, após visita em campo e consulta a moradores, foi constatado que em diversos casos, as áreas de pastagem se revezam com áreas de agricultura entre um plantio e outro. As áreas com superfícies de água representam 0,7%, sendo a de maior magnitude a represa Volta Grande, localizada ao sul da bacia do alto Rio Negro. As áreas urbanas representam aproximadamente 1,8% da cobertura, com destaque para as cidades de Rio Negrinho, São Bento do Sul, Mafra, Itaiópolis e Campo Alegre. As áreas de nuvens e sombras no momento de aquisição da imagem contabilizam 5% da área total, o que impossibilita o cálculo da evapotranspiração para essas áreas, através do SEBAL. Salienta-se que esses resultados foram determinados com base na resolução espacial da imagem ASTER de 15 m.

Tabela 7.1: Uso e cobertura do solo da bacia do alto Rio Negro.

Classe	Área (km²)	Área (%)
Água	22,4	0,7
Solo Exposto	501,6	14,5
Área Urbana	61,3	1,8
Vegetação Nativa	1852,9	53,7
Reflorestamento	594,1	17,2
Agricultura	153,9	4,4
Pastagem	95,2	2,8
Nuvem	92,0	2,6
Sombra	79,2	2,3
Total	3452,6	100,0

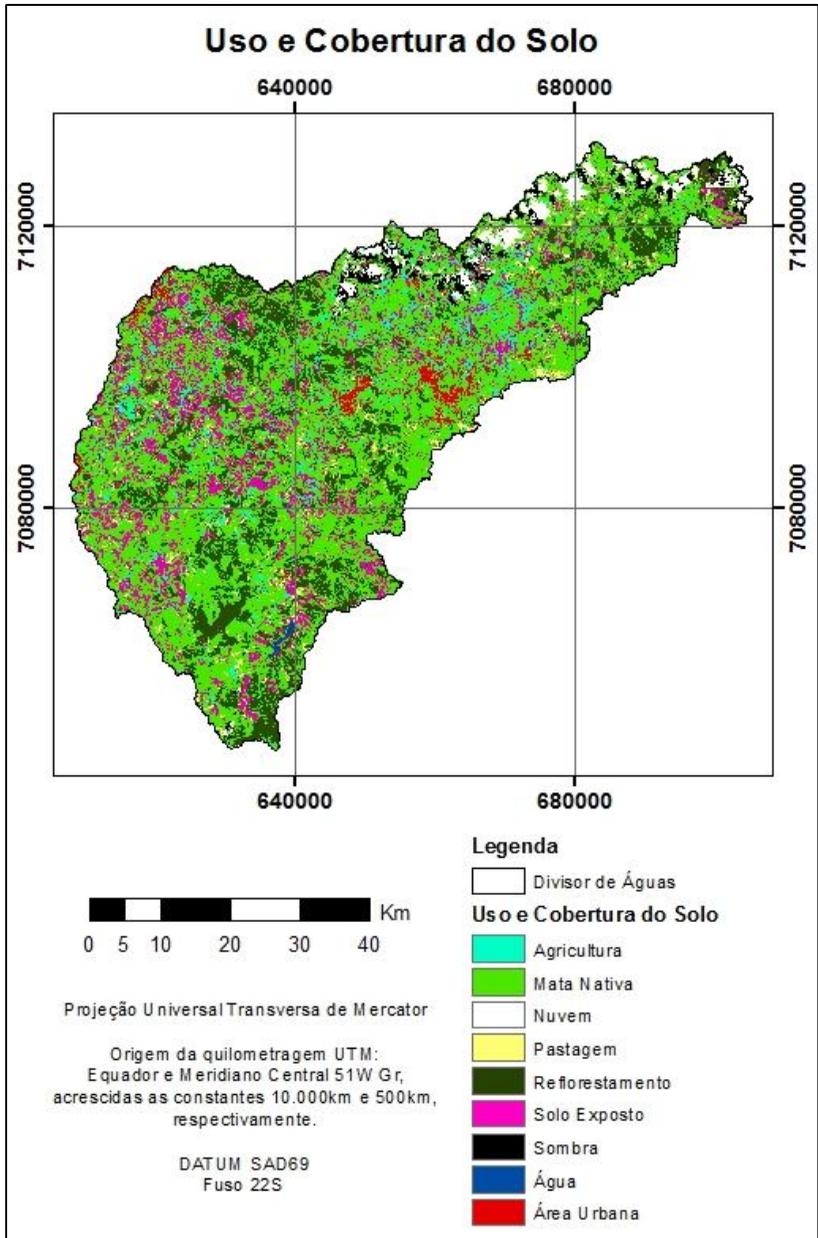


Figura 7.1: Uso e cobertura do solo da bacia do alto Rio Negro.

7.2 SEBAL

Para a análise dos resultados do SEBAL, por meio do *software* ArcGIS 9.3.1, foi realizada a extração de informações de polígonos homogêneos de cada classe de uso e cobertura do solo (através do módulo *Zonal Statistics as Table*, da ferramenta *Spatial Analyst Tools*), bem como foram elaborados mapas para visualização do comportamento espacial dos mesmos. A classe de solo exposto foi subdividida em claro e escuro.

7.2.1 Albedo da superfície

A Tabela 7.2 mostra o comportamento médio do albedo para os diferentes usos e coberturas do solo e as Figuras 7.2 e 7.3, o histograma de frequência de pixels e a distribuição espacial do albedo na bacia do alto Rio Negro, respectivamente. As diferentes classes seguiram uma tendência normal em relação ao comportamento espectral dos alvos, com os menores valores para a água, seguida das áreas de vegetação e, por fim, os valores mais altos para áreas de solo exposto.

Os corpos hídricos apresentaram um valor médio de 0,04 e uma variação de 0,02 a 0,10, sendo representados predominantemente em tom de azul escuro na Figura 7.3. As áreas urbanas e de solo exposto claro apresentaram os valores mais elevados, em média 0,24 e 0,27, e com amplitude de 0,09 a 0,43 e 0,15 a 0,40, respectivamente, aparecendo em tons de alaranjado na Figura 7.3. Em contraste, as áreas de solo exposto escuro apresentaram um albedo médio de 0,15, podendo indicar, por exemplo, vegetação em estágio inicial de desenvolvimento ou solo preparado para plantio. As áreas de agricultura e pastagem apresentaram valores próximos, 0,23 e 0,22 (em tons de alaranjado), respectivamente, sendo valores mais elevados do que em áreas com vegetação mais densa e de porte maior, como floresta nativa e reflorestamento (0,15 e 0,14).

Observa-se, ainda, no histograma da Figura 7.2 a maior concentração de *pixels* para albedo característico das áreas cobertas por vegetação mais densa, que cobrem maior porcentagem de área da bacia.

Tabela 7.2: Albedo da superfície para os diferentes usos e coberturas do solo.

Uso e cobertura	Albedo				
	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Desvio Padrão
Água	0,02	0,10	0,04	0,03	0,01
Solo Exposto Claro	0,15	0,40	0,27	0,26	0,04
Solo Exposto Escuro	0,08	0,28	0,15	0,15	0,02
Área Urbana	0,09	0,46	0,24	0,23	0,04
Floresta Nativa	0,07	0,25	0,15	0,15	0,02
Reflorestamento	0,03	0,37	0,14	0,14	0,02
Agricultura	0,10	0,38	0,23	0,23	0,03
Pastagem	0,08	0,33	0,22	0,25	0,03

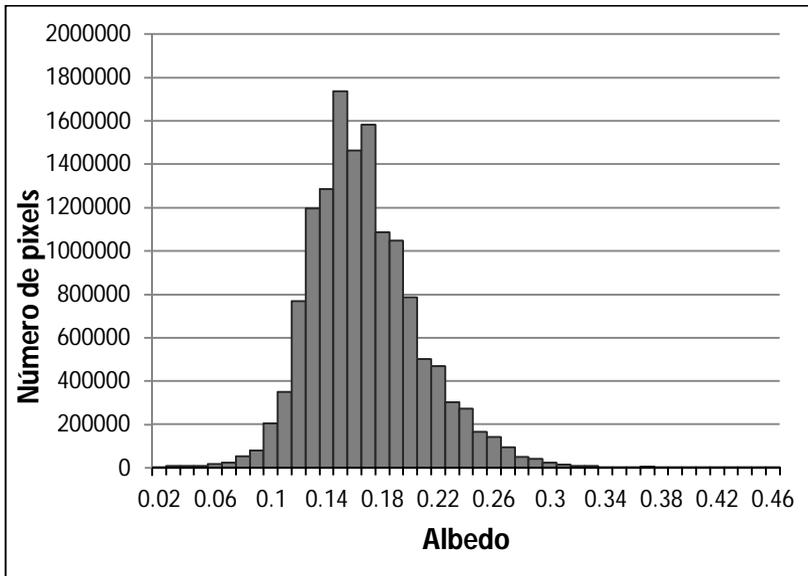


Figura 7.2: Histograma de frequência do albedo da superfície.

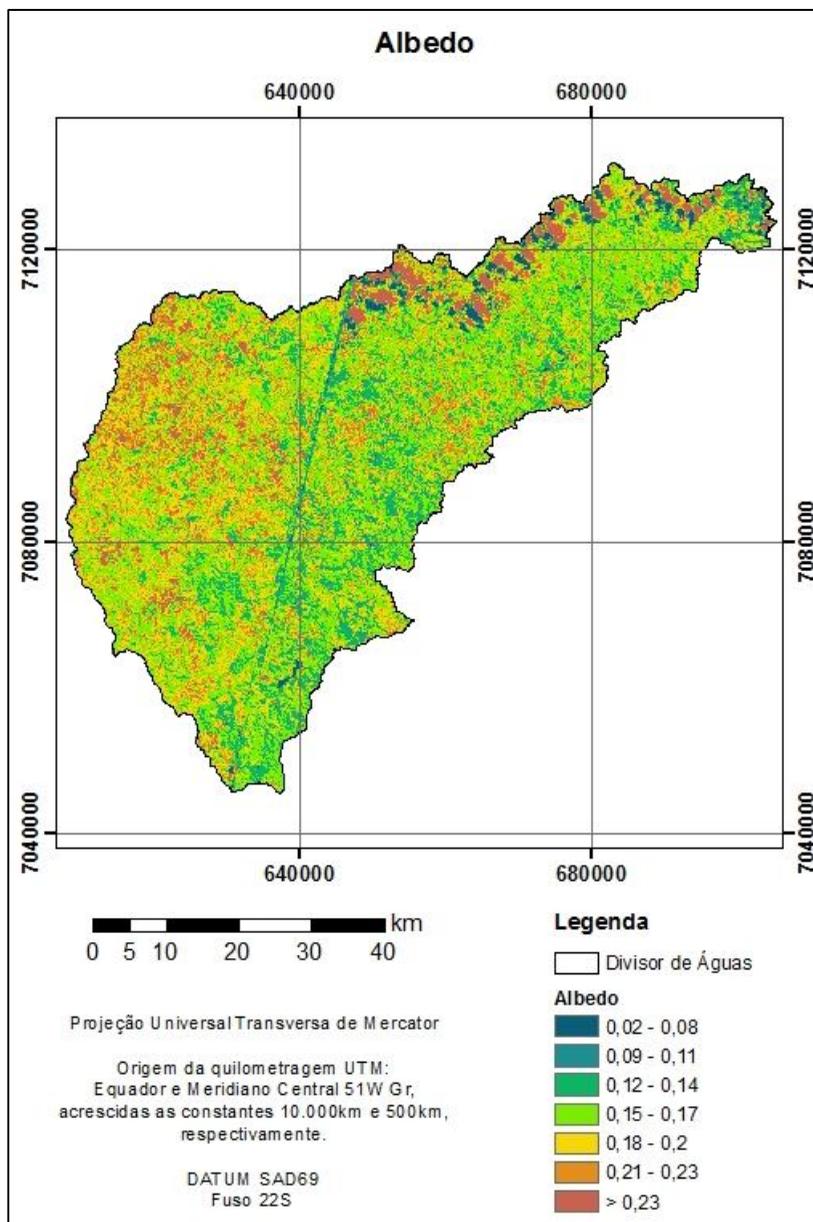


Figura 7.3: Albedo da superfície para a bacia do alto Rio Negro.

Neste sentido, observa-se que os valores encontrados nesse estudo corroboram com estudos já realizados. Allen *et al.* (2002) apresentam como valores típicos de albedo, para água, valores de 0,025 a 0,348, para pasto 0,15 a 0,25, para floresta de coníferas de 0,10 a 0,15. Pereira *et al.* (2002) citam o albedo característico para água de 0,05, para solo claro seco de 0,25 a 0,45, para solo escuro de 0,05 a 0,15, para gramado de 0,20 a 0,30 e de 0,10 a 0,15 para floresta.

Santos (2010) aplicou o SEBAL com imagens ASTER para uma região de Paraíso do Sul, no estado do Rio Grande do Sul, e encontrou valores entre 0,08 a 0,12 para o Rio Jacuí e demais corpos hídricos e valores superiores a 0,23 em áreas de solo exposto com vegetação muito esparsa. Leivas (2008), também a partir de imagens ASTER, obteve o albedo em duas áreas testes no Rio Grande do Sul e obteve valores médios de 0,07 e 0,09 para água de rios e 0,06 para água de açudes, 0,013 e 0,16 para áreas de reflorestamento, e 0,18 para solo exposto.

Giacomoni (2005) aplicou o SEBAL para todo o estado do Rio Grande do Sul, por meio de imagens do sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR), e encontrou valores de albedo entre 0,04 e 0,18, com média de 0,07 para uma área da Lagoa dos Patos, entre 0,11 a 0,19 e média de 0,18 para áreas de campo, entre 0,10 a 0,21, com média de 0,16 para áreas de cultivo, entre 0,07 a 0,36, com média de 0,16 para áreas de floresta.

Outros estudos utilizaram imagens do sensor *Thematic Mapper* do satélite Landsat 5: Giongo (2011) que após aplicar o *Mapping Evapotranspiration at High Resolution and with Internalized Calibration* (METRIC) para a bacia do rio Corumbataí, em São Paulo, obteve para lagos e rios da bacia o albedo variando entre 0,06 e 0,11 e, para áreas de pasto, entre 0,25 a 0,34; Silva *et al.* (2005b) utilizaram imagens de duas datas distintas e encontraram o albedo de 0,08 e 0,09 para o lago do Sobradinho, na Bahia, e para o leito do rio São Francisco, 0,31 a 0,33 para solo exposto.

7.2.2 NDVI

Como o NDVI é calculado pela diferença entre a reflectância na região do infravermelho próximo e vermelho visível, que é normalizada pela divisão da soma dessas regiões, seus valores podem variar de -1 a 1. Valores próximos de -1 indicam corpos hídricos, valores próximos de 1 indicam vegetação densa.

A Figura 7.4 e a Tabela 7.3 mostram o comportamento espacial e a análise estatística do NDVI para a bacia do alto rio Negro. Constata-se que o NDVI variou de -0,29 a 0,98 e que a imagem destaca a vegetação em relação aos demais elementos, como áreas urbanas, solo exposto e corpos hídricos. Os tons de verde indicam áreas cobertas de vegetação, sendo que as zonas em verde escuro representam regiões de vegetação densa, onde os valores de NDVI foram os mais elevados, variando entre 0,52 a 0,90, com média de 0,80 para floresta nativa e entre 0,42 a 0,94, com média de 0,83 para reflorestamento. As áreas de pastagem e agricultura apresentaram NDVI menos elevados, com média de 0,65 e variação de 0,29 a 0,86 e média de 0,71 e variação de 0,32 a 0,90, respectivamente. Já as áreas em tons de marrom indicam regiões com nenhuma ou pouca cobertura vegetal, sendo que as áreas de solo exposto claro apresentaram média de 0,26 e variação de 0,02 a 0,83, as áreas de solo exposto escuro, média de 0,35, variando de 0,14 a 0,88. Nas áreas de solo exposto (claro e escuro) os valores mais elevados de NDVI podem estar relacionados a presença de vegetação esparsa e de pequeno porte. Com relação as áreas urbanas o NDVI médio foi de 0,27, com mínimo de -0,10 e máximo de 0,85, e ainda apresentaram o maior desvio padrão dentre as classes de uso e cobertura do solo, o que pode ser justificado em função de as cidades presentes na bacia apresentarem diversas regiões com vegetação entre as construções. Os corpos hídricos apresentaram os menores valores de NDVI, com mínimo de -0,05, máximo de 0,74 e média de 0,17.

Tabela 7.3: NDVI para os diferentes usos e coberturas do solo.

Uso e cobertura	NDVI				
	Mínimo	Máximo	Amplitude	Média	Desvio Padrão
Água	-0,05	0,74	0,79	0,17	0,07
Solo Exposto Claro	0,02	0,83	0,81	0,26	0,08
Solo Exposto Escuro	0,14	0,88	0,74	0,35	0,06
Área Urbana	-0,10	0,85	0,95	0,27	0,14
Floresta Nativa	0,52	0,90	0,38	0,80	0,03
Reflorestamento	0,42	0,94	0,52	0,83	0,03
Agricultura	0,32	0,90	0,58	0,71	0,09
Pastagem	0,29	0,86	0,57	0,65	0,06

Di Pace (2008) encontrou valores de NDVI próximos a 0,15 e a 0,19 para áreas de solo exposto no Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho e áreas adjacentes, localizados nos municípios de Casa Nova, na Bahia e de Petrolina, em Pernambuco.

