

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS

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

MÁRCIO HOFHEINZ GIACOMONI

PORTO ALEGRE, JUNHO DE 2005

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS

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

Autor: Eng. Civil MÁRCIO HOFHEINZ GIACOMONI
Orientador: Prof. Dr. CARLOS ANDRÉ BULHÕES MENDES

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

Banca Examinadora

Prof. Dr. Javier Tomasella – CPTEC/INPE
Prof. Dr. Moacir Antônio Berlato – Faculdade de Agronomia/UFRGS
Prof. Dr. José Antônio Saldanha Louzada – IPH/UFRGS
Prof. Dr. Joel Avruch Goldenfum – IPH/UFRGS

PORTO ALEGRE, JUNHO DE 2005

APRESENTAÇÃO

Este trabalho foi desenvolvido no Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, sob a orientação do Prof. Carlos André Bulhões Mendes da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Gostaria fazer os seguintes agradecimentos:

A DEUS, sem o qual nada é possível;

À minha família, em especial meus pais, James e Maria Eunice, pelo carinho, incentivo e suporte constante no decorrer da vida;

Ao professor Carlos André pela proposição do assunto e disposição para o auxílio;

Ao professor Alfonso Risso pelas discussões sobre geoprocessamento e sensoriamento remoto;

Aos meus colegas e amigos do IPH;

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) do Ministério da Educação (MEC) pelo suporte financeiro na forma de bolsa de estudos;

Ao IPH, em especial a todos os professores, que formam este magnífico instituto de pesquisas em recursos hídricos;

Finalmente, agradeço ao 8º Distrito do Instituto Nacional de Meteorologia e à Fundação Estadual de Pesquisas Agronômicas (FEPAGRO) pelo fornecimento dos dados climatológicos.

RESUMO

A evapotranspiração (ET) abrange todos os processos que envolvem a mudança de fase líquida ou sólida para vapor de água. Globalmente, suas principais componentes são a evaporação nos oceanos, corpos d'água e solo e a transpiração pela cobertura vegetal. O conhecimento da ET da superfície terrestre para a atmosfera é muito importante para a resolução de inúmeras questões relacionadas aos recursos hídricos. Dentre essas questões, destacam-se planejamento de bacias hidrográficas e, em especial, o manejo da irrigação. Esse tipo de informação é igualmente relevante para estudos climáticos uma vez que, por meio da ET, ocorre redistribuição de umidade e calor da superfície para a atmosfera.

As metodologias convencionais de estimativa da ET, em geral, apresentam muitas incertezas. Essas incertezas aumentam muito quando o interesse é o comportamento espacial da mesma. A única tecnologia que permite acessar esse tipo de informação, de forma eficiente e econômica, é o sensoriamento remoto. Por meio de dados derivados de imagens de satélite é possível calcular o balanço de energia de uma região e acessar as reais taxas de ET.

A literatura internacional apresenta alguns modelos para estimar a ET por meio de sensoriamento remoto. A verificação dessas estimativas é feita por medidas dos termos do balanço de energia realizadas por sensores colocados em torres meteorológicas. Esse tipo de informação, no entanto, é de alto custo e de difícil aquisição. Após revisão de literatura, foram escolhidos os algoritmos SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) e S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index). O primeiro foi adotado por ser um dos mais utilizados e o segundo pela sua simplicidade.

Dessa maneira, a partir de 44 imagens de satélite, praticamente livres de cobertura de nuvens, do sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), a bordo do satélite NOAA-14, e dados climatológicos de algumas estações, foram geradas séries de coberturas de ET real para o Estado do Rio Grande do Sul em nível diário, durante o ano de 1998.

Para efeito de simplificação, na análise dos resultados foram escolhidas algumas áreas representativas das principais classes de cobertura do Estado: área cultivada, campo, área urbana, banhado, lagoa e floresta. Os resultados demonstraram que, para o SEBAL, as

perdas médias anuais (mm ano^{-1}) ocorrem, em ordem decrescente nas classes banhado (827), lagoa (732), floresta (686), área cultivada (458), campo (453) e área urbana (276). Para o S-SEBI, esta ordem é a seguinte: floresta (918), banhado (870), lagoa (669), área cultivada (425), campo (403) e área urbana (363). Ficou evidente que as classes com as menores influências antrópicas apresentaram as maiores taxas de ET. Outra observação feita é que, em média, as estimativas do S-SEBI superestimam a ET em relação ao SEBAL, na porção leste do Estado, e o oposto na porção oeste. Foi verificado, ainda, um eixo de decréscimo da ET na primeira metade do ano da porção noroeste para sudeste, e posterior crescimento na segunda metade do ano, em sentido oposto.