Giacomoni (2005) utilizando imagens de baixa resolução espacial, encontrou um valor médio de NDVI de 0,21 para área urbana, estando próximo ao valor de 0,27, obtido nesse estudo. No entanto, para as classes de vegetação, os valores obtidos pelo autor supracitado são menores, como por exemplo, 0,5 para floresta, 0,38 para área cultivada e 0,46 para campo.

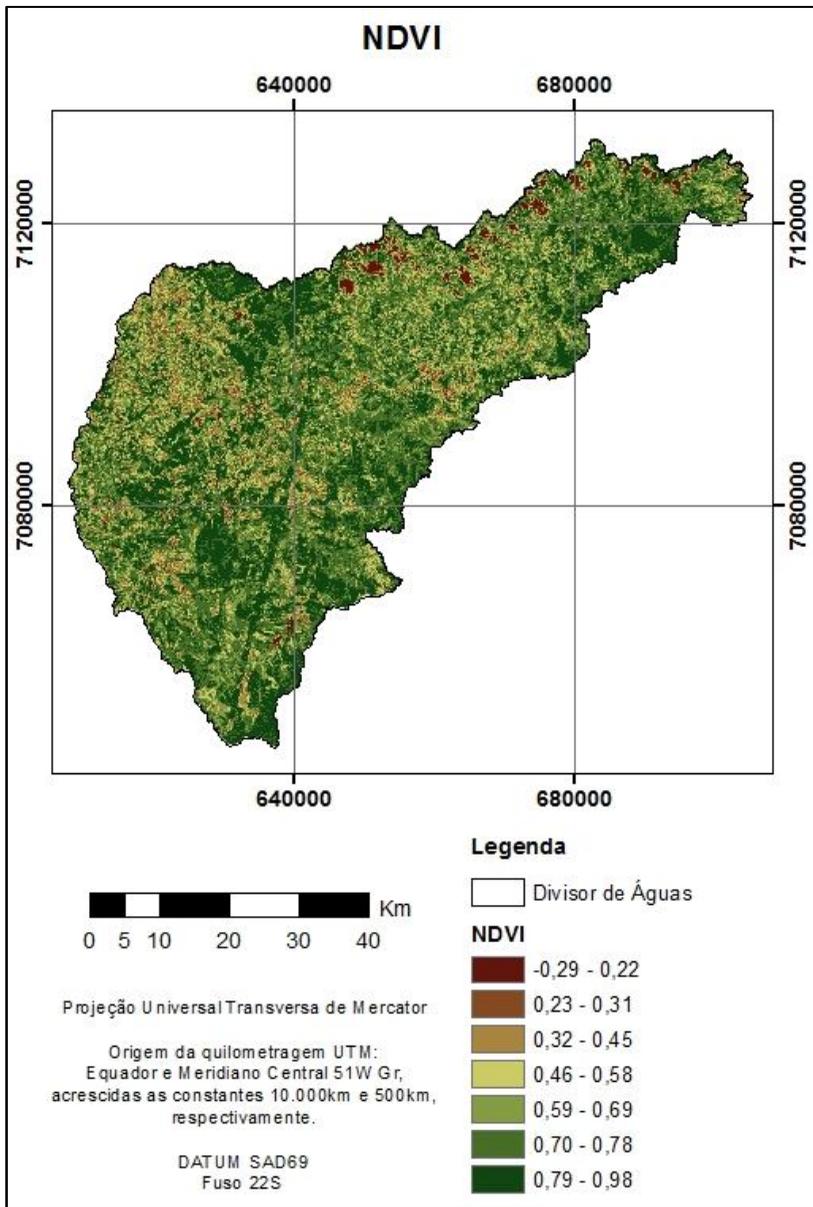


Figura 7.4: NDVI para a bacia do alto Rio Negro.

7.2.3 Saldo de Radiação

A Figura 7.5 mostra o histograma de frequência do saldo de radiação à superfície. Já a Tabela 7.4 e a Figura 7.6 mostram a análise estatística e a distribuição espacial do saldo de radiação da bacia do alto Rio Negro para o momento de aquisição da imagem de satélite.

Na Figura 7.6 os *pixels* em tom de marrom avermelhado e alaranjado correspondem predominantemente a áreas de vegetação mais densa, com os maiores valores médios de saldo de radiação (532 W.m^{-2} para reflorestamento e 526 W.m^{-2} para floresta nativa). Os corpos hídricos apresentaram os maiores valores dentre todas as classes de uso e cobertura (610 W.m^{-2}). Este comportamento está dentro do esperado, visto que essas áreas possuem os menores valores de albedo, refletindo uma menor porcentagem da radiação de ondas curtas, que, em conjunto com uma menor perda por radiação de ondas longas em função de apresentarem as menores temperaturas, favorece a disponibilidade da energia na forma de saldo de radiação. A classe de solo exposto escuro também apresentou R_n elevado (498 W.m^{-2}).

Os valores intermediários podem ser visualizados nos tons de amarelo e verde claro e são, em média, 444 W.m^{-2} para agricultura e 451 W.m^{-2} para pastagem.

Observam-se os menores valores médios para as áreas de solo exposto claro e áreas urbanas (404 e 429 W.m^{-2} , respectivamente), que possuem características opostas a dos corpos hídricos, correspondendo às áreas com maior perda de energia por reflexão e emissão.

Pelo histograma mostrado na Figura 7.5 também foi observada uma concentração maior de número de *pixels* com saldo de radiação característico das áreas com maior cobertura da bacia, ou seja, vegetação nativa (que variou de 418 a 593 W.m^{-2} , com mediana de 529 W.m^{-2}) e reflorestamento (que variou de 338 a 612 W.m^{-2} , com mediana de 532 W.m^{-2}).

Tabela 7.4: Saldo de radiação para os diferentes usos e coberturas do solo.

Uso e cobertura	Saldo de Radiação				Desvio Padrão (W.m ⁻²)
	Mínimo (W.m ⁻²)	Máximo (W.m ⁻²)	Média (W.m ⁻²)	Mediana (W.m ⁻²)	
Água	555	614	610	614	7
Solo Exposto Claro	321	518	404	404	28
Solo Exposto Escuro	390	585	498	499	29
Área Urbana	228	542	429	431	33
Floresta Nativa	418	593	526	529	22
Reflorestamento	338	612	532	532	23
Agricultura	338	560	444	445	31
Pastagem	341	536	451	448	33

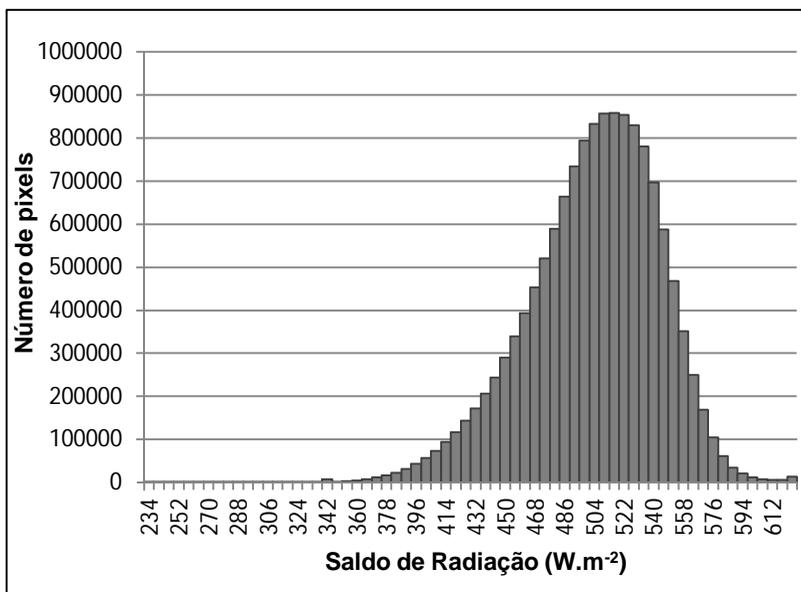


Figura 7.5: Histograma de frequência do saldo de radiação à superfície.

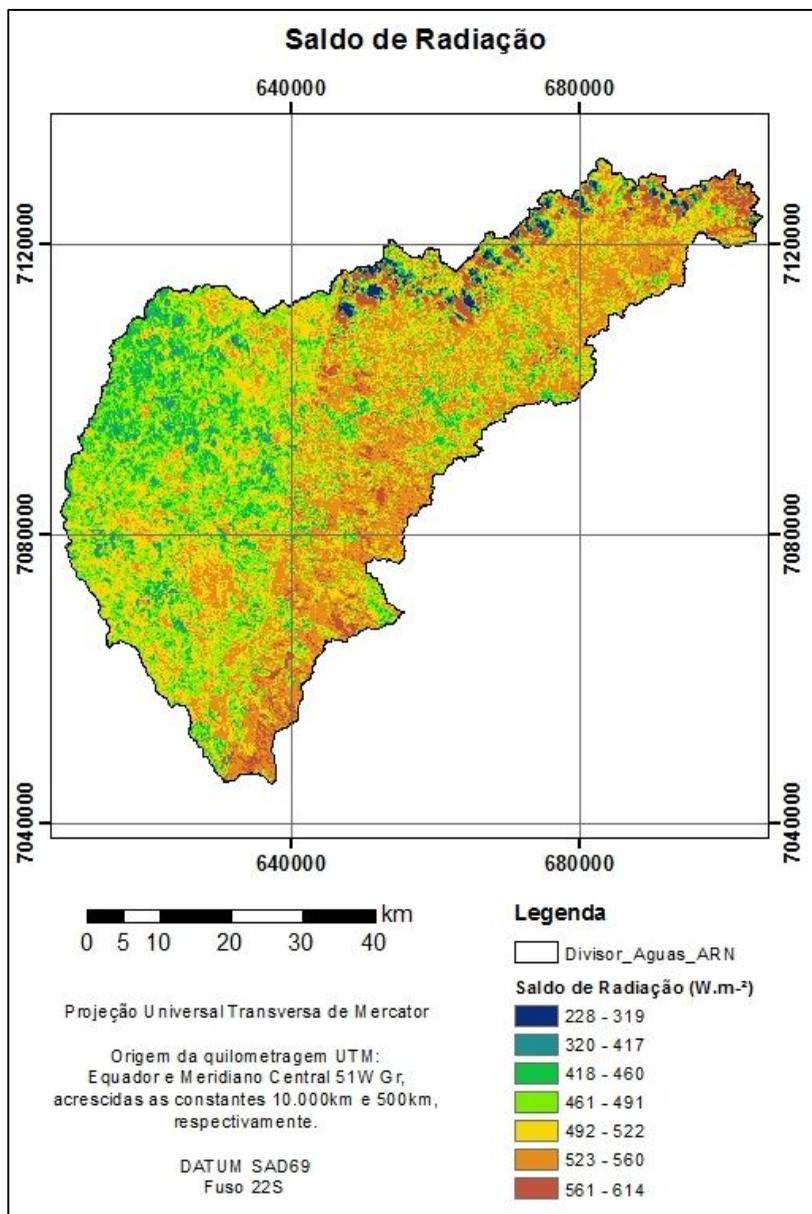


Figura 7.6: Saldo de radiação para a bacia do alto Rio Negro.

Outros estudos, como os de Giacomoni (2005), Leivas (2008), Gomes *et al.* (2009) e Giongo (2011), analisaram e também constataram os diferentes comportamentos do R_n em função das diferentes temperaturas e dos albedos da superfície que estão intrínsecos aos diferentes usos e coberturas do solo.

Leivas (2008), para a área citada no item 8.2.1, encontrou os menores valores de R_n no solo exposto, com aproximadamente 488 W.m^{-2} (valor próximo ao resultante para solo exposto escuro nesse estudo, 498 W.m^{-2}), seguido pela área ocupada por cultura de arroz e área urbana, $504,75 \text{ W.m}^{-2}$ e $513,32 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente. Os maiores valores de R_n também foram encontrados nos corpos d'água, como por exemplo, $605,3 \text{ W.m}^{-2}$ na área de açude.

Santos (2009) obteve R_n de $268,82$ a 670 W.m^{-2} para áreas de solo exposto ou com vegetação nativa pouco densa e valores acima de 700 W.m^{-2} para vegetação de maior densidade, correspondendo a culturas de arroz e soja e aos espelhos d'água dos açudes.

7.2.4 Fluxo de Calor no Solo

O fluxo de calor no solo é a componente de menor intensidade do balanço de energia da superfície e é difícil de estimar precisamente através de técnicas de sensoriamento remoto (FOLHES, 2007; SANTOS *et al.*, 2010; GIONGO, 2011). Giongo (2011) afirmou ainda que o principal problema na estimativa de G a partir de imagens satélite é que, apesar de os fluxos de superfícies poderem ser semelhantes em determinadas condições, há a impossibilidade de detecção de diferenças de fluxo em profundidade e este é influenciado por fatores como o tipo de solo e umidade real. No entanto, Bastiaanssen *et al.* (1998b) afirma que valores de G medidos em campo são válidos para pequenas áreas com características consideradas homogêneas no entorno do ponto de medida e, que, em se tratando de escala de bacia hidrográfica (com cobertura heterogênea), a utilização de sensoriamento remoto não é um fator limitante.

Para a bacia do alto Rio Negro, pode-se observar o comportamento do fluxo de calor no solo estimado pelo SEBAL através da Tabela 7.5 e da Figura 7.7.

A metodologia utilizada para o cálculo de G é diretamente proporcional à temperatura da superfície e ao saldo de radiação, e leva

em conta o albedo e o NDVI. Nesse sentido, foi observado que o maior valor médio de G foi obtido para as regiões com menor cobertura vegetal dentre as classes de uso e cobertura do solo e com maior temperatura da superfície e albedo, ou seja, para as áreas urbanas (63 W.m^{-2}), seguidos das áreas de solo exposto escuro e claro (56 e 53 W.m^{-2} , respectivamente) e podem ser visualizados na Figura 7.5 em tons de marrom, alaranjado e amarelo.

As áreas com vegetação de menor porte ou densidade (pastagem e agricultura) também se apresentam em tom de amarelo, e correspondem aos valores intermediários de G (48 e 44 W.m^{-2} , respectivamente).

As classes de floresta nativa e de reflorestamento apresentam-se na Figura 7.7 predominantemente nos tons de verde e azul claro, com comportamento médio de 31 e 26 W.m^{-2} , respectivamente.

A água, apesar de apresentar temperatura da superfície não tão elevada, além dos menores valores de albedo, apresentou uma das maiores densidades de fluxo de calor no solo (56 W.m^{-2}). Este fato pode ser explicado em função do peculiar comportamento termodinâmico da água, que possui maior capacidade de condução de calor em comparação, por exemplo, com áreas de solo exposto.

A Figura 7.8 mostra o histograma com a distribuição do número de *pixels* pelos valores de G . Constata-se uma tendência a bimodalidade, com valores concentrados no entorno de 25 a 40 W.m^{-2} (sendo que a mediana para classe reflorestamento é 25 W.m^{-2} e para floresta nativa é 32 W.m^{-2}) e de 42 a 55 W.m^{-2} (cujas medianas para solo exposto claro e escuro sendo 53 e 54 W.m^{-2} , respectivamente).

Tabela 7.5: Fluxo de calor no solo para os diferentes usos e coberturas do solo.

Uso e cobertura	Fluxo de Calor no Solo				
	Mínimo (W.m ⁻²)	Máximo (W.m ⁻²)	Média (W.m ⁻²)	Mediana (W.m ⁻²)	Desvio Padrão (W.m ⁻²)
Água	37	73	56	56	4
Solo Exposto Claro	33	75	53	53	6
Solo Exposto Escuro	37	75	56	54	8
Área Urbana	23	75	63	64	7
Floresta Nativa	18	58	31	32	4
Reflorestamento	17	59	26	25	5
Agricultura	19	73	44	44	11
Pastagem	24	68	48	48	7

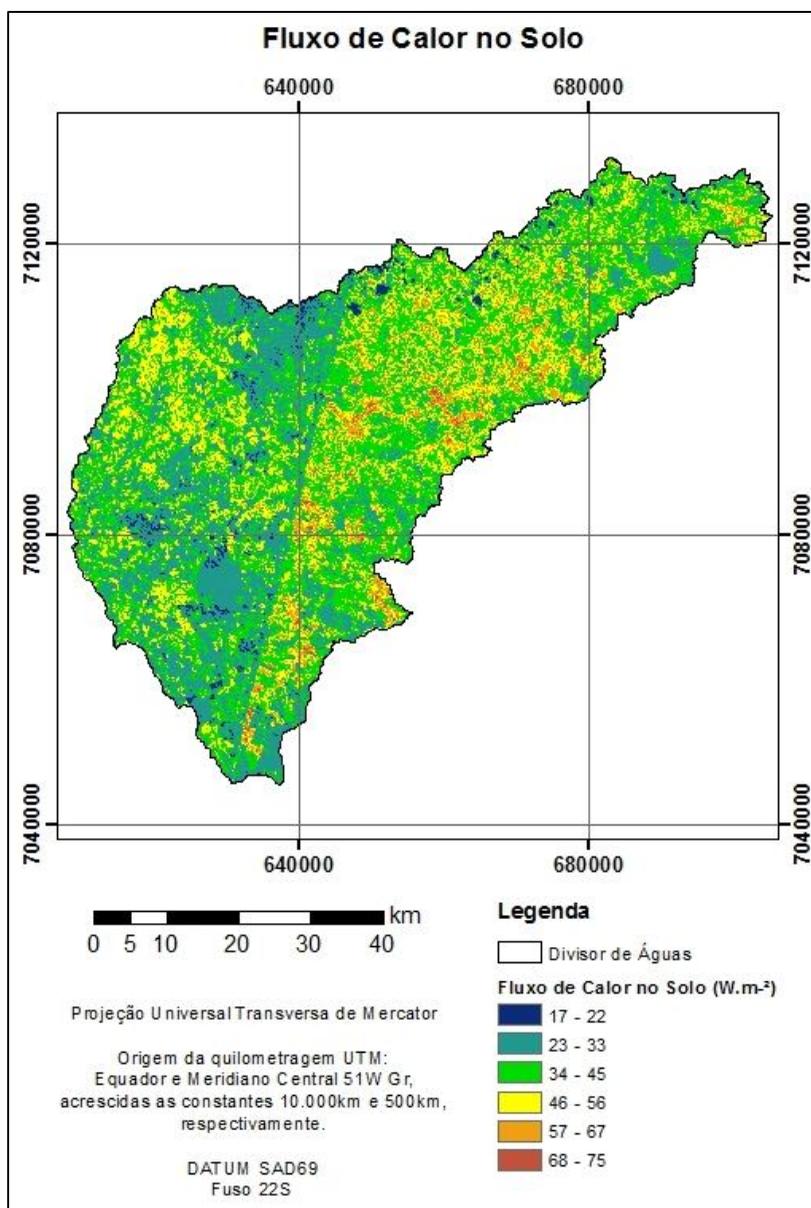


Figura 7.7: Fluxo de calor no solo para a bacia do alto Rio Negro.

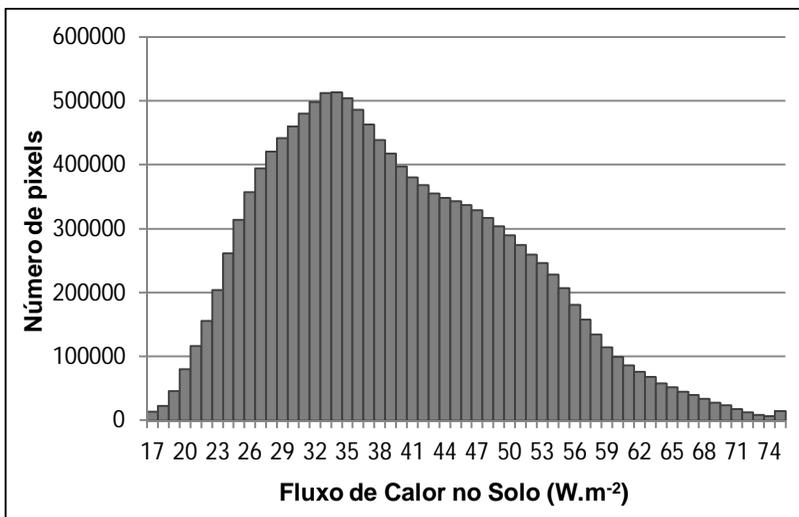


Figura 7.8: Histograma de frequência do fluxo de calor no solo à superfície.

Santos (2009) observou os menores valores de G nas áreas mais úmidas (dentre elas, corpos hídricos), variando de aproximadamente 45,05 a 100,43 W.m^{-2} . Em adição, encontrou valores entre 15 e 70 W.m^{-2} principalmente para áreas de agricultura, sendo esses valores próximos aos obtidos neste estudo, que foi de 19 a 73 W.m^{-2} .

Giacomoni (2005) obteve valores médios de G por meio de imagens AVHRR, aplicadas ao SEBAL, referentes aos 365 dias do ano de 1998. Dentre elas, imagens de abril a maio resultaram em valores médios em que a variação pôde ser verificada dentro dos valores apresentados nesse estudo, como por exemplo: G variando de aproximadamente 125 a 200 W.m^{-2} para a classe lagoa, aproximadamente 0 a 67 W.m^{-2} para área urbana, 20 a 45 W.m^{-2} para floresta, 30 a 60 W.m^{-2} para área cultivada e aproximadamente 20 a 60 para campo.

7.2.5 Fluxo de Calor Sensível

A estimativa de H é considerada como o cerne do SEBAL, e tem como ponto chave uma calibração interna do gradiente de temperatura próxima à superfície entre dois níveis. Nesse sentido, o estabelecimento

de H foi feito através de um processo iterativo utilizando os dados meteorológicos e as informações dos *pixels* âncoras (frio e quente) até que os resultados mostrassem uma convergência (estabilidade) nos valores de r_{ah} e dT .

Como explicitado no item 7.4, em função da diferença de datas entre as imagens ASTER que abrangiam toda a bacia do alto Rio Negro, foram criados dois mosaicos. Portanto, para cada mosaico realizou-se um processo iterativo e foram selecionados os dados meteorológicos da hora mais próxima à passagem do satélite, bem como selecionados os *pixels* âncoras e adquiridas suas informações necessárias (sendo escolhido, nos dois mosaicos, o *pixel* frio sobre corpo hídrico e o *pixel* quente em área de cultivo sem vegetação em sua superfície), conforme apresentados na Tabela 7.6.

Tabela 7.6: Informações dos *pixels* âncoras escolhidos.

Data		13/04/2006	22/04/2006
<i>Pixel</i> frio	E (m)	639162,7	637911,8
	N (m)	7079340,3	7094194,9
	T_s (K)	291,5	291,1
<i>Pixel</i> quente	E (m)	639162,7	602182,5
	N (m)	7079340,2	7081774,7
	T_s (K)	308,4	298,8
	NDVI	0,16	0,179
	Rn (W.m⁻²)	395	389
	G (W.m⁻²)	64	57
	r_{ah}	200	78
	H (W.m⁻²)	331	332
Parâmetros da última iteração	a	-4,52372055	-11.73322635
	b	0,24652428	0.65366164

*E e N (coordenadas UTM)

A Tabela 7.7 e a Figura 7.9 mostram a análise estatística e a distribuição espacial do fluxo de calor sensível da bacia do alto Rio Negro no momento de aquisição da imagem de satélite.

Os menores valores médios de H foram observados nas áreas com maior densidade de vegetação, sendo 12 W.m⁻² para reflorestamento e 23 W.m⁻² para floresta nativa e 41 W.m⁻² para água.

Essas classes apresentam-se predominantemente em tons de azul na Figura 7.9, e cabe ressaltar que os tons mais escuros representam os menores valores de H (predominantemente floresta nativa e reflorestamento), e que concentram-se principalmente na parte esquerda do mosaico da bacia, que corresponde às imagens de 22 de abril. Ainda, pelo histograma da Figura 7.10 observa-se a distribuição de frequência dos *pixels* para o fluxo de calor sensível, com intervalo com maior número de *pixels* abrindo as medianas para reflorestamento (7 W.m^{-2}) e floresta nativa (20 W.m^{-2}).

As classes de solo exposto escuro, agricultura e pastagem apresentaram valores mais elevados, correspondendo a 78, 87 e 92 W.m^{-2} , respectivamente. Os maiores valores médios de H foram encontrados nas áreas com pouca ou nenhuma cobertura vegetal (111 W.m^{-2} para áreas de solo exposto claro e 120 W.m^{-2} para área urbana).

A Figura 7.9 apresenta os maiores valores de H em tons de amarelo e alaranjado, concentrando-se também na parte esquerda do mosaico, onde áreas de solo exposto são maiores e é referente ao dia em que a velocidade do vento foi aproximadamente, três vezes maior que a de 14 de abril (lado direito do mosaico).

Tabela 7.7: Fluxo de calor sensível para os diferentes usos e cobertura do solo.

Uso e cobertura	Fluxo de Calor Sensível				Desvio Padrão (W.m^{-2})
	Mínimo (W.m^{-2})	Máximo (W.m^{-2})	Média (W.m^{-2})	Mediana (W.m^{-2})	
Água	0	179	41	32	33
Solo Exposto Claro	-2	333	111	109	54
Solo Exposto Escuro	-2	287	78	66	46
Área Urbana	8	359	120	124	47
Floresta Nativa	-4	239	23	20	19
Reflorestamento	-6	294	12	7	25
Agricultura	2	229	87	81	49
Pastagem	2	230	92	91	38

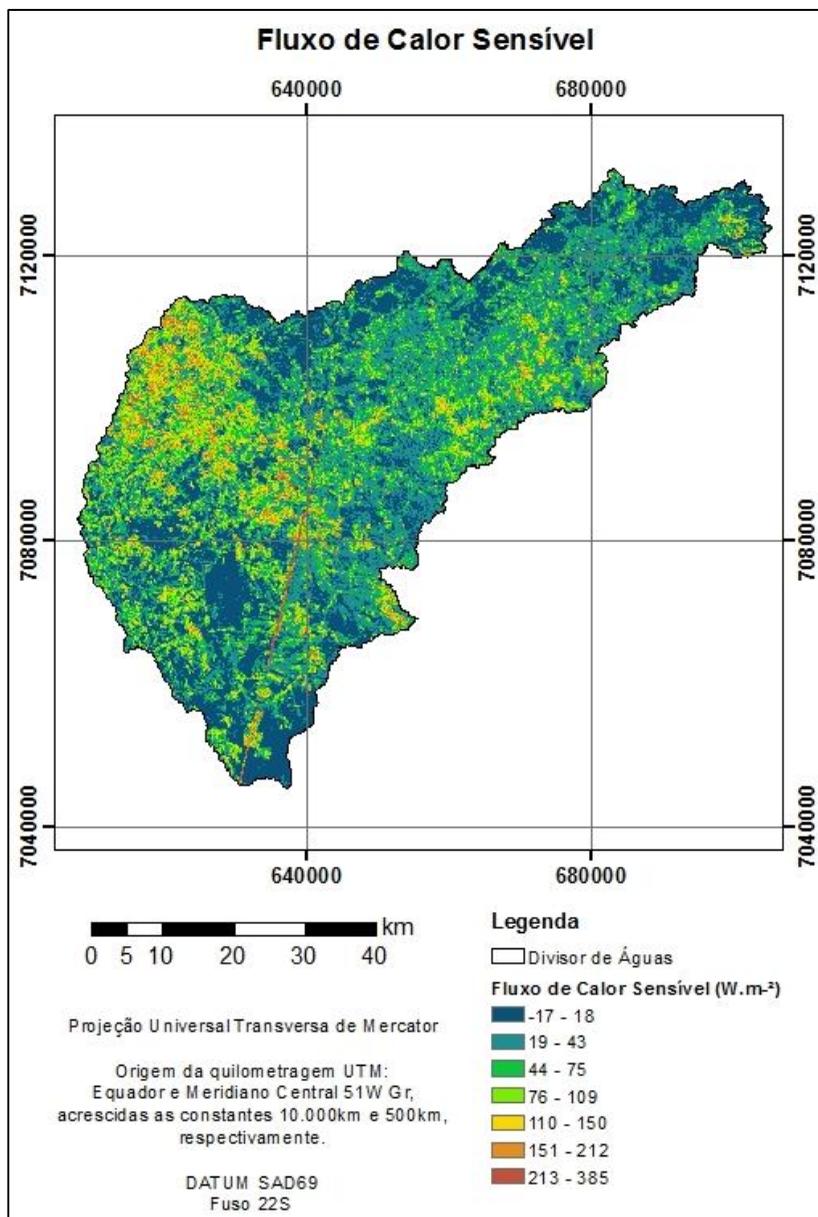


Figura 7.9: Fluxo de calor sensível para a bacia do alto Rio Negro.

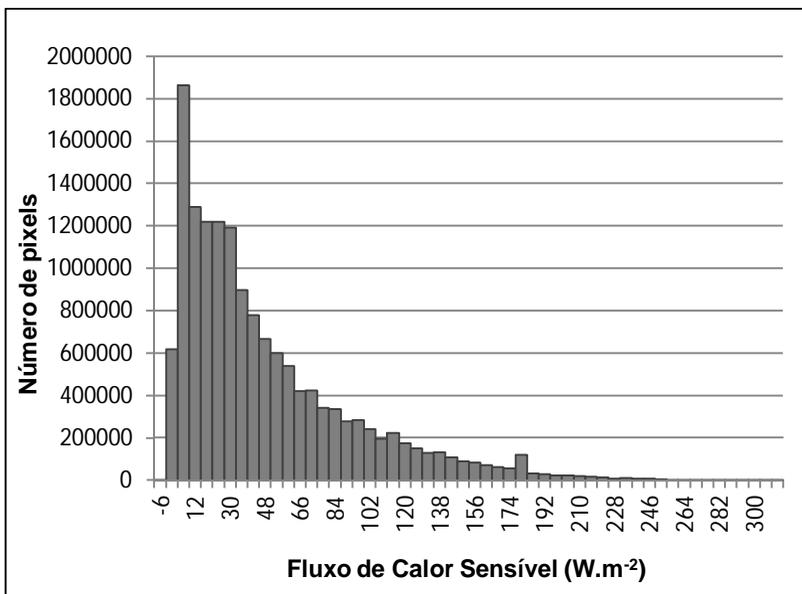


Figura 7.10: Histograma de frequência do fluxo de calor sensível à superfície.

Santos (2009) obteve dados de H que se enquadram entre os mínimos e máximos apresentados na Tabela 7.7. O autor obteve valores entre -9 e 95 W.m^{-2} predominantemente em áreas com influência espectral da água, como as lavouras de arroz irrigado e os corpos hídricos. Em áreas urbanizadas, H variou de 200 a 400 W.m^{-2} . Já as áreas com baixa densidade de vegetação apresentaram os maiores valores, superando 400 W.m^{-2} em algumas regiões.

Giacomoni (2005) analisou os valores médios de H para amostras representativas de algumas classes de uso e cobertura do solo e, para imagens entre abril e maio de 1998, obteve valores próximos aos apresentados na Tabela 7.7: para lagoa, obteve valores médios no entorno de 30 , 40 e 45 W.m^{-2} , para área urbana, 145 , 170 e 185 W.m^{-2} , para floresta, algumas imagens apresentaram valores próximos a 15 e 40 W.m^{-2} , no entanto, também foram obtidos valores próximos a 125 e 215 W.m^{-2} , para agricultura foram observados H no entorno de 155 , 165 e 190 W.m^{-2} , e para campo, em torno de 105 , 110 e 130 W.m^{-2} .

Sabe-se que os fatores climáticos de uma região, como insolação, umidade relativa do ar, temperatura e vento, além do tipo de cobertura,

influenciam a disponibilidade de radiação sobre uma superfície e a proporção dos componentes do balanço de energia. Bastiaanssen (2000) verificou que uma maior quantidade de radiação solar ocasionou um aumento do fluxo de calor sensível em áreas mais secas.

Assim, foram verificados valores mais baixos de H para a bacia do alto Rio Negro em relação a estudos realizados na região nordeste do Brasil em clima semi-árido (e.g. FOLHES, 2007; MEIRELES, 2007; BEZERRA, 2008).

Meireles (2007) aplicou o SEBAL por meio de uma imagem Landsat TM 5, de setembro de 2004, para o Perímetro de Irrigação Araras Norte e os quatro principais reservatórios (Jaibaras, Paulo Sarasate, Edson Queiroz e Forquilha) da bacia do Acaraú, no estado do Ceará e obteve mais de 78% de sua área estudada com H entre 180 e 350 $W.m^{-2}$.

Folhes (2007) estudou o Distrito de Irrigação Jaguaribe-Apodi (DIJA), situado na Chapada do Apodi, nas proximidades do limite entre os estados do Ceará e Rio Grande do Norte e observou para 25 de outubro de 2005 que grande parte da área apresentou H de 300 a valores superiores a 600 $W.m^{-2}$. Apenas observando a Figura 7.6 é possível verificar que os valores mais freqüentes de H para a bacia do alto Rio Negro são menores aos apresentados pelos dois autores, encontrando-se entre aproximadamente -17 e 109 $W.m^{-2}$.

7.2.6 Fluxo de Calor Latente

Em ambientes úmidos, uma grande quantidade de energia é utilizada para vaporização, causando fluxo de calor latente maior que fluxo de calor sensível (CHANG, 2002). Esse comportamento pôde ser observado apenas comparando-se visualmente as Figuras 7.9 e 7.11 e parece estar de acordo, visto que, como descrito no item 5, a bacia do alto Rio Negro possui clima temperado constantemente úmido, sem estação seca definida.

Em adição, foram constatados *pixels* com valores negativos de λET em quase todas as classes de uso e cobertura do solo. GIACOMONI (2005) relatou valores negativos de λET após a aplicação do SEBAL e que essa constatação foi feita por outros autores, além de afirmar que isso indica erros associados ao cálculo do balanço de energia e que pode ser afetado, por exemplo, pela precisão dos equipamentos utilizados para coletar dados de entrada, pela imprecisão

do sensor do satélite e pela simplificação das equações empíricas utilizadas pelo algoritmo.

Pela Figura 7.11 pode-se observar o predomínio de tons de marrom, alaranjado e amarelo, representando λET variando de 396 a 620 $W.m^{-2}$ e abrangendo as áreas cobertas por vegetação. Os tons de verde e azul abrangem áreas com menor intensidade de fluxo de calor latente, como as áreas urbanas e o solo exposto, variando de 9 a 395 $W.m^{-2}$.

A Tabela 7.8 apresenta o comportamento médio do λET em função das classes de uso e cobertura do solo da bacia. Os menores valores foram observados no solo exposto claro e área urbana (240 e 245 $W.m^{-2}$, respectivamente), que, em média, apresentaram as maiores densidades de fluxo de calor no solo e sensível e os menores valores de saldo de radiação. As classes de pastagem, agricultura e solo exposto escuro apresentaram valores intermediários de λET , ou seja, 312, 311 e 365 $W.m^{-2}$, respectivamente. Floresta nativa, reflorestamento e água apresentaram densidades mais altas de fluxo de calor latente (472, 494 e 519 $W.m^{-2}$, respectivamente), coincidindo, as duas primeiras, com as classes que apresentaram os valores médios mais elevados de saldo de radiação e os menores valores dos fluxos de calor no solo e sensível.