As verificações foram feitas de forma indireta por meio de um balanço hídrico anual simplificado em algumas bacias hidrográficas do Estado, por meio de valores de ET real para a cultura do milho em algumas localidades do Estado e medidas de evaporação de tanque do tipo Classe A. Em geral, os resultados foram considerados coerentes, o que confere à metodologia utilizada um grande potencial de uso, uma vez que possibilita acessar a distribuição espacial da ET.

PALAVRAS-CHAVES: evapotranspiração, SEBAL, S-SEBI, AVHRR, Rio Grande do Sul.

ABSTRACT

The evapotranspiration (ET) comprises every process regarding to the water's change of phase from liquid or solid to vapour. In a global manner, the main components are the ocean, water bodies and soil evaporation and transpiration from the vegetal cover. The ET's knowledge is important to solve many questions related to water resources. Among those questions are the hydrologic basin planning, and, particularly, the irrigation management. This kind of information is also relevant to climate studies, once via ET the wetness and heat redistribution occurs from surface to atmosphere.

The conventional methodologies for ET estimation, generally, present too many uncertainties. They increase when the target is the ET's assessment spatial behavior of ET. The only technology to obtain this kind of information, in an economic and efficient manner, is the remote sensing. By data derived from satellites imagery, it is possible to calculate the energy balance of a region and to access the actual ET.

The international bibliography presents some models to estimate ET by remote sensing. The validation of these estimates is done by measurements of energy balance terms taken from specific sensors in meteorological towers. However, this kind of data is expensive and difficult to acquire. After literature revision, it was chosen the SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) and S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index) algorithms. These models were selected because the first is one of the most used and the second one because of its simplicity.

Then, from 44 AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) images, with practically no cloud cover, obtained from NOAA-14 satellite, and also from ground stations climatic data, were generated actual ET cover series to Rio Grande do Sul State, during 1998.

To simplify the result analyses, were chosen some representative areas over the State's main cover classes: agricultural fields, grassland, urban area, wetland, lake and forest. The results demonstrated that, for SEBAL estimates, the annual mean losses (mm year⁻¹) occur, in diminishing order, for the classes: wetland (827), lake (732), forest (686), agriculture fields (458), grassland (453) and urban area (276). According to S-SEBI estimates, that order would be: forest (918), wetland (870), lake (669), agriculture fields (425), grassland (403) and urban area (363). It is evident that the least antropoc influenced

classes present the higher ET. Another observation is that, in general, the S-SEBI estimates are higher than SEBAL's at the State's east portion, and the opposite at west portion. It was still observed an axis of ET decrease in the first half year from northwest to southeast, and, afterwards, an ET increase in the second half year, in the opposite direction.

The verifications were done in an indirect way by a simplified annual water balance over some hydrologic basins, by corn actual ET estimates and by evaporation pan measurements. Despite of the uncertainties, the results were consistent, providing by these methodologies a great potential, once it accesses the ET spatial distribution.

KEY WORDS: evapotranspiration, SEBAL, S-SEBI, AVHRR, Rio Grande do Sul.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	1
1.1	Definição do Problema e Hipóteses.....	1
1.2	Justificativas.....	2
1.3	Objetivos.....	4
1.4	Estrutura da dissertação.....	4
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	6
2.1	Evapotranspiração.....	6
2.1.1	Evaporação.....	6
2.1.2	Transpiração.....	11
2.1.3	Evapotranspiração.....	11
2.2	Radiação Solar.....	21
2.2.1	Espectro Eletromagnético.....	22
2.2.2	Interação da radiação solar com a atmosfera terrestre.....	23
2.2.3	Grandezas radiométricas.....	25
2.2.4	Cálculo Energético.....	27
2.3	Balço de Radiação e Energia.....	33
2.3.1	Saldo de Radiação.....	33
2.3.2	Balço de Energia.....	36
2.3.3	Fluxo de Calor no Solo.....	38
2.3.4	Fluxo de Calor Sensível.....	42
2.3.5	Fluxo de Calor Latente.....	43
2.4	O satélite NOAA e o sensor AVHRR.....	45
2.4.1	Temperatura da superfície.....	49
2.4.2	Índices de Vegetação.....	52
2.5	Algumas metodologias de obtenção da ET por meio de Sensoriamento Remoto e seus resultados.....	53
2.6	O algoritmo SEBAL.....	60
2.7	O algoritmo S-SEBI.....	66
3	ÁREA DE ESTUDO.....	70
3.1	Caracterização.....	70
3.2	Imagens de Satélite.....	74
3.3	Estações.....	76
4	METODOLOGIA.....	80
4.1	Pré-Processamento.....	80