Santos (2009) observou elevado λET para corpos hídricos, com valores superiores a 624 $W.m^{-2}$. λET entre -108 e 321 $W.m^{-2}$ foram encontrados, sendo que áreas de solo exposto apresentaram os menores valores, enquanto que a vegetação nativa, valores mais elevados.

Tabela 7.8: Fluxo de calor latente para os diferentes usos e coberturas do solo.

Uso e cobertura	Fluxo de Calor Latente				Desvio Padrão ($W.m^{-2}$)
	Mínimo ($W.m^{-2}$)	Máximo ($W.m^{-2}$)	Média ($W.m^{-2}$)	Mediana ($W.m^{-2}$)	
Água	181	596	519	529	48
Solo Exposto Claro	9	451	240	240	73
Solo Exposto Escuro	42	517	365	381	75
Área Urbana	9	465	245	244	69
Floresta Nativa	170	545	472	477	32
Reflorestamento	103	578	494	501	38
Agricultura	42	505	311	318	80
Pastagem	60	472	312	305	62

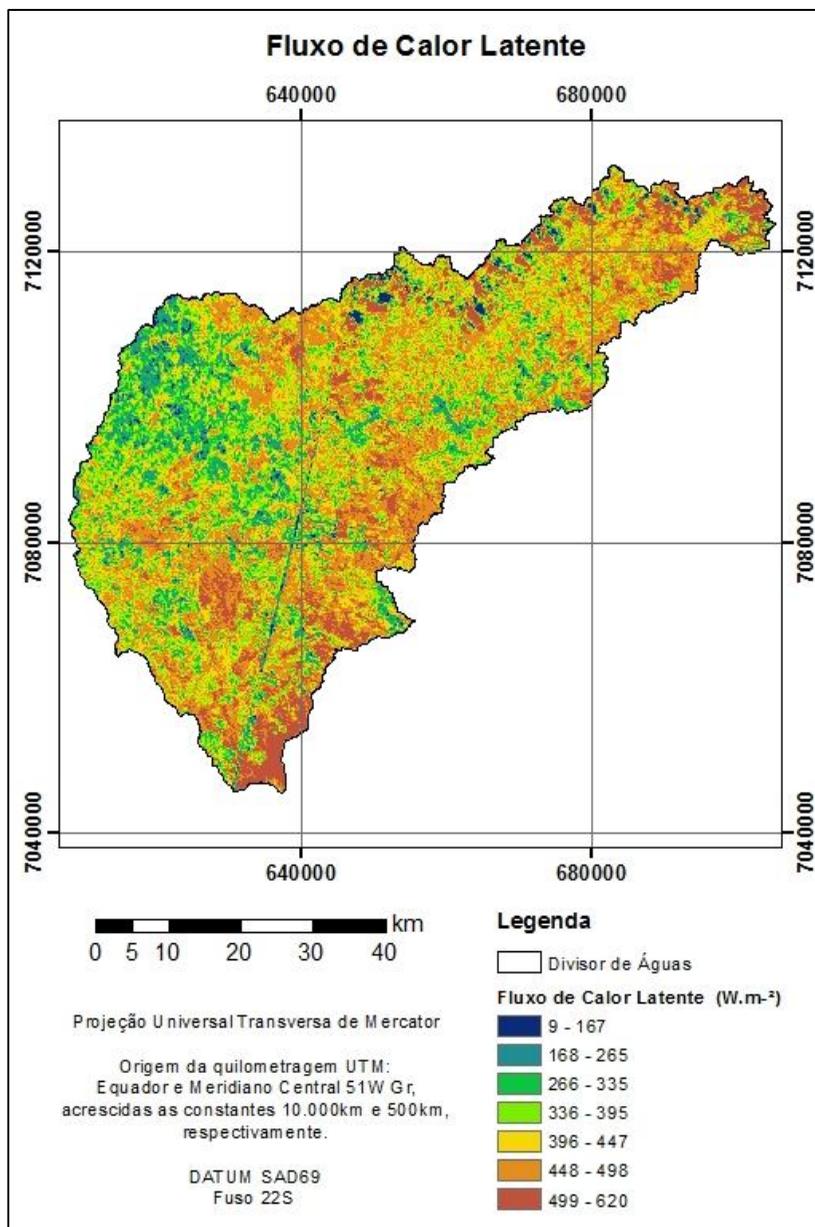


Figura 7.11: Fluxo de calor latente para a bacia do alto Rio Negro.

A Figura 7.12 mostra a distribuição da frequência do número de *pixels* para fluxo de calor latente. Observa-se uma tendência de maior frequência de λET também coincidindo para as classes de maior cobertura da bacia, ou seja, floresta nativa (com mediana de 477 W.m^{-2}) e reflorestamento (com mediana de 501 W.m^{-2}).

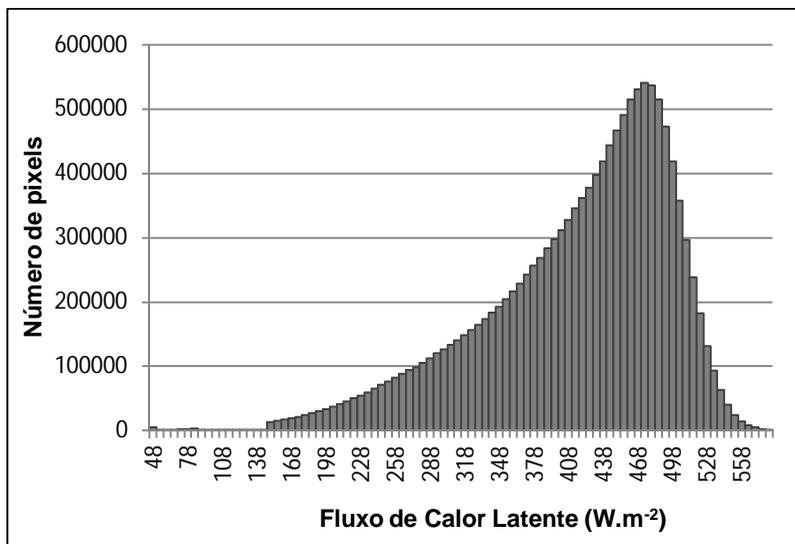


Figura 7.12: Histograma de frequência do fluxo de calor latente à superfície.

7.2.7 Evapotranspiração Real Diária

A evapotranspiração real diária foi calculada pela Equação 7.41. Bastiaanssen (2000) afirmou que evapotranspiração real pode ser obtida diretamente como um produto da fração evaporativa pelo saldo de radiação, e é uma base simples para relacionar energia solar e a disponibilidade de umidade no solo.

A Tabela 7.9 mostra a análise estatística e a Figura 7.13, o comportamento espacial da ET_{24h} para a bacia do alto Rio Negro.

Pela Figura 7.13, percebe-se que os menores valores de ET_{24h} , variam predominantemente de $0,02$ a $2,81 \text{ mm.dia}^{-1}$ e estão concentrados na área esquerda do mosaico, em cor amarela, verde claro e verde limão, região com a maior porcentagem de áreas de solo exposto. Já os maiores valores, de $3,46$ a $5,45 \text{ mm.dia}^{-1}$, estão

representados pelos tons de azul e abrangem principalmente as áreas de vegetação mais densa.

Através da análise estatística dos polígonos de cada classe foi possível observar os menores valores médios de ET_{24h} para as áreas com maior interferência antrópica e, os maiores, para as áreas mais conservadas ou com menor interferência, como florestas e água. Bastiaanssen *et al.* (2005), Giacomoni (2005), Hendrickx *et al.* (2005), também ressaltaram a influência do tipo de cobertura da superfície no comportamento da evapotranspiração.

O solo exposto claro apresentou o menor valor médio de evapotranspiração, com $2,2 \text{ mm.dia}^{-1}$, seguido das áreas urbanas, com $2,4 \text{ mm.dia}^{-1}$, agricultura e pastagem, com $2,9 \text{ mm.dia}^{-1}$.

O solo exposto escuro apresentou um valor intermediário ($3, 5 \text{ mm.dia}^{-1}$), sendo praticamente 1,5 vezes maior que para solo exposto claro. Isto, juntamente com albedo de 0,15 similar a áreas com vegetação, enfatizam a possibilidade de haver vegetação em estágio inicial de desenvolvimento ou solo preparado para plantio, que faria com que solos mais escuros e úmidos ficassem aparentes. Áreas com vegetação densa resultaram valores mais elevados de fluxo de calor latente e, conseqüentemente, ET_{24h} mais elevada, e podem ser visualizadas em tons de azul claro e médio na Figura 7.13. Em média, a floresta nativa apresentou $4,1 \text{ mm.dia}^{-1}$ e reflorestamento, $4,3 \text{ mm.dia}^{-1}$. Para o histograma de evapotranspiração real diária (Figura 7.14) constatou-se a mesma tendência dos resultados já apresentados, com maior frequência de ET_{24h} também coincidindo para as classes de maior cobertura da bacia, ou seja, floresta nativa (com mediana de $4,2 \text{ mm.dia}^{-1}$) e reflorestamento (com mediana de $4,3 \text{ mm.dia}^{-1}$).

A classe com maior evapotranspiração média foi a água ($5,0 \text{ mm.dia}^{-1}$).

Tabela 7.9: Evapotranspiração real diária para os diferentes usos e coberturas do solo.

Uso e cobertura	Evapotranspiração Real Diária				Desvio Padrão (mm.dia ⁻¹)
	Mínimo (mm.dia ⁻¹)	Máximo (mm.dia ⁻¹)	Média (mm.dia ⁻¹)	Mediana (mm.dia ⁻¹)	
Água	2,0	5,4	5,0	5,1	0,3
Solo Exposto Claro	0,0	4,0	2,2	2,2	0,6
Solo Exposto Escuro	0,4	4,8	3,5	3,6	0,6
Área Urbana	0,0	4,3	2,4	2,5	0,6
Floresta Nativa	1,7	4,9	4,1	4,2	0,3
Reflorestamento	1,0	5,1	4,3	4,3	0,3
Agricultura	0,0	4,6	2,9	2,9	0,6
Pastagem	0,7	4,2	2,9	2,9	0,6

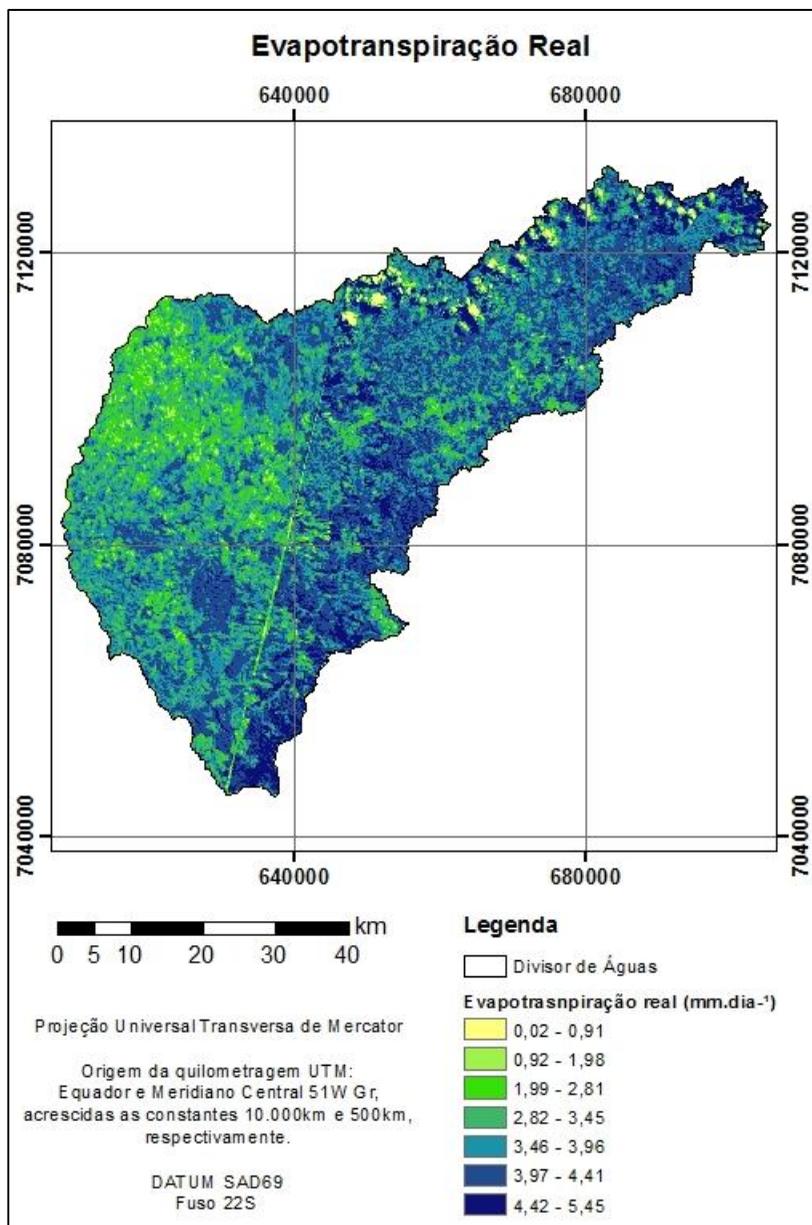


Figura 7.13: Evapotranspiração real diária para a bacia do alto Rio Negro.

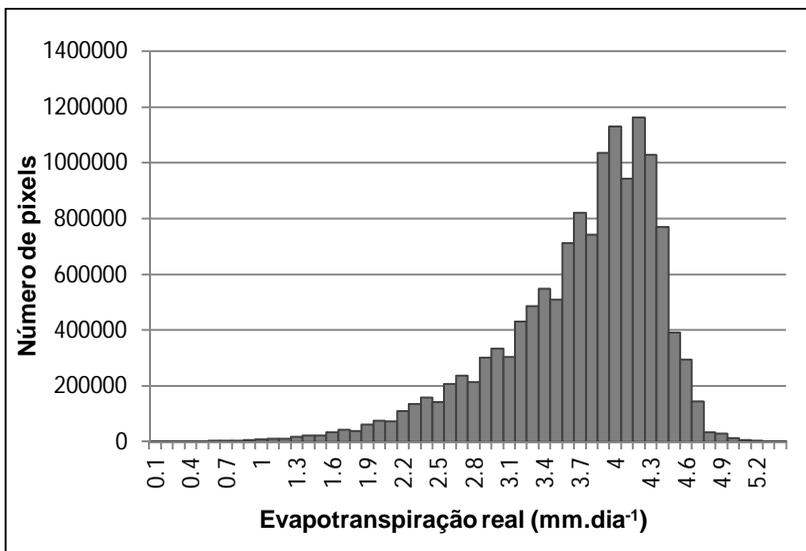


Figura 7.14: Histograma de frequência da evapotranspiração real diária.

Santos *et al.* (2010), através do SEBAL aplicado para uma região no município de Paraíso do Sul – RS, também encontraram os menores valores de ET_{24h} para áreas de solo exposto, com valores inferiores a $3,96 \text{ mm.dia}^{-1}$ e os maiores valores para corpos hídricos. As áreas de vegetação nativa apresentaram ET_{24h} entre $3,97$ e $5,80 \text{ mm.dia}^{-1}$.

Giongo (2011) analisou a evapotranspiração da bacia do Rio Corumbataí (1700 km^2), no centro-leste de São Paulo por meio de dez imagens Landsat TM5 datadas de julho de 2008 a julho de 2010 aplicadas ao METRIC. Especificamente para áreas de pasto, o autor encontrou valores médios entre 2 e 3 mm.dia^{-1} para as imagens referentes ao inverno e outono e, para área no entorno da estação meteorológica (grama) obteve o valor médio de $2,38 \text{ mm.dia}^{-1}$ para 22 de abril de 2009. Observa-se que os valores encontrados por Giongo (2011) estão dentro do intervalo apresentado na Tabela 7.9 e próximos à média de $2,9 \text{ mm.dia}^{-1}$ para pastagem.

Paiva *et al.* (2011) aplicaram o SEBAL na Fazenda Cambara, no município de Piraí do Sul, Estado do Paraná. Assim como a bacia do alto Rio Negro, a região também enquadra-se em clima Cfb segundo Köppen. A cobertura da Fazenda é composta por agricultura de sequeiro, e foram utilizadas 10 imagens para análise da

evapotranspiração de um ciclo da cultura. Os resultados de ET_{24h} indicaram uma variação de $0,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ (em condição de ausência de disponibilidade de água no solo) a aproximadamente $3,2 \text{ mm.dia}^{-1}$.

Cabral *et al.* (2010) utilizaram o método da correlação de eddy para estimar o balanço de energia de março de 2006 a março de 2008, de uma área com altitude de 761 metros, coberta por reflorestamento de *Eucalyptus*, no estado de São Paulo. Os autores obtiveram para o período de abril de 2006, valores predominantemente entre $3,0$ e $4,5 \text{ mm.dia}^{-1}$.

7.2.8 Evapotranspiração Real Mensal e Anual

A partir da extrapolação da evapotranspiração da bacia do alto Rio Negro para cada dia do ano de 2006, foram gerados mapas de evapotranspiração mensal, através do acumulado diário.

A Tabela 7.10 apresenta a média da evapotranspiração real mensal para a toda a bacia de estudo, ou seja, foram utilizados todos *pixels* para estimativa da média, sem se fazer distinção entre os diferentes usos e coberturas do solo. Para obtenção dos resultados apresentados na tabela foram excluídos os *pixels* cobertos por nuvens ou sombra, pois os mesmos não representam a cobertura real da superfície, acarretando em valores não representativos da evapotranspiração.

Na Figura 7.15 foi plotado os valores médios mensais de evapotranspiração real, de radiação solar e temperatura do ar para o ano de 2006. Já as Figura 7.16 e 7.17 mostram a distribuição espacial da evapotranspiração real mensal. Assim, com os dados apresentados, foi possível verificar o comportamento sazonal da evapotranspiração em função das condições climáticas (temperatura e radiação solar). As maiores taxas evapotranspirativas foram observadas nos meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro) e primavera (setembro, outubro e novembro), nos quais houve temperaturas mais elevadas e uma maior disponibilidade de energia na forma de radiação solar (com valores médios superiores a $15 \text{ MJ.m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ até $21 \text{ MJ.m}^{-2}\text{dia}^{-1}$). As menores taxas foram observadas nos meses de outono (março, abril e maio) e inverno (junho, julho e agosto), em que o fluxo de radiação solar diminuiu, e apresentou valores inferiores a $15 \text{ MJ.m}^{-2}\text{dia}^{-1}$, chegando ao mínimo no mês de junho ($9,9 \text{ MJ.m}^{-2}\text{dia}^{-1}$). Foi possível constatar também que janeiro apresentou o valor mais elevado de máxima

evapotranspiração (186 mm.mês^{-1}) e junho, a menor máxima (66 mm.mês^{-1}).

Tabela 7.10: Evapotranspiração média mensal da bacia do alto Rio Negro, obtida pelo SEBAL, para ano de 2006.

Mês	Etr média (mm.mês^{-1})
janeiro	137
fevereiro	106
março	98
abril	83
maio	62
junho	49
julho	72
agosto	89
setembro	82
outubro	93
novembro	102
dezembro	116

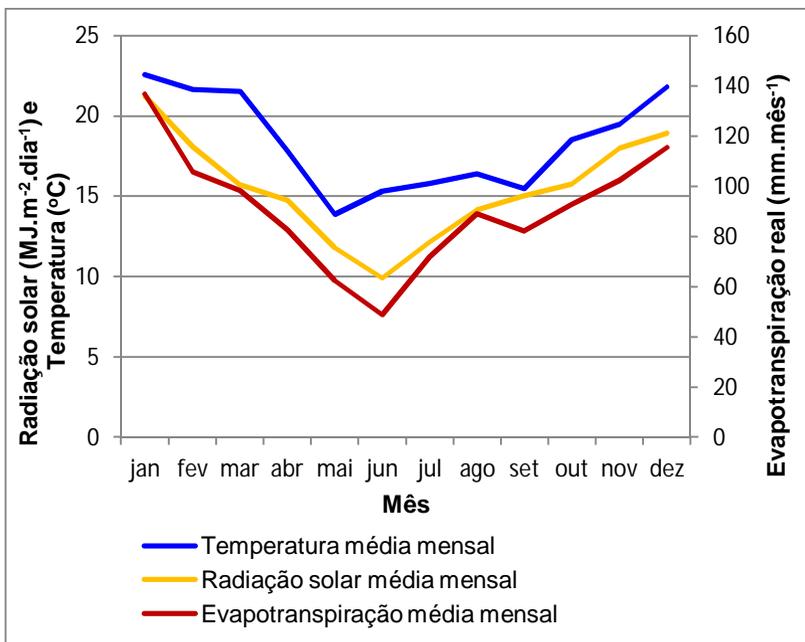


Figura 7.15: Valores médios mensais de evapotranspiração real, de radiação solar e temperatura do ar para o ano de 2006.

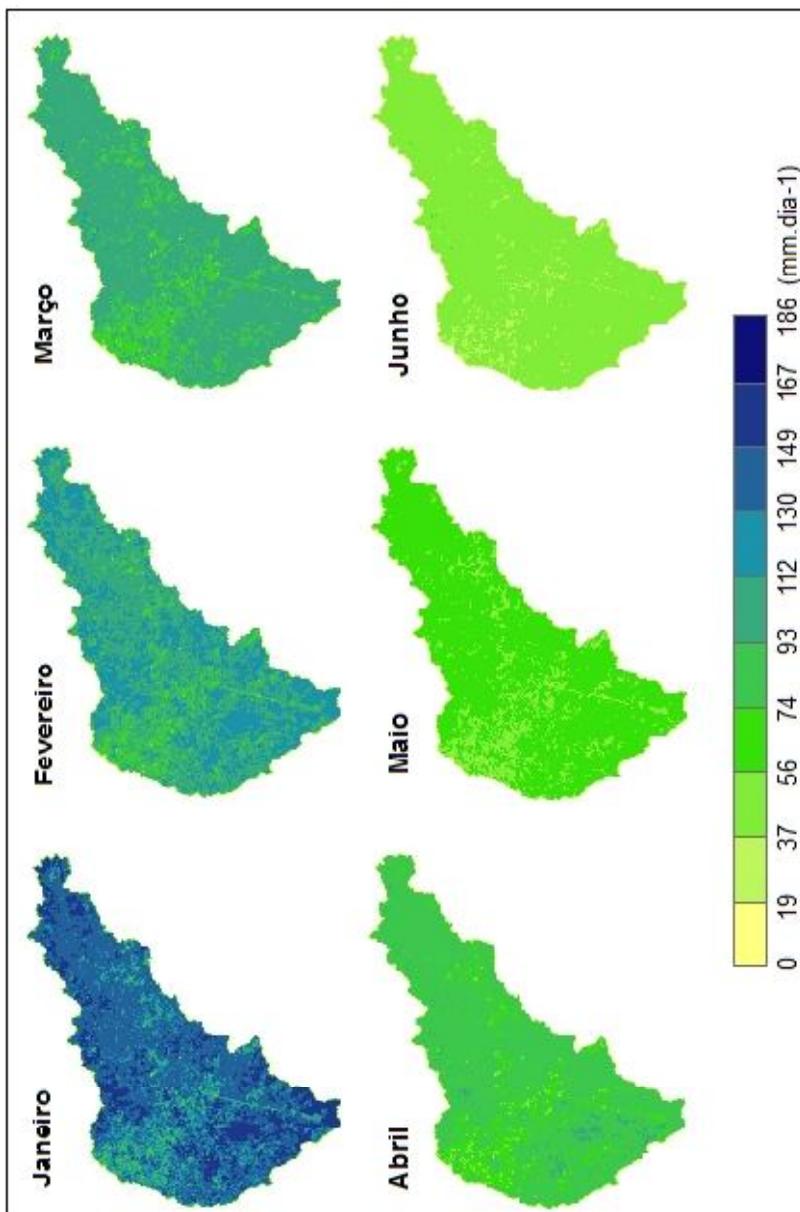


Figura 7.16: Evapotranspiração real mensal para a bacia.

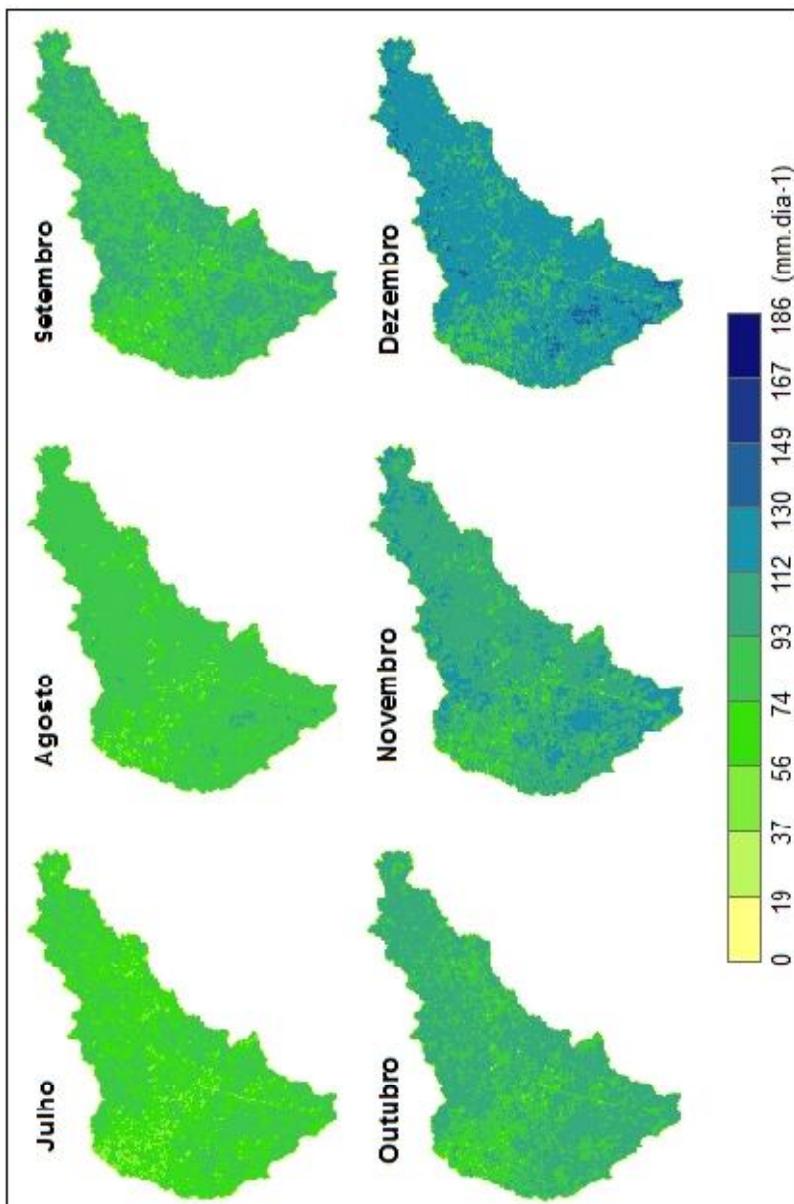


Figura 7.17: Evapotranspiração real mensal para a bacia.

A partir da Figura 7.18 é possível observar o comportamento médio da evapotranspiração mensal para os diferentes usos e coberturas do solo da bacia. Aqui, também é possível verificar o comportamento sazonal desta componente do ciclo hidrológico em função das estações e também que para todos os tipos de coberturas da superfície a evapotranspiração mensal mínima ocorreu no mês de junho e a máxima, em janeiro.

Para todos os meses do ano de 2006, em média, o solo exposto claro obteve as menores taxas evapotranspirativas, sendo que no mês de junho, apresentou o valor mínimo de 37 mm.mês^{-1} e, em janeiro, o máximo de 104 mm.mês^{-1} . A área urbana também apresentou baixos valores de evapotranspiração mensal para todos os meses. Pastagem, agricultura e solo exposto escuro apresentaram valores intermediários, com as menores médias de 42, 42 e 45 mm.mês^{-1} , respectivamente, e as maiores médias de 119, 119 e 127 mm.mês^{-1} , respectivamente. Dentre todas as classes, água, floresta nativa e reflorestamento obtiveram as maiores médias em todos os meses. A máxima média de 151 mm.mês^{-1} foi observada para o reflorestamento no mês de janeiro.

Ainda foi possível inferir que, para os meses mais quentes, há uma maior amplitude de variação da evapotranspiração média entre as classes, comportamento oposto quando se compara aos meses mais frios. Como exemplo, para os meses de janeiro, fevereiro e dezembro a diferença da ET entre as classes de solo exposto claro e reflorestamento atingiu valores de 47, 36 e 33 mm. Já para os meses de maio, junho e julho, essa diferença caiu para 21, 16 e 24 mm, respectivamente.

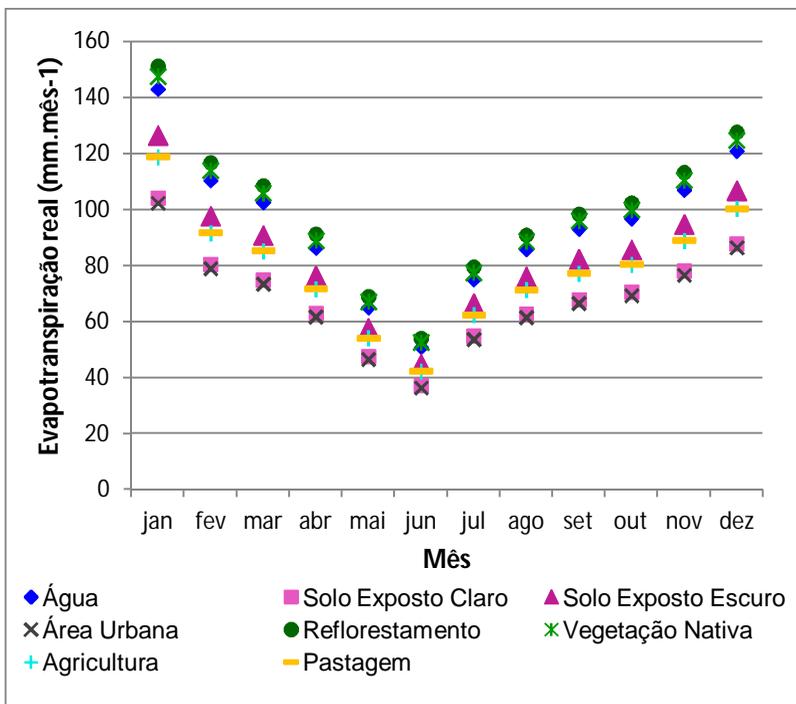


Figura 7.18: Evapotranspiração real mensal para os diferentes usos e coberturas do solo.

Os resultados a seguir apresentam a evapotranspiração real em escala anual.

A Tabela 7.11 mostra a evapotranspiração real acumulada para o ano de 2006 em função do uso e cobertura do solo e a Figura 7.19, a espacialização da evapotranspiração desse ano. Como observado nas análises já apresentadas, os menores valores médios de evapotranspiração foram observados nas áreas de solo exposto claro (830 mm.ano^{-1}) e área urbana (817 mm.ano^{-1}), e são representados pelos *pixels* em tons de amarelo e verde na Figura 7.19. As áreas de pastagem, agricultura e solo exposto escuro apresentaram os valores intermediários de 949 , 948 e 1009 mm.ano^{-1} , respectivamente e enquadram-se nos *pixels* de tons verde-azulados. Os tons de azul representam as áreas com maiores taxas de evapotranspiração anual, nas quais encaixam-se os corpos hídricos (1142 mm.ano^{-1}), a vegetação nativa (1177 mm.ano^{-1}) e o reflorestamento (1206 mm.ano^{-1}).

Um fato a ser ressaltado é que os valores mais elevados de evapotranspiração real mensal e anual foram observados nas regiões de maiores altitudes e com alta densidade de vegetação (reflorestamento e vegetação nativa). Giacomoni (2005) e Ayenew (2003) também constataram essa variação do comportamento da evapotranspiração real com a altitude. O primeiro autor ainda relatou que duas razões inter-relacionadas podem explicar esse fenômeno: a primeira, seria a alta densidade de vegetação e, a segunda, seria que as baixas temperaturas da superfície influenciam diretamente o balanço de radiação de ondas longas e, conseqüentemente, estas regiões concentrariam a maior quantidade de energia líquida disponível.

Tabela 7.11: Evapotranspiração real anual para os diferentes usos e coberturas do solo.

Uso e Cobertura	Evapotranspiração Real Anual				
	Mínima (mm.ano ⁻¹)	Máxima (mm.ano ⁻¹)	Média (mm.ano ⁻¹)	Mediana (mm.ano ⁻¹)	Desvio (mm.ano ⁻¹)
Água	463	1235	1142	1163	79
Solo Exposto Claro	0	1244	830	847	220
Solo Exposto Escuro	122	1242	1009	1054	154
Área Urbana	0	1211	817	820	188
Vegetação Nativa	515	1246	1177	1185	51
Reflorestamento	306	1250	1206	1219	61
Agricultura	0	1229	948	985	191
Pastagem	188	1229	949	955	136

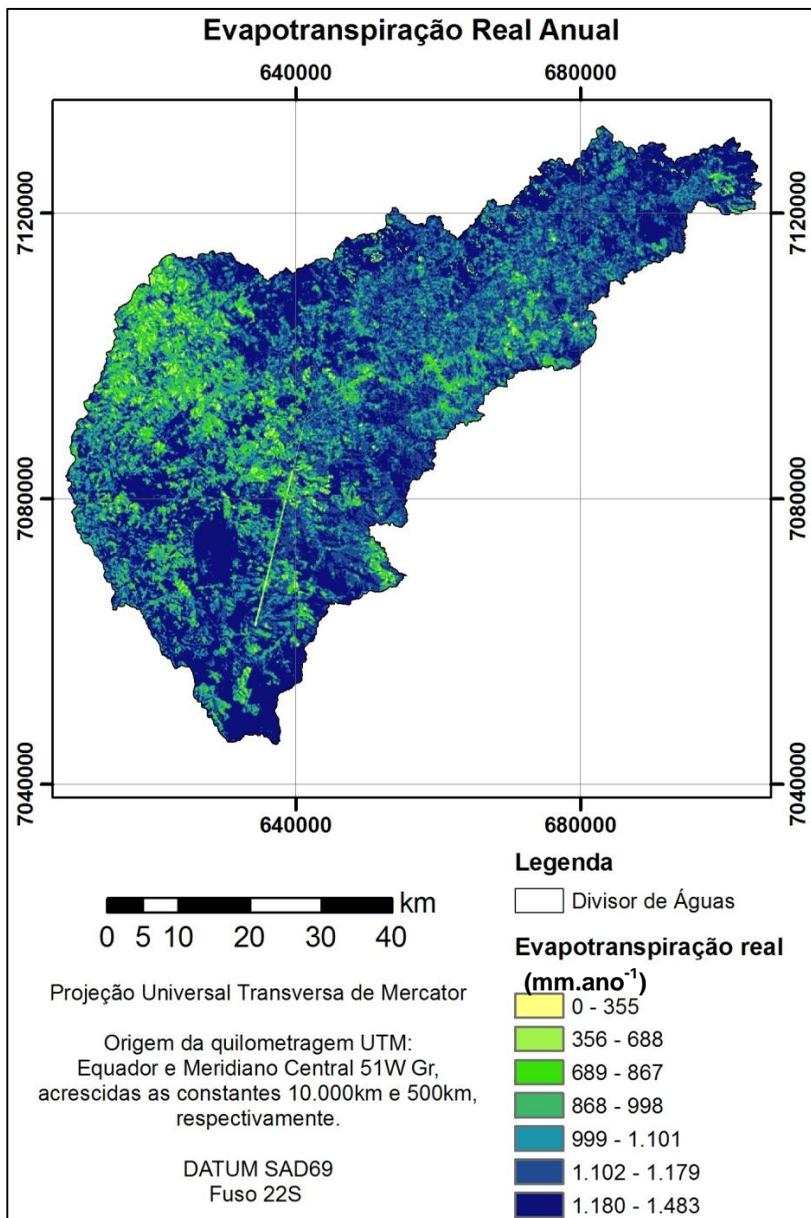


Figura 7.19: Evapotranspiração real anual para a bacia do alto Rio Negro.