4.1.1	Correção Radiométrica e Calibração	80
4.1.2	Correção Geométrica e Registro	82
4.1.3	Deteção da cobertura de nuvens e queimadas.....	84
4.2	Balanço de Radiação.....	86
4.2.1	Albedo da Superfície.....	87
4.2.2	Índice de Vegetação	88
4.2.3	Temperatura da Superfície	88
4.2.4	Radiação Líquida	89
4.3	Balanço de Energia.....	91
4.3.1	Fluxo de calor no solo	91
4.3.2	Fluxo de calor sensível – SEBAL.....	91
4.3.3	Fluxo de calor latente – SEBAL	99
4.3.4	Fluxo de calor sensível e latente – S-SEBI.....	99
4.4	Evapotranspiração	100
4.4.1	Evapotranspiração instantânea.....	101
4.4.2	Evapotranspiração de referência	101
4.4.3	Evapotranspiração diária	102
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	103
5.1	Georreferenciamento	104
5.2	Albedo da superfície	106
5.3	Índice de Vegetação	108
5.4	Temperatura da superfície.....	110
5.5	Saldo de Radiação.....	111
5.6	Fluxo de calor no solo.....	113
5.7	Fluxo de calor sensível – SEBAL.....	115
5.8	Fluxo de calor sensível – S-SEBI	117
5.9	Fluxo de calor latente – SEBAL	119
5.10	Fluxo de calor latente – S-SEBI.....	121
5.11	Balanço de Energia: comparação entre os modelos	123
5.12	Evapotranspiração de referência	124
5.13	Evapotranspiração Instantânea	126
5.14	Evapotranspiração diária	129
5.15	Verificação dos resultados.....	146
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	152
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	155
	ANEXOS.....	165

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Ilustração dos conceitos de ETo, ETc e ETc adj.....	15
Figura 2 – Representação esquemática das resistências aerodinâmicas e da superfície. ...	17
Figura 3 – Características da cultura hipotética para o cálculo da evapotranspiração de referência.....	18
Figura 4 – Onda eletromagnética.....	22
Figura 5 – Espectro eletromagnético.....	23
Figura 6 – Janelas e bandas espectrais.....	24
Figura 7 – Representação da irradiância (a) e da lei do cosseno (b).....	26
Figura 8 – Representação da intensidade radiante sobre uma área irradiada por uma fonte puntiforme.....	26
Figura 9 – Representação da radiância (a) e da exitância (b).....	27
Figura 10 – Representação de esfera com raio igual a distância Terra-Sol.....	28
Figura 11 – Inclinação dos raios solares em função da latitude (esquerda) e a variação anual da declinação solar (direita).....	29
Figura 12 – Variações da altura do sol em função da latitude, da declinação solar e ângulo horário.....	30
Figura 13 – Vetor radiação solar incidente num plano arbitrariamente inclinado.....	30
Figura 14 – Janela 3 x 3 de um raster.....	32
Figura 15 – Balanço de Radiação na superfície.....	33
Figura 16 – Balanço de energia na superfície.....	37
Figura 17 – Órbita dos satélites NOAA.....	47
Figura 18 – Instrumentos a bordo dos satélites NOAA-KLM.....	47
Figura 19 – Esquema conceitual das principais etapas do SEBAL.....	62
Figura 20 - Precipitação no Município de Uruguaiana no ano de 1998.....	70
Figura 21 – Localização da área de estudo.....	71
Figura 22 – Modelo Numérico do Terreno do Rio Grande do Sul.....	72
Figura 23 – Mapa de direção de encosta do Rio Grande do Sul.....	73
Figura 24 – Mapa de declividade (em graus) do Rio Grande do Sul.....	73
Figura 25 – Mapa de isolinhas de ETp para o 1º decêndio de fevereiro.....	74
Figura 26 – Composições coloridas para as imagens brutas para os dias 01/09/98 e 30/11/98.....	76
Figura 27 – Mapa de ETo para o ano de 1998 (mm ano ⁻¹).	77
Figura 28 – Mapa de isoietas para o ano de 1998.....	77
Figura 29 – Postos fluviométricos e limites da área de drenagem para algumas bacias hidrográficas do Rio Grande do Sul.....	79

Figura 30 – Etapas da metodologia empregada.....	80
Figura 31 – Etapas do pré-processamento.	80
Figura 32 – Banda 2 georreferenciada do AVHRR (dia 30/11/98) e o limite do Estado do Rio Grande do Sul.....	83
Figura 33 – Recorte da banda 2 do AVHRR (dia 30/11/98) e o limite do Estado do Rio Grande do Sul.....	84
Figura 34 – Fluxograma do cálculo do balanço de radiação.	86
Figura 35 – Regiões hidrográficas e localização da estação meteorológica correspondente.	92
Figura 36 – Fluxograma das etapas do processamento de calor sensível.	97
Figura 37 – Fluxograma do cálculo do balanço de energia e evapotranspiração por meio do S-SEBI.	99
Figura 38 – Localização das amostras utilizadas para análise.	103
Figura 39 – Diferenças observadas no georreferenciamento em duas imagens (19/01/1998 superior e 25/03/98 inferior).....	105
Figura 40 – Seqüência de coberturas e janela 5 x 5 para análise pontual.....	105
Figura 41 – Albedo médio do ano de 1998.....	107
Figura 42 – NDVI médio do ano de 1998.	109
Figura 43 – Temperatura da Superfície Terrestre média do ano de 1998.	111
Figura 44 – Saldo de Radiação médio do ano de 1998.	113
Figura 45 – Fluxo de Calor do Solo médio do ano de 1998.	115
Figura 46 – Fluxo de Calor Sensível médio segundo o SEBAL para o ano de 1998.	117
Figura 47 – Fluxo de Calor Sensível médio segundo o S-SEBI para o ano de 1998.....	119
Figura 48 – Fluxo de Calor Latente médio segundo o SEBAL para o ano de 1998.....	121
Figura 49 – Fluxo de Calor Latente médio segundo o S-SEBI para o ano de 1998.....	123
Figura 50 – Evapotranspiração de referência instantânea média às 15:00 hs local para o ano de 1998.....	126
Figura 51 – Evapotranspiração real instantânea média segundo o SEBAL para o ano de 1998.....	127
Figura 52 – Evapotranspiração rela instantânea média segundo o S-SEBI para o ano de 1998.....	128
Figura 53 – Evapotranspiração mensal (mm mês ⁻¹) obtidas pelo SEBAL (janeiro a junho).136	
Figura 54 – Evapotranspiração mensal (mm mês ⁻¹) obtidas pelo SEBAL (julho a dezembro).	137
Figura 55 – Evapotranspiração mensal (mm mês ⁻¹) obtidas pelo S-SEBI (janeiro a junho).	140
Figura 56 – Evapotranspiração mensal (mm mês ⁻¹) obtidas pelo S-SEBI (julho a dezembro).	141

Figura 57 – Evapotranspiração (mm ano^{-1}) durante o ano de 1998 calculada pelo SEBAL.	143
Figura 58 – Evapotranspiração (mm ano^{-1}) durante o ano de 1998 calculada pelo S-SEBI.	145
Figura 59 – Diferença entre a evapotranspiração (mm ano^{-1}) calculada pelo S-SEBI e SEBAL.	146