Por fim, a Tabela 7.12 apresenta a análise da evapotranspiração real anual para a toda a bacia, sem distinção entre os diferentes usos e coberturas do solo. Igualmente como para os dados mensais, foram excluídos os *pixels* cobertos por nuvens ou sombra para a extração dos parâmetros estatísticos. Foi observado o valor mínimo de 0 mm.ano⁻¹, em áreas de solo exposto e área urbana, e o valor máximo de 1483 mm.ano⁻¹ em áreas de vegetação nativa e reflorestamento. O valor médio da evapotranspiração de toda a bacia do alto Rio Negro, através do SEBAL, para o ano de 2006 foi de 1088 mm.ano⁻¹.

Tabela 7.12: Evapotranspiração real anual para toda a bacia do alto Rio Negro.

Evapotranspiração real anual		
Mínima (mm.ano⁻¹)	Máxima (mm.ano⁻¹)	Média (mm.ano⁻¹)
0	1483	1088

7.3 BALANÇO HÍDRICO SIMPLIFICADO

De posse dos dados de precipitação e da localização geográfica das estações dentro e no entorno da bacia do alto Rio Negro foram gerados os Polígonos de Thiessen, conforme mostra a Figura 7.20. Assim, a partir da média ponderada, considerando a área de contribuição de cada estação sobreposta à área da bacia, foi determinada a chuva média para os meses e para todo acumulado de 2006.

A Tabela 7.13 mostra os resultados da aplicação do Balanço Hídrico Simplificado e a Figura 7.21 facilitam a visualização do comportamento ao longo dos meses das componentes consideradas no ciclo hidrológico.

Pela análise da Tabela 7.13 observa-se que a vazão média mensal variou do máximo de 33,7 mm.mês⁻¹ em janeiro a 11 no mês junho. Foi verificado que os menores valores de vazão (14 mm em maio, 11 mm em junho e 12 mm em julho e em agosto) ocorreram após um período de baixos índices pluviométricos, que iniciou em abril e se estendeu até julho. Já a precipitação mensal teve uma maior variação, com os maiores valores em novembro (182 mm.mês⁻¹), março (143 mm.mês⁻¹), janeiro (140 mm.mês⁻¹) e setembro (123 mm.mês⁻¹) e os menores

valores em maio (20 mm.mês^{-1}), abril (24 mm.mês^{-1}), junho (31 mm.mês^{-1}) e julho (51 mm.mês^{-1}).

Assim, os menores valores de evapotranspiração foram encontrados nos meses com baixos índices pluviométricos, com a menor média para o mês de abril (2 mm.mês^{-1}), seguido de maio (6 mm.mês^{-1}) e junho (20 mm.mês^{-1}). As maiores taxas de evapotranspiração, 158, 117, 106 e 104 mm.mês^{-1} ocorreram nos meses de novembro, março, janeiro e setembro, respectivamente.

Para o total anual de 1058 mm de precipitação, a evapotranspiração foi de 801 mm.

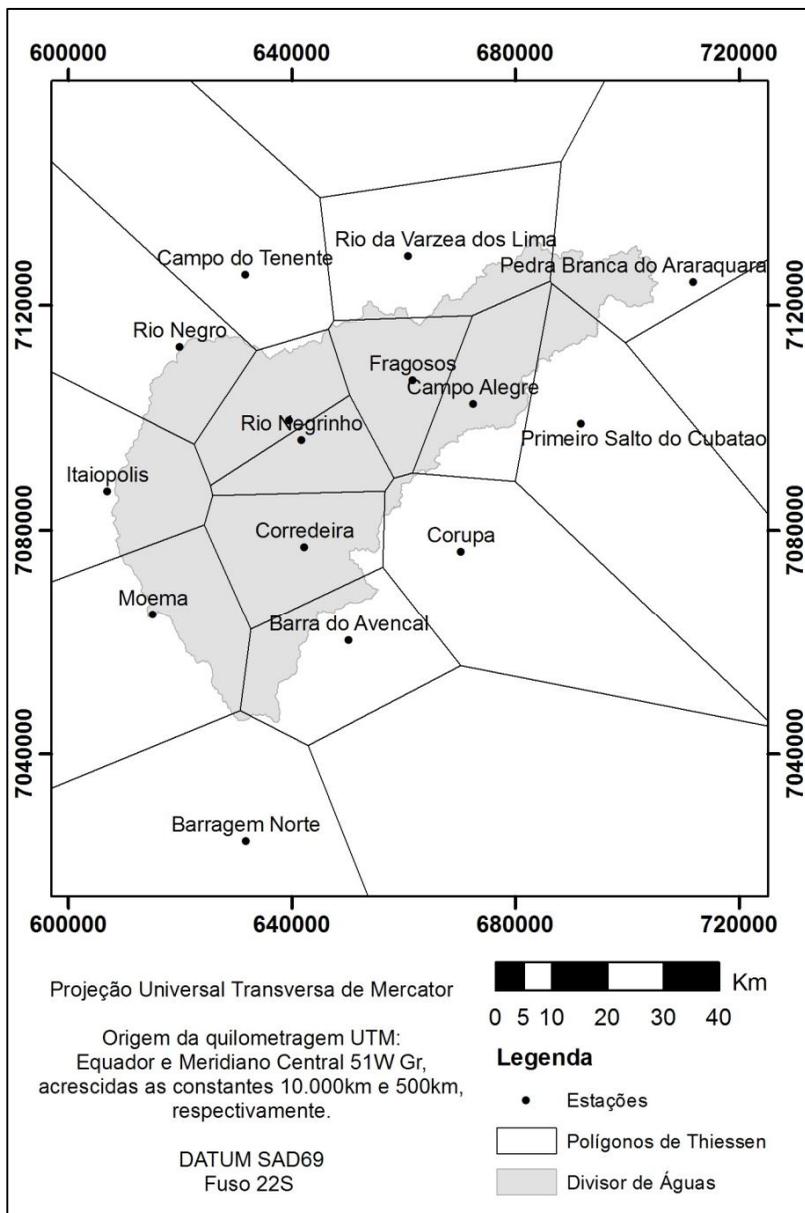


Figura 7.20: Polígonos de Thiessen para estimativa da chuva média da bacia do alto Rio Negro.

Tabela 7.13. Balanço hídrico simplificado da bacia do alto Rio Negro para o ano de 2006.

Mês	Chuva (mm.mês ⁻¹)	Vazão (mm.mês ⁻¹)	Evapotranspiração real (mm.mês ⁻¹)
Janeiro	140	34	106
Fevereiro	103	26	77
Março	143	27	117
Abril	24	22	2
Mai	20	14	6
Junho	31	11	20
Julho	51	12	39
Agosto	60	12	48
Setembro	123	19	104
Outubro	86	26	60
Novembro	182	24	158
Dezembro	95	31	65
Total (mm.ano⁻¹)	1058	257	801

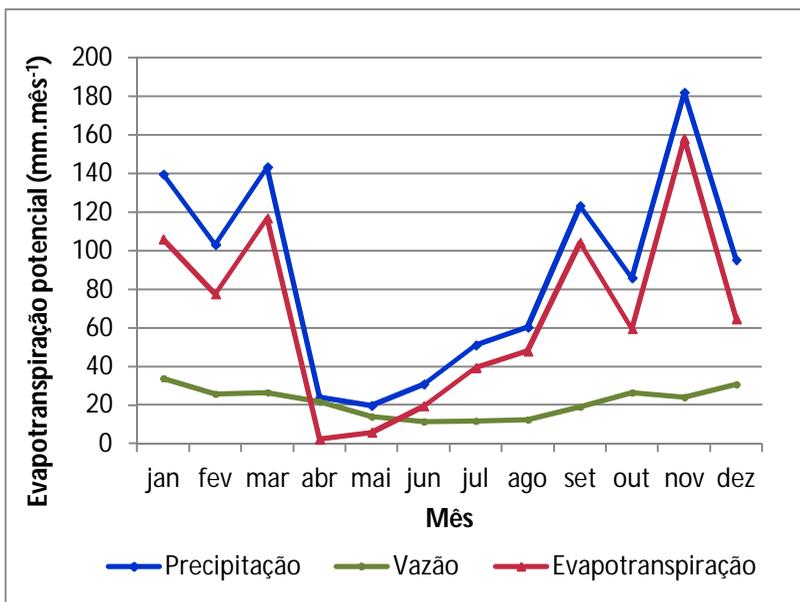


Figura 7.21. Balanço hídrico simplificado da bacia do alto Rio Negro para o ano de 2006.

7.4 BALANÇO HÍDRICO SAZONAL

Determinados os polígonos de Thiessen no item 7.5 foram calculadas as precipitações diárias para a bacia do alto Rio Negro em função dos períodos do hidrograma. Estes, são apresentados na Tabela 7.14 e foram determinados após análise dos dados diários de vazão seguindo os critérios descritos no item 6.6.

A partir do método da correlação foi estabelecida a envoltória superior para os dados de Q_t x $Q_{t+\Delta t}$, cobrindo 75% dos pontos (Figura 7.22). Para esse estudo, a inclinação da envoltória superior (k) foi igual a 0,96903, gerando, a partir da Equação 6.52, um tempo de recessão T_r igual a 31,78669 e, por fim, o coeficiente a igual a 0,0314597.

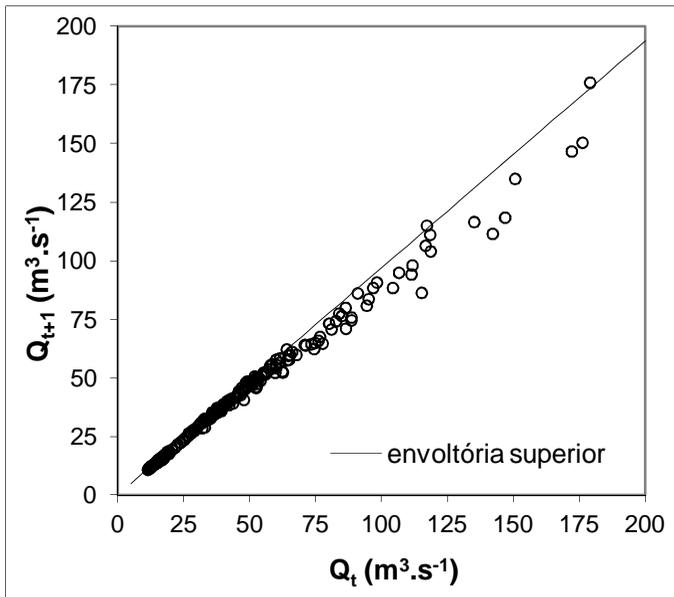


Figura 7.22: determinação da envoltória superior para a bacia do alto Rio Negro.

Pela Equação 6.51 foi estimado o armazenamento do primeiro e do último dia de cada um dos períodos do hidrograma (Δt) e, pela Equação 6.53, foi estimada a respectiva evapotranspiração sazonal. Os resultados são apresentados na Tabela 7.14.

Tabela 7.14. Balanço Hídrico Sazonal para a bacia do alto Rio Negro.

Período (Δt)	Vazão média (mm.dia ⁻¹)	Precipitação média (mm.dia ⁻¹)	$(S_f - S_i)$ Δt (mm.dia ⁻¹)	ET _r sazonal (mm.dia ⁻¹)
16/12/2005 a 19/03/2006	1,0	3,9	0,13	3,1
20/03/2006 a 17/05/2006	0,7	1,9	0,14	1,3
18/05/2006 a 21/06/2006	0,4	0,7	0,05	0,4
22/06/2006 a 27/07/2006	0,4	1,3	0,05	1,0
28/07/2006 a 15/08/2006	0,4	1,7	0,05	1,4
16/08/2006 a 31/08/2006	0,4	3,6	0,05	3,2
01/09/2006 a 16/09/2006	0,5	4,1	0,07	3,7
17/09/2006 a 11/10/2006	0,9	4,1	0,03	3,2
12/10/2006 a 15/11/2006	0,7	2,6	0,25	2,2
16/11/2006 a 20/12/2006	1,0	5,2	0,05	4,2
26/12/2006 a 02/01/2006	0,9	4,2	0,11	3,5

Através de média ponderada, os dados de evapotranspiração sazonal foram transformados para evapotranspiração mensal, e os resultados são apresentados na Tabela 7.15.

Na Tabela 7.15 verifica-se que os menores valores de evapotranspiração para os meses de abril, maio, junho e julho, com 40, 27, 17 e 31 mm.mês⁻¹, respectivamente. Já as maiores taxas de evapotranspiração foram obtidas para os meses de janeiro, fevereiro (95 mm.mês⁻¹), novembro (99 mm.mês⁻¹), setembro (107 mm.mês⁻¹), com máxima em dezembro (123 mm.mês⁻¹).

Pelo método do Balanço Hídrico Sazonal, a evapotranspiração anual foi de 841 mm.ano⁻¹, apenas 5% a mais que o resultado obtido pelo Balanço Hídrico Simplificado (801 mm.ano⁻¹). Assim, considera-se que as estimativas realizadas por esse balanço estão coerentes.

Tabela 7.15: Evapotranspiração real mensal obtida pelo método do Balanço Hídrico Sazonal, para o ano de 2006.

Mês	Etr (mm.mês⁻¹)
Janeiro	95
Fevereiro	95
Março	74
Abril	40
Mai	27
Junho	17
Julho	31
Agosto	71
Setembro	107
Outubro	79
Novembro	99
Dezembro	123
Total (mm.ano⁻¹)	841

7.5 COMPARAÇÃO ENTRE OS RESULTADOS DO MÉTODO SEBAL COM BALANÇO HÍDRICO SIMPLIFICADO E BALANÇO HÍDRICO SAZONAL

A comparação dos resultados obtidos pelo SEBAL foi feita, em escala mensal, com o Balanço Hídrico Sazonal e, em escala anual, com o Balanço Hídrico Simplificado.

A análise em escala mensal não foi descrita em relação ao Balanço Hídrico Simplificado, pois segundo Chang (2002), valores mensais, obtidos por esse balanço, podem não ser totalmente válidos, uma vez que, para sua aplicação, deve ser considerado um intervalo de tempo longo o suficiente para que se tenha certeza de que o armazenamento de água no solo possa ser negligenciado. Com base nisso, como houve uma grande variação do regime pluviométrico durante o ano de 2006, com pelo menos três meses consecutivos de índices pluviométricos muito baixos (inferiores a 31 mm.mês⁻¹), e pelo menos quatro meses com índices pluviométricos elevados (superiores a

120 mm.mês⁻¹), considerou-se que a variação do armazenamento de água no solo não pode ser desconsiderada em escala mensal.

O método do Balanço Hídrico Sazonal foi desenvolvido para determinar a evapotranspiração real mensal de uma bacia hidrográfica, considerando a variação do armazenamento de água no solo. Como os resultados dessa metodologia foram considerados coerentes para a bacia do alto Rio Negro, no ano de 2006 (conforme descrito no item 7.4), foi possível comparar os resultados mensais gerados pelo SEBAL.

A Tabela 7.16 e a Figura 7.23 mostram os dados de evapotranspiração obtidos pelos métodos do Balanço Hídrico Sazonal e do SEBAL.

Pela Tabela 7.16, através do cálculo das diferenças relativas, verificou-se que os valores obtidos pelo SEBAL estão superestimados em relação aos do Balanço Hídrico Sazonal, para quase todos os meses de 2006. As maiores discrepâncias foram encontradas nos meses com menores índices pluviométricos, ou seja, abril, maio, junho e julho, com diferença relativa de 107, 127, 180 e 131%, respectivamente.

Tabela 7.16: Comparação entre os resultados de evapotranspiração mensal obtidos pelo Balanço Hídrico Sazonal e pelo SEBAL para 2006.

Mês	Balanço Hídrico Sazonal	SEBAL	Diferença Relativa (%)
	Evapotranspiração (mm.mês ⁻¹)		
janeiro	95	137	44
fevereiro	95	106	11
março	74	98	33
abril	40	83	107
maio	27	62	127
junho	17	49	180
julho	31	72	131
agosto	71	89	25
setembro	107	82	-23
outubro	79	93	18
novembro	99	102	3
dezembro	123	116	-6

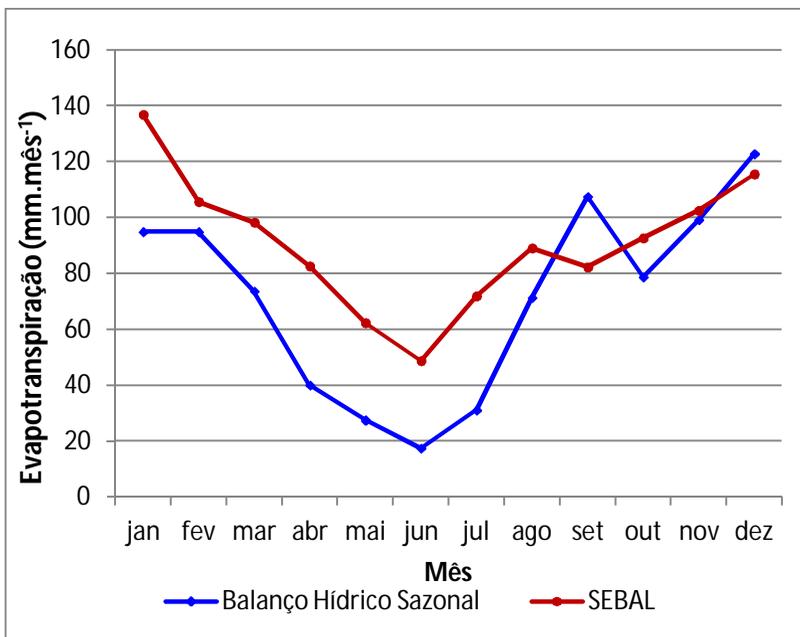


Figura 7.23: Evapotranspiração mensal obtida pelo Balanço Hídrico Sazonal e pelo SEBAL.

A Tabela 7.17 mostra a comparação dos dados de evapotranspiração anual obtidos pelo Balanço Hídrico Simplificado e pelo SEBAL, para a bacia em estudo. Neste caso, também observou-se uma superestimativa do resultado gerado pelo SEBAL, sendo 29% maior em relação ao Balanço Hídrico Simplificado.

Tabela 7.17: Comparação entre os resultados de evapotranspiração anual obtidos pelo Balanço Hídrico Simplificado e pelo SEBAL.

Balanço Hídrico Simplificado	SEBAL	Diferença Relativa (%)
Evapotranspiração (mm.ano ⁻¹)		
801	1088	29

Com relação aos resultados de evapotranspiração real diária, descritos no item 7.2.7, constatou-se coerência quando comparados com valores encontrados em outros estudos. Entretanto, observa-se que os valores estão superestimados em escala mensal e anual. Acredita-se que isso foi em função de fatores relacionados à etapa de extrapolação dos dados.

Dentre estes fatores, salienta-se que apenas um mosaico de imagens (confeccionado a partir de duas imagens de 22 de abril e 3 imagens de 13 de abril de 2006) foi utilizado para extrapolação dos dados mensais e anual. O ideal seria a utilização de mais imagens, obtidas em diferentes épocas do ano, mas em função da resolução temporal do satélite TERRA, de 16 dias, aliada a condições climáticas, não se conseguiu obter imagens de toda a bacia do alto Rio Negro em outras datas.

Em adição, foi utilizada apenas uma imagem de fração de evaporação para todo o período extrapolado.

Bastiaanssen (2005) afirma que a disponibilidade de energia líquida para o processo de evapotranspiração pode ter diferentes escalas de tempo de representatividade como de instantânea (durante a passagem do satélite) até períodos mais longos (entre consecutivas passagens do satélite). O autor ainda descreve que dependendo da escala de tempo utilizada (por exemplo, sazonal, anual) há a necessidade de se determinar uma fração de evaporação para diferentes períodos dentro do intervalo analisado. Folhes (2009) comenta que quanto maior o período de tempo utilizado para extrapolação da evapotranspiração, com apenas uma imagem de fração de evaporação, maior o erro na estimativa da mesma.

A radiação solar, na forma de radiação líquida, dentre outros fatores, tem influência na fração de evaporação (CRAGO *et al.*, 1196; GENTINE *et al.*, 2007). Assim, a utilização de apenas uma imagem de fração de evaporação pode ter acarretado erros na estimativa da evapotranspiração mensal e anual, visto que a radiação solar incidente tem considerável variação nos diferentes meses do ano.

8. CONCLUSÕES

Visando compreender o comportamento temporal e espacial da evapotranspiração real na bacia do alto Rio Negro, região sul do Brasil, o presente estudo aplicou o modelo SEBAL com imagens de média resolução espacial.

Nas condições em que foi realizado esse estudo, e com base nos resultados obtidos, concluiu-se que:

- O modelo SEBAL permitiu estimar a evapotranspiração real na área de estudo, a partir de imagens ASTER, dados meteorológicos e fluviométricos, para o período adotado.
- Considerando a utilização de apenas uma imagem do ano de 2006, o SEBAL estimou satisfatoriamente a evapotranspiração real diária em comparação com outros estudos em condições semelhantes.
- Para os usos e coberturas do solo analisados foram identificados diferentes padrões de comportamento da evapotranspiração real. Os maiores valores de evapotranspiração real diária foram encontrados nas áreas com menor influência antrópica (floresta nativa e reflorestamento), que correspondem a aproximadamente 71% da área da bacia. Já os menores valores identificados para o solo exposto claro e a área urbana (2,2 e 2,4 mm.dia⁻¹, respectivamente).
- Em escala mensal, as maiores taxas evapotranspirativas foram observadas nos meses de verão (dezembro a março) e primavera (setembro a dezembro), nos quais houve temperaturas médias mais elevadas e uma maior disponibilidade de radiação solar. Já as menores taxas foram observadas nos meses de outono (março a junho) e inverno (junho a setembro), onde o fluxo de radiação solar e temperatura média foram menores. Assim, foi possível evidenciar a sazonalidade da evapotranspiração na bacia.
- O Balanço Hídrico Sazonal mostrou um bom ajuste em relação ao Simplificado, evidenciado por uma diferença de 5% entre os dois (sendo 841 mm.ano⁻¹ para o Balanço Hídrico Sazonal e 801 mm.ano⁻¹ para o Simplificado).
- Os resultados obtidos pelo SEBAL, em escala mensal, para o ano de 2006, mostraram-se superestimados em relação ao Balanço Hídrico Sazonal. As maiores discrepâncias entre os dois métodos foram encontradas nos meses com menores índices pluviométricos

(abril, maio, junho e julho). Em escala anual, o SEBAL também superestimou a evapotranspiração real (1088 mm.ano^{-1}), a diferença encontrada foi de 29% em relação ao Balanço Hídrico Simplificado (801 mm.ano^{-1}).

- Os valores de evapotranspiração real foram superestimados em escala mensal e anual. Isto pode estar relacionado à etapa de extrapolação dos dados, visto que para o período analisado (todo ano de 2006), foi utilizada apenas uma imagem de fração de evaporação, obtida a partir de um único mosaico de imagens com datas muito próximas (13 e 22 de abril de 2006). A dificuldade de aquisição de imagens do sensor ASTER em outras datas, que cobrissem toda a bacia, não permitiu a estimativa mais acurada da evapotranspiração real mensal e anual.

De maneira geral, foram observadas as maiores taxas de evapotranspiração nas áreas com maior porcentagem de cobertura na bacia, que correspondem as de floresta, evidenciando a importância de estudos relacionados ao papel da Floresta Ombrófila Mista e de *Pinus* sp. no balanço hídrico da bacia do alto Rio Negro.

Ao final dessas conclusões, recomenda-se que mais estudos sejam realizados na bacia do alto Rio Negro, considerando os seguintes aspectos:

- A utilização de um maior número de imagens em diferentes datas que resultem em estimativas mais confiáveis da evapotranspiração para períodos mais longos de tempo, permitindo uma melhor compreensão do balanço hídrico da bacia.
- A instalação de estações meteorológicas automáticas próximas à bacia, para melhorar a representatividade dos *pixels* quente e frio no cálculo do fluxo de calor sensível.
- Condução de experimentos em campo para medição de parâmetros para validação do fluxo de calor latente *in situ*.
- Obtenção de dados de experimentos em campo, para calibração da equação de fluxo de calor no solo de modo a melhorar a estimativa do mesmo.

9. REFERÊNCIAS

ALLEN, R.G.; MORSE, A.; TASUMI, T.; BASTIAANSEN, W.; KRAMBER, W.; ANDERSON, H. **Evapotranspiration from Landsat (SEBAL) for Water Rights Management and Compliance with Multi-State Water Compacts**. 2000. 4p.

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M., **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome: United Nations FAO, Irrigation and Drainage Paper 56, 1998.

ALLEN, R. G.; BASTIAANSEN, W.G.M.; TREZZA, R.; TASUMI M.; WATERS, R. **Surface energy balance algorithms for land - Advance training and users manual**, version 1.0, p. 98, 2002.

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R. A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, p. 251-268, 2005.

AYENEW, T. Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopian rift and adjacent highlands. **Journal of Hydrology**, v. 279, p. 83-93, 2003.

ANDERSON, H.W.; HOOVER, M.D.; REINHART, K.G. Forest and water: effects of forest management on floods, sedimentation and water supply. **USDA Forest Services PSW General Technical Report**, n.18, p.1-115, 1976.

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

BASTIAANSEN, W.G.M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J.F.; ROERINK, G.J.; van der WAL, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) II. Validation. **Journal of Hydrology**, v. 212, p. 198-212, 1998b.

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

BASTIAANSEN, W.G.M.; BANDARA, K.M.P.S. Evaporative depletion assessments for irrigated watersheds in Sri Lanka. **Irrigation Science**, v. 21, p. 1-15, 2001.

BASTIAANSEN, W.G.M.; CHANDRAPALA, L. Water balance variability across Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use. **Agricultural Water Management**, v. 58, p. 171-192, 2003.

BASTIAANSEN, W.G.M.; NOORDMAN, E.J.M.; PELGRUM, H.; DAVIDS, G.; THORESON, B.P.; ALLEN, R.G. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. **Journal of irrigation and drainage engineering**, p. 85-93, jan/fev 2005.

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

BORGES, V.P. **Aplicação do algoritmo SEBAL e imagens Landsat para estimativa da demanda hídrica do algodoeiro irrigado no Oeste da Bahia**. 85f. Mestrado (Ciências Agrárias). Universidade Federal do Recôncavo da Bahia. Cruz das Almas. 2008.

BOSCH, J.M.; HEWLETT, J.D. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, v. 55, p. 3-23, 1982.

BROWN, A.E.; ZHANG, L.; MCMAHON, T.A.; WESTERN, A.W.; VERTESSY, R.A. A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. **Journal of Hydrology**, v. 310, p. 28-61, 2005.

BRUTSAERT, W.H. **Evapotranspiration into the atmosphere**. New York: Springer, 1982. 316p.

BRUTSAERT, W.H. **Hydrology: An Introduction**. New York: Cambridge University Press, 2005. 605p.

CABRAL, O.M.R.; ROCHA, H.R.; GASH, J.H.C.; LIGO, M.A.V.; FREITAS, H.C.; TATSCH, J.D. The energy and water balance of a Eucalyptus plantation in southeast Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 388, p. 208-216, 2010.

CAMPANILI, M.; PROCHNOW, M. (orgs.) **Mata Atlântica – Uma rede pela floresta**. Brasília: RMA, 2006, 332p.

CHANG, M. **Forest hydrology: An introduction to water and forests**. USA: CRC Press, 2002. 373 p.

COURAULT, D.; SEGUIN, B.; OLIOSO, A. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, p. 223–249, 2005.

CRAGO, R.D. Conservation and variability of the evaporative fraction during the daytime. **Journal of Hydrology**, 180, p. 173-194, 1996.

DI PACE, F.T.; SILVA, B.B. da; SILVA, V. de P.R. da; SILVA, S.T. A. da. Mapeamento do saldo de radiação com imagens Landsat 5 e modelo de elevação digital. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 12, n. 4, p. 385-392, 2008.

De Bruin, H. A. R. 1987 'From Penman to Makkink', in Hooghart, C. (Ed.), *Evaporation and Weather, Proceedings and Information*. Comm. Hydrological Research TNO, The Hague. pp. 5±30.

EMPRESA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA E EXTENSÃO RURAL DE SANTA CATARINA S.A. – EPAGRI / CENTRO DE INFORMAÇÕES DE RECURSOS AMBIENTAIS E DE HIDROMETEOROLOGIA DE SANTA CATARINA - CIRAM. **Zoneamento Agroecológico**. Disponível em: <<http://ciram.epagri.rct-sc.br/portal/website/index.jsp?url=jsp/agricultura/zoneAgroecologico.js p&tipo=agricultura>>. Acesso em: junho de 2009.

FERRAZ, R.P.D.; MEIRELLES, M.S.P.; JOBÁGGY, E.; JONATHAN, M.; COUTINHO, H.L. da C. Utilização de dados MODIS e modelo SEBAL para a estimativa da perda de água por evapotranspiração: uma proposição metodológica para o monitoramento do impacto da expansão da cultura canvieira na dinâmica hídrica regional. In: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal: INPE, **Anais**, p. 175-182, abril 2009.

FILL, H.D.; SANTOS, I. dos; FERNANDES, C.; TOCZECK, A.; OLIVEIRA, M.F. de. Balanço Hídrico da Bacia do Rio Barigüi, PR. **R. RA E GA**. Editora UFPR. Curitiba, n. 9, p. 59-67, 2005.

FOLHES, M.T. **Modelagem da evapotranspiração para a gestão hídrica de perímetros irrigados com base em sensores remotos**. 189 f. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto). INPE. São José dos Campos, 2007.

FOLHES, M.T. RENNO, C.D.; SOARES, J.V. Remote sensing for irrigation water management in the semi-arid Northeast of Brazil. **Agricultural Water Management**, 96, p. 1398-1408, 2009.

FRENCH, A.N.; JACOB, F.; ANDERSON, M.C.; KUSTAS, W.P.; TIMMERMANS, W.; GIESKE, A.; SU, Z.; SU, H.; MCCABE, M.F.; LI, F.; PRUEGER, J.; BRUNSELL, N. Surface energy fluxes with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA). **Remote Sensing of Environment**, 99, p. 55-65, 2005.

GENTINE, P.; ENTEKHABI, D.; CHEHBOUNI, A.; BOULET, G.; DUCHEMIN, B. Analysis of evaporative fraction diurnal behaviour. **Agricultural and Forest Meteorology**, 143, p. 13-29, 2007.

GIACOMONI, H.M. **Estimativa da evapotranspiração regional por meio de técnicas de sensoriamento remoto integradas a modelos de balanço de energia: aplicação no estado do Rio Grande do Sul**. 172 f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos). UFRGS. Porto Alegre, 2005.

GIACOMONI, H.M.; MENDES, C.A.B. Estimativa de Evapotranspiração Regional por meio de Técnicas de Sensoriamento Remoto Integradas a Modelo de Balanço de Energia. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, vol 13, n. 4, p. 33-42, out/dez 2008.

GIGLIO, J. N.; KOBAYAMA, M. Uso de registros históricos para análise de inundações: estudo de caso do município de Rio Negrinho. In: XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Maceió: ABRH, **Anais**, CD-rom, 17p, 2011a.

GIGLIO, J.N.; KOBAYAMA, M. Flood areas characteristics in Rio Negrinho city, Southern Brazil. In: 12th International Conference on Urban Drainage, Porto Alegre: IWA, **Anais**, p.1-8, 2011b.

GIONGO, P. R. **Mapeamento do balanço de energia e evapotranspiração diária por meio de técnicas de sensoriamento**

remoto. 126 f. Tese (Doutorado em Ciências). ESALQ. Piracicaba, 2011.

GOMES, H. B.; SILVA, B. B. da; CAVALCANTI, E. P.; ROCHA, H. R. da. Balanço de radiação em diferentes biomas no estado de São Paulo mediante imagens LANDSAT 5. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 28, n. 2, p. 153-164, 2009.

GRANDO, A.; MACIEL, C.B.; KOBIYAMA, M.; RIBAS JR., U.; LANGA, R. Avaliação da perda de solos na área de reflorestamento de Pinus taeda com modelo RUSLE: Estudo de caso de Rio Negrinho/SC. In: VIII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos, Campo Grande: UFMS, **Anais**, 14p, 2008.

GRANDO, A.; MACIEL, C.B.; CORSEUIL, C.W.; MACCARINI, M.; KOBIYAMA, M.; HIGASHI, R.A.R. Erodibilidade do solo de uma microbacia experimental. In: XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Campo Grande: ABRH, **Anais**, CD-rom, 19p, 2009a.

GRANDO, A.; MACIEL, C.B.; CORSEUIL, C.W.; MACCARINI, M.; KOBIYAMA, M.; HIGASHI, R.A.R.; RIBAS JR., U.; LANGA, R. Uso do Modelo RUSLE com Enfoque nos Fatores Perda de Solo e Manejos para Áreas de Reflorestamento de Pinus. In: 8 Simpósio Nacional de Controle da Erosão, São Paulo: ABGE, **Anais**, 2009b.

GUPTA, R.S. **Hydrology and Hydraulic Systems**. 2nd Ed. Prospect Heights: Waveland Press, 2001.