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 – Gráfico psicrométrico	8
Gráfico 2 – Representação esquemática da relação complementar entre evapotranspiração potencial e evapotranspiração regional, com fornecimento de energia radiante constante.	20
Gráfico 3 – Variação diária dos componentes do balanço de energia sobre uma superfície em transpiração bem suprida de umidade em um dia sem cobertura de nuvens.	37
Gráfico 4 – Médias mensal de G e Rn medidos em um lago profundo no Japão.	40
Gráfico 5 – Retas de G x Rn para os períodos de janeiro a junho (direita) e julho a dezembro (esquerda).	41
Gráfico 6 – Comparação entre estimativas mensais preditas pelo SEBAL e medidas de lisímetros em Montpellier, Idaho.....	63
Gráfico 7 – Comparação entre ETrF estimada pelo SEBAL e por um lisímetro.....	63
Gráfico 8 – Comparação entre a ET estimada com e sem correção dos efeitos atmosféricos no cálculo da temperatura da superfície em áreas com diversos tipos de uso do solo (esquerda) e somente em áreas agrícolas (direita).....	64
Gráfico 9 – Comparação entre a ET estimada com e sem correção dos efeitos atmosféricos no cálculo do albedo da superfície em áreas com diversos tipos de uso do solo (esquerda) e somente em áreas agrícolas (direita).....	65
Gráfico 10 – Coeficiente de cultura teórico e obtido por meio do SEBAL para uma lavoura de beterraba (esquerda) e para uma lavoura de batata (direita).....	66
Gráfico 11 – Comparação entre o coeficiente de cultura (ETrF) e fração evaporativa (EF) médios de um período, obtidos por meio de diferentes conjuntos de dados e imagens.	66
Gráfico 12 – Representação esquemática da relação entre o albedo e a temperatura da superfície com os princípios básicos do S-SEBI.	68
Gráfico 13 – Histograma de freqüências da temperatura da superfície para seleção dos pixels âncora.....	93
Gráfico 14 – Ajuste da plotagem de $\ln(zom) \times NDVI/ro$ de alguns pixels amostrais.	96
Gráfico 15 – Ajuste das retas T_H e T_{LE} para a imagem do dia 19/01/98.....	100
Gráfico 16 – Variação anual do albedo durante o ano de 1998.	106
Gráfico 17 – Variação anual do NDVI durante o ano de 1998.	109
Gráfico 18 – Variação Temperatura da Superfície ($^{\circ}C$) durante o ano de 1998.....	110
Gráfico 19 – Variação Radiação Líquida ($W m^{-2}$) durante o ano de 1998.	112
Gráfico 20 – Variação do Fluxo de Calor no Solo ($W m^{-2}$) durante o ano de 1998.	114

Gráfico 21 – Variação do Fluxo de Calor Sensível pelo SEBAL ($W m^{-2}$) durante o ano de 1998.....	116
Gráfico 22 – Variação do Fluxo de Calor Sensível pelo S-SEBI ($W m^{-2}$) durante o ano de 1998.....	118
Gráfico 23 – Variação do Fluxo de Calor Latente pelo SEBAL ($W m^{-2}$) durante o ano de 1998.....	120
Gráfico 24 – Variação do Fluxo de Calor Latente pelo S-SEBI ($W m^{-2}$) durante o ano de 1998.....	122
Gráfico 25 – Comparativo dos componentes do balanço de energia por classes segundo o SEBAL e o S-SEBI.	124
Gráfico 26 – Variação da Evapotranspiração de Referência Instantânea ($mm hora^{-1}$) durante o ano de 1998.....	125
Gráfico 27 – Variação da Evapotranspiração Real Instantânea pelo SEBAL ($mm hora^{-1}$) em 1998.....	127
Gráfico 28 – Variação da Evapotranspiração Real Instantânea pelo S-SEBI ($mm hora^{-1}$) em 1998.....	128
Gráfico 29 – Séries de Evapotranspiração ($mm dia^{-1}$) de referência e Evapotranspiração real, calculados pelo SEBAL e pelo S-SEBI, em escala diária, para a classe lagoa.....	131
Gráfico 30 – Séries de Evapotranspiração ($mm dia^{-1}$) de referência e real, calculado pelo SEBAL e pelo S-SEBI, em escala diária, para a classe campo.	132
Gráfico 31 – Séries de Evapotranspiração ($mm dia^{-1}$) de referência e real, calculado pelo SEBAL e pelo S-SEBI, em escala diária, para a classe área cultivada.....	132
Gráfico 32 – Séries de Evapotranspiração ($mm dia^{-1}$) de referência e real, calculado pelo SEBAL e pelo S-SEBI, em escala diária, para a classe floresta.	133
Gráfico 33 – Séries de Evapotranspiração ($mm dia^{-1}$) de referência e real, calculado pelo SEBAL e pelo S-SEBI, em escala diária, para a classe área urbana.....	134
Gráfico 34 – Séries de Evapotranspiração ($mm dia^{-1}$) de referência e real, calculado pelo SEBAL e pelo S-SEBI, em escala diária, para a classe banhado.	135
Gráfico 35 – Variação anual da evapotranspiração mensal segundo o SEBAL.....	138
Gráfico 36 – Variação anual da evapotranspiração mensal segundo o S-SEBI.	142
Gráfico 37 – ET (P-Q) x ET SEBAL ($mm ano^{-1}$).	147
Gráfico 38 – ET (P-Q) x ET S-SEBI ($mm ano^{-1}$).	147
Gráfico 39 – Evaporação do Tanque Classe A x Evapotranspiração estimada pelo SEBAL ($mm dia^{-1}$).....	148
Gráfico 40 – Evaporação do Tanque Classe A versus Evapotranspiração do S-SEBI ($mm dia^{-1}$).....	149

Gráfico 41 – Evapotranspiração real das culturas do milho e estimativas do SEBAL e S-SEBI para os municípios de Passo Fundo, Santa Rosa, São Borja e São Gabriel nos período de janeiro a março e agosto/setembro a dezembro de 1998.	150
Gráfico 42 – Evapotranspiração real das culturas do milho e estimativas do SEBAL e S-SEBI para os municípios de Taquarí, Rio Grande, Encruzilhada do Sul e Veranópolis nos período de janeiro a março e agosto a dezembro de 1998.	151

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Valores de evaporação (E), transpiração (T) e evapotranspiração (ET), em mm.	56
Tabela 2 – Valores de limiares utilizados para mascaramento de nuvens.....	85
Tabela 3 – Valores do parâmetros α_a e τ_{sw}^2 ajustados.	88
Tabela 3 – Valores de rugosidade para o transporte de momentum para classes de uso do solo.	95
Tabela 4 – Estatísticas do albedo por classe para as imagens de 1998.....	106
Tabela 5 – Estatísticas do NDVI por classe para as imagens de 1998.....	108
Tabela 6 – Estatísticas da Temperatura da Superfície (°C) por classe para as imagens de 1998.....	110
Tabela 7 – Estatísticas do Saldo de Radiação ($W m^{-2}$) por classe para as imagens de 1998.	111
Tabela 8 – Estatísticas do Fluxo de Calor do Solo ($W m^{-2}$) por classe para as imagens de 1998.....	114
Tabela 9 – Estatísticas do Fluxo de Calor Sensível segundo o SEBAL ($W m^{-2}$) por classe para as imagens de 1998.	116
Tabela 10 – Estatísticas do Fluxo de Calor Sensível segundo o S-SEBI ($W m^{-2}$) por classe para as imagens de 1998.	117
Tabela 11 – Estatísticas do Fluxo de Calor Latente segundo o SEBAL ($W m^{-2}$) por classe para as imagens de 1998.	120
Tabela 12 – Estatísticas do Fluxo de Calor Latente segundo o S-SEBI ($W m^{-2}$) por classe para as imagens de 1998.	121
Tabela 13 – Estatísticas da Evapotranspiração de Referência Instantânea ($mm\ hora^{-1}$) por classe para os dias das imagens de 1998.....	125
Tabela 14 – Estatísticas da Evapotranspiração Instantânea ($mm\ hora^{-1}$) segundo o SEBAL por classe das imagens de 1998.	129
Tabela 15 – Estatísticas da Evapotranspiração Instantânea ($mm\ hora^{-1}$) segundo o S-SEBI por classe das imagens de 1998.	129
Tabela 16 – Estatísticas da Evapotranspiração ($mm\ dia^{-1}$) segundo o SEBAL por classe para o ano de 1998.....	130
Tabela 17 – Estatísticas da Evapotranspiração ($mm\ dia^{-1}$) segundo o S-SEBI por classe para o ano de 1998.....	130
Tabela 18 – Evapotranspiração mensal segundo o SEBAL.....	138
Tabela 19 – Evapotranspiração mensal segundo o S-SEBI.....	139

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Equações de regressão linear entre R_n e R_s	36
Quadro 2 – Características espectrais do sensor AVHRR-3.....	48
Quadro 3 – Índices de Vegetação comumente utilizados.	53
Quadro 4 – Coeficientes da correlação linear da equação 2.76.....	54
Quadro 5 – Listagem das imagens AVHRR/NOAA 14.....	75
Quadro 6 – Postos meteorológicos.	78
Quadro 7 – Estações fluviométricas.....	78

LISTA DE SÍMBOLOS

- L – calor latente de vaporização ($J g^{-1}$)
 T_a – temperatura do ar ($^{\circ}C$ ou K)
 e_a – pressão parcial de vapor (kPa)
 p – pressão atmosférica (kPa)
 p_a – pressão do ar seco (kPa)
 e_s – pressão de saturação (kPa)
 Δe – déficit de saturação (kPa)
 UR – umidade relativa (%)
 ρ_v – concentração de vapor, densidade de vapor ou umidade absoluta
 r – razão de mistura
 q – umidade específica
 T_u – temperatura no termômetro de bulbo molhado ($^{\circ}C$)
 T_s – temperatura no termômetro de bulbo seco ($^{\circ}C$)
 q_a – umidade específica que envolve o termômetro de bulbo molhado
 q_u – umidade específica que envolve o termômetro de bulbo seco
 H – fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$)
 LE – fluxo de calor latente ($W m^{-2}$)
 C_p – calor específico do ar seco à pressão constante ($1005 J kg^{-1} K^{-1}$)
 r_h – resistência ao transporte de calor sensível
 r_e – resistência ao transporte de calor latente
 e_{su} – pressão de saturação à temperatura T_u (kPa)
 γ – constante ou coeficiente psicrométrico ($kPa ^{\circ}C^{-1}$)
 E_a – poder evaporante
 u – velocidade do vento ($m s^{-1}$)
 E – evaporação ($mm dia^{-1}$)
 T – transpiração ($mm dia^{-1}$)
 ET – evapotranspiração ($mm dia^{-1}$)
 ET_r – evapotranspiração real ($mm dia^{-1}$)
 ET_p – evapotranspiração potencial ($mm dia^{-1}$)
 ET_o – evapotranspiração de referência ($mm dia^{-1}$)
 ET_c – evapotranspiração de cultura ($mm dia^{-1}$)
 K_c – coeficiente de cultura
 $ET_{c_{adj}}$ – evapotranspiração de cultura sob condições não padrão ($mm dia^{-1}$)
 K_s – coeficiente de stress hídrico
 r_a – resistência aerodinâmica ao transporte de umidade ($s m^{-1}$)

- r_s – resistência da superfície ao transporte de umidade ($s\ m^{-1}$)
 z_m – altura de medida da velocidade do vento (m)
 z_h – altura de medida da umidade do ar (m)
 d – deslocamento do plano zero (m)
 z_{om} – rugosidade que governa a transferência de momentum (m)
 z_{oh} – rugosidade que governa a transferência de calor e vapor (m)
 k – constante de Von Karman (0.41)
 u_z – velocidade do vento medida na altura z ($m\ s^{-1}$)
 h – altura da vegetação
 r_l – resistência estomática de uma folha bem iluminada ($s\ m^{-1}$)
 IAF_{ativa} – índice de área foliar ($m^2\ m^{-2}$)
 Δ ou s – declividade da curva de pressão de saturação ($kPa\ ^\circ C^{-1}$)
 R_n – radiação líquida, saldo de radiação ou balanço de radiação ($W\ m^{-2}$)
 G – fluxo de calor do solo ($W\ m^{-2}$)
 ET_a – evapotranspiração de área ou regional ($mm\ dia^{-1}$)
 E_n – Energia (J)
 h_p – constante de Planck ($6.626 \times 10^{-34}\ J\ s^{-1}$)
 c – velocidade da luz ($3 \times 10^8\ m\ s^{-1}$)
 λ – comprimento de onda (μm)
 ρ – reflectância
 τ – transmitância
 α – absorptância
 Q – energia radiante (J)
 Φ – fluxo radiante ($J\ s^{-1}$ ou W)
 E – irradiância ($W\ m^{-2}$)
 I – intensidade radiante ($W\ sr^{-1}$)
 L – radiância
 M – exitância
 S_o – constante solar ($1367\ W\ m^{-2}$)
 δ – declinação solar