HAFEEZ, M.M.; CHEMIN, Y.; GIESEN, N.; BOUMAN, B.A.M. Field evapotranspiration estimation in Central Luzon, Philippines, using different sensors: Landsat 7 ETM+, Terra Modis and Aster. **Symposium on Geospatial Theory, Processing and Applications**, Ottawa: 2002.

HENDRICKX, J.M.H.; BASTIAANSEN, W.G.M.; NOORDMAN, E.J.M.; HONG, S.-H.; GOBBETTI, L.E.C. Estimation of regional actual evapotranspiration in the Panama Canal watershed using SEBAL, In: R. S. Harmon, ed. The Rio Chagres: A multidisciplinary profile of a tropical watershed, Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, vol. 52, p. 315-323, 2005.

IMMERZEEL, W.W.; GAUR, A.; ZWART, S.J. Integrating remote sensing and a process-based hydrological model to evaluate water use

and productivity in a south Indian catchment. **Agricultural water management**, v. 95, p. 11-24, 2008.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. Sistema de Processamento de Informações Georeferenciadas. **Manuais**. Disponível em: <<http://www.dpi.inpe.br/spring/portugues/manuais.html>>. Acesso em: outubro de 2009.

KAN, A. **Estimativa de Evapotranspiração Real com Base na Análise de Recessão dos Hidrogramas**. 257 f. Tese (Doutorado em Ciências, pós graduação em Métodos Numéricos em Engenharia dos Setores de Tecnologia e Ciências Exatas). Universidade Federal do Paraná. Curitiba. 2005.

KIMURA, R.; BAI, L.; FAN, J.; TAKAYAMA, N.; HINOKIDANI, O. Evapo-transpiration estimation over the river basin of the Loess Plateau of China based on remote sensing. **Journal of Arid Environments**, 68, p. 53-65, 2007.

KLEIN, R.M. **Mapa Fitogeográfico do Estado de Santa Catarina**. Flora Ilustrada Catarinense, V Parte, 1978.

KOBIYAMA, M.; CHECCHIA, T.; CORSEUIL, C.W.; LINO, J.F.L.; LOPES, N.H.Y.; GRISON, F.; CHAFFE, P.L.B.; MALUTTA, S.; RIBAS JUNIOR, U.; LANGA, R.; BASSO, S. Forest hydrology project (UFSC–MOBASA) for water resources management in Rio Negrinho City, Santa Catarina, Brazil. In: VAN de GIESEN, XIA, J.; ROSBJERG, D.; FUKUSHIMA, Y. (eds.) **Changes in Water Resources Systems: Methodologies to Maintain Water Security and Ensure Integrated Management**, Wellington: IAHS, 315, p. 250-257, 2007.

KOBIYAMA, M.; CHAFFE, P.L.B. Water balance in Cubatão-Sul river catchment, Santa Catarina, Brazil. **Revista Ambiente e Água**, Taubaté, v. 3, p. 5-17, 2008.

KOBIYAMA, M.; CHAFFE, P.L.B.; ROCHA, H.L.; CORSEUIL, C.W.; MALUTTA, S. School catchments network in the Upper Negro River basin, southern Brazil: Scientific research and environmental education. In: V Oficina Internacional sobre Enfoques Regionais para o Desenvolvimento e Gestão de Reservatórios na Bacia do Prata, Foz do Iguaçu: UNESCO/ICHARM/UNEP, **Anais**, 14p, 2008.

KOBIYAMA, M.; MOTA, A.A. Recursos hídricos e saneamento. In: Seminário Saneamento Ambiental, Rio Negrinho: ACIRNE, **Anais**, CD-rom, 33p, 2008.

KOBIYAMA, M.; CHAFFE, P.L.B.; ROCHA, H.L.; CORSEUIL, C.W.; MALUTTA, S.; GIGLIO, J.N.; MOTA, A.A.; SANTOS, I.; RIBAS, U.; LANGA, R. Implementation of school catchments network for water resources management of the Upper Negro River region, southern Brazil. In: TANIGUCHI, M.; BURNETT, W.C.; FUKUSHIMA, Y. HAIGH, M.; UMEZAWA, Y. (eds.) **From Headwaters to the Ocean: Hydrological Change and Watershed Management**. London: Taylor & Francis Group, p. 151-157, 2009a.

KOBIYAMA, M. **Curso de capacitação em hidrologia e hidrometria para conservação de mananciais**. Florianópolis: UFSC/CTC/ENS/LabHidro, 2009.

KOBIYAMA, M.; BORTOLOTTI, N.L.; GAVA, T.; MARCHI, E.C. Geometria na junção fluvial: estudo de caso das bacias do rio Negrinho e rio Cunha, Santa Catarina. **Revista de Geografia**, Recife, v.27, n.2, p.199-209, 2010.

LEIVAS, J.F. **Uso de técnicas de sensoriamento remoto na estimativa do balance de radiação na superfície**. 107f. Tese. (Doutorado em Fitotecnia com ênfase em Agrometeorologia). UFRGS. Porto Alegre, 2008.

LI, F.; LYONS, T.J. Estimation of Regional Evapotranspiration through Remote Sensing. **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, p. 1644-1654, nov 1999.

LIANG, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo. Part I: Algorithms. **Remote Sensing of Environment**, n. 76, issue 3, p. 213-238, 2000.

LINO, J.F.L.; KOBIYAMA, M.; MALUTTA, S. Relação de sólidos em suspensão com vazão e precipitação na bacia hidrográfica do Alto Rio Negro, Região Sul do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Engenharia Sanitária e Ambiental, Belo Horizonte: ABES, **Anais**, CD-rom, 12p, 2007.

LINO, J.F.L.; CORSEUIL, C.W.; KOBIYAMA, M.; MALUTTA, S.; UDA, P.K.; BORTOLOTTI, N.L.; SANTOS, I. Análise da vazão da

bacia hidrográfica do rio Preto com o modelo SWAT. In XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Campo Grande: ABRH, **Anais**, CD-rom, 20p, 2009.

LOPES, N.H.Y.; KOBIYAMA, M.; SANTOS, I. Relação entre concentração de sedimentos em suspensão e vazão em microbacias experimentais na região norte do estado de Santa Catarina, Brasil. In XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, São Paulo: ABRH, **Anais**, CD-rom, 12p, 2007.

MACIEL, C.B.; GRANDO, A.; MACCARINI, M.; KOBIYAMA, M.; HIGASHI, R.A.R.; RIBAS JR., U.; LANGA, R. Avaliação das Perdas de Solo Após Plantio de Pinus taeda em Áreas de Reflorestamento. In: 8 Simpósio Nacional de Controle da Erosão, São Paulo: ABGE, **Anais**, CD-rom, 9p, 2009.

MALUTTA, S.; KOBIYAMA, M.; CORSEUIL, C.W. Aplicação do modelo SWAT no gerenciamento de bacias hidrográficas: Bacias-escola na região norte catarinense. In: Encontro Nacional dos Estudantes de Engenharia Ambiental, Viçosa: UFV, **Anais**, CD-rom, 4p, 2009.

MALUTTA, S.; KOBIYAMA, M. Análise do período de retorno das últimas inundações na bacia hidrográfica do Rio Negrinho. In XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Maceió: ABRH, **Anais**, CD-rom, 14p, 2011a.

MALUTTA, S.; KOBIYAMA, M. SWAT application to analyze the floods in Negrinho River basin—SC, Brazil. In: 12th International Conference on Urban Drainage, Porto Alegre: IWA, **Anais**, p. 1-8, 2011b.

MEIRELES, M. **Estimativa da Evapotranspiração Real pelo Emprego do Algoritmo SEBAL e Imagem Landsat 5 - TM na Bacia do Acaraú – CE**. 89f. Dissertação (Mestrado em Agronomia). UFC. Fortaleza, 2007.

MELLO, C.R. de; LIMA, J.M. de; SILVA, A.M. da. Evapotranspiração em microbacia hidrográfica de fluxo efêmero associada à umidade do solo. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 12, n. 1, p. 95-102, 2004.

MENEZES, S.J.M. DA C.; SEDIYAMA, G.C.; SOARES, V.P.; GLERIANI, J.M.; PINTO, F. DE A. DE C.; ANDRADE, R.G.

Evapotranspiração Regional Utilizando o SEBAL em Condições de Relevo Montanhoso. In: XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis: INPE, **Anais**, p. 3475-3482, 2007.

MOHAMED, Y.A.; BASTIAANSEN, W.G.M.; SAVENIJE, H.H.G. Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques. **Journal of Hydrology**, v. 287, p. 145-164, 2004.

MONTEITH, J.L. Evaporation and environment. **19th Symposium of the Society for Experimental Biology**. v. 19, p. 205-234, 1964.

MURAKAMI, S.; TSUBOYAMA, Y.; SHIMIZU, T.; FUJIEDA, M.; NOGUCHI, S. Variation of evapotranspiration with stand age and climate in a small Japanese forested catchment. **Journal of Hydrology**, v. 227, p. 114-117, 2000.

MOTA, A. A.; KOBIYAMA, M. Avaliação da dinâmica da água na zona vadosa em solos de diferentes usos com o modelo Hydrus-1D. In: XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Maceió: ABRH, **Anais**, CD-rom, 16p, 2011.

MOTA, A. A.; GRISON, F.; KOBIYAMA, M. Análise da relação de propriedades do solo e da topografia com a sinuosidade do Rio dos Bugres por meio de Índice Topográfico. In: XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Maceió: ABRH, **Anais**, CD-rom, 15p, 2011.

PAIVA, C.M.; TSUKAHARA, R.Y.; FRANÇA, G.B.; NICACIO, R.M. Estimativa da evapotranspiração via sensoriamento remoto para fins de manejo de irrigação . In: XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Curitiba: INPE, **Anais**, p. 101-107, 30 de abril a 05 de maio de 2011.

PENMAN, H.L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. **Proceedings of Royal Society of London**. London, v. 193, p.120-45, 1948.

PEREIRA, A.R.; ANGELOCCI, L.R.; SENTELHAS, P.C. **Agrometeorologia – Fundamentos e Aplicações Práticas**. Guaíba: Editora Agropecuária Ltda, 2002.

PEREIRA, A.R.; NOVA, N.A.V.; SEDIYAMA, G.C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FAELQ, 1997.

PINEDA, L.A.C. **Estudo Observacional e de Modelagem Hidrológica de uma Micro-Bacia em Floresta Não Perturbada na Amazônia Central**. 241f. Tese (Doutorado em Meteorologia). INPE. São José dos Campos, 2008.

PONZONI, F.J.; SHIMABUKURO, Y.E. **Sensoriamento Remoto no Estudo da Vegetação**. São José dos Campos: Parêntese, 2010.

PREFEITURA MUNICIPAL DE AGUDOS DO SUL. **Economia**. Disponível em: <<http://www.agudosdosul.pr.gov.br/economia.asp>>. Acesso em: setembro de 2009.

PREFEITURA MUNICIPAL DE CAMPO ALEGRE. **Município**. Disponível em: <<http://www.campoalegre.sc.gov.br/conteudo/?item=22006&fa=11163>>. Acesso em: setembro de 2009.

PREFEITURA MUNICIPAL DE ITAIÓPOLIS. **Aspectos econômicos**. Disponível em: <<http://www.itaiopolis.sc.gov.br/conteudo/?item=13666&fa=11194>>. Acesso em: setembro de 2009.

PREFEITURA MUNICIPAL DE PIÊN. **História**. Disponível em: <http://www.pien.pr.gov.br/a_cidade/historia.php>. Acesso em: setembro de 2009.

PREFEITURA MUNICIPAL DE RIO NEGRINHO. **Informações gerais**. Disponível em: <<http://www.rionegrinho.sc.gov.br/caracteristicas.htm>>. Acesso em: maio de 2009.

RIGHETTO, A.M. **Hidrologia e Recursos Hídricos**. São Carlos: EESC/USP, 1998. 840p.

RODERJAN, C.V.; GALVÃO, F.; KUNIYOSHI, Y.S.; HATSCHBACH, G.G. As unidades fitogeográficas do Estado do Paraná. **Ciência & Ambiente**. UFSM, v. 24, p. 75-92, jan/jun 2002.

RSI. **FLAASH User's Guide - ENVI FLAASH Version 4.3**. Research Systems. Inc. 80 p. 2006. Disponível em: <<http://www.rsinc.com/envi/docs/pdf/flaash.pdf>>. Acesso em: 10 setembro de 2010.

SABINO, F.G. **Eficiência do uso da água visando a sustentabilidade do perímetro irrigado Califórnia –SE através do SEBAL e imagens Landsat % TM**. 69f. Dissertação (Mestrado em Agrossistemas). UFS. São Cristóvão. 2008.

SAHIN, V.; HALL, M.J. The effects of afforestation and deforestation on water yields. **Journal of Hydrology**, v. 178, p. 293-309, 1996.

SANTOS, I.; KOBIYAMA, M.; BRAGA, S.M.; MARANGON, F.; DELARIZZA, R.A.; LOPES, F.C.A.; SOUZA, R.M.; GRISON, F.; CHAFFE, P.L.B. Monitoramento geobiohidrológico em microbacia experimental de segunda ordem, no município de Rio Negrinho-SC, Brasil. In: VII Simpósio Nacional de Geomorfologia e II Encontro Sul-Americano de Geomorfologia, Belo Horizonte: UFMG, **Anais**, CD-rom, 10p, 2008.

SANTOS, T.V. dos; FONTANA, D.C.; ALVES, R.C.M. **Revista de Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.45, n. 5, p. 488-496, maio 2010.

SANTA CATARINA. Secretaria de Estado do Desenvolvimento Rural e da Agricultura. Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina. Centro Integrado de Informações de Recursos Ambientais. **Dados e Informações Biofísicas da Unidade de Planejamento Regional do Planalto Norte Catarinense**. Florianópolis, 2002.

SEBAL. **Homepage oficial do SEBAL**. Disponível em: <www.sebal.us> Acesso em: agosto de 2010.

SHUTTLEWORTH, W. J. FIFE: The variation in energy partition at surface flux sites. *Remote Sensing and Large-Scale Global Processes*. **IAHS Publ**, n. 186, 1989.

SILVA, B.B. da; LOPES, G.M.; AZEVEDO, P.V. de. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 2, p. 243-252, 2005a.

SILVA, B.B. da; LOPES, G.M.; AZEVEDO, P.V. de. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens LANDSAT 5-TM. **Revista brasileira de agrometeorologia**. v. 13, n. 2, p. 201-211, 2005b.

SMITH, M. **Report on the expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements**. Rome: United Nations FAO, 45p, 1991.

SOUSA, A.M.L. **Estimativa dos fluxos de calor a partir de imagens orbitais e aplicação na modelagem hidrológica**. 128f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental).

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Instituto de Pesquisas Hidráulicas. 2010.

SOUZA, R.M.; SANTOS, I.; KOBAYAMA, M. O modelo SWAT como ferramenta para a gestão de recursos hídricos: avaliação de vazões de outorga na bacia hidrográfica do Altíssimo Rio Negro. In XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Campo Grande: ABRH, **Anais**, CD-rom, 14p, 2009.

STISEN, S.; JENSEN, K.H.; SANDHOLT, I.; GRIMES, D.I.F. A remote sensing driven distributed hydrological model of the Senegal River basin. **Journal of Hydrology**, v. 354, p. 131-148, 2008.

TEIXEIRA, A.H. DE C.; BASTIAANSEN, W.G.M.; AHMAD, M.D.; BOS, M.G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil Part A: Calibration and validation. **Agricultural and Forest meteorology**, 149, p. 462-476, 2009.

THORNTHWAITE, C. W. An Approach toward a Rational Classification of Climate. **Geographical Review**, vol. 38, n. 1. p. 55-94, jan 1948.

TREZZA, R., **Evapotranspiration using a satellite-based Surface energy balance with Standardized ground control**. 247f. Tese (Doctor of Philosophy in Biological and Agricultural Engineering), Utah State University, Logan, Utah, 2002.

TUCCI, E. M. et al. **Hidrologia: Ciência e Aplicação**. 4^a edição. Porto Alegre: UFGRS/ABRH, 2007.

UDA, P.K.; CORSEUIL, C.W.; FEILSTRECKER, L.B.; BORTOLOTTI, N.L. Análise da Evapotranspiração Potencial Distribuída por meio de Imagens NDVI e SAVI, na Bacia de Rio Negrinho - SC. In: XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Curitiba: INPE, **Anais**, p. 5348-5356, 2011.

VELOSO, H.P.; FILHO, A.L.R.R.; LIMA, J.C.A. **Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal**. Rio de Janeiro: IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 1991. 124 p.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill, 1975. 245p.

WANG, J.; SAMMIS, T. W.; MEIER, C. A.; SIMMONS, L. J.; MILLER, D. R.; SAMANI, Z. **A modified SEBAL model for spatially estimating pecan consumptive water use for las cruces, New Mexico, 2005.**

WARD, A.D.; TRIMBLE, S.W. **Environmental Hydrology.** 2nd Ed. USA: Lewis Publishers, 2004. 475 p.

WHITEHEAD, D.; BEADLE, C.L. Physiological regulation of productivity and water use in Eucalyptus: a review. **Forest Ecology and Management**, 193, p.1 13-140, 2004.

WMO. **Guide to hydrological practices. Hydrology – From Measurement to Hydrological Information.** Vol. 1. 6th Ed. Geneva: WMO Pub. 168, 2008. 735p.

WU, C.D.; CHENG, C.C.; LO, H.C.; CHEN, Y.K. Application of SEBAL and Markov Models for Future Stream Flow Simulation Through Remote Sensing. **Water Resource Management**, 2010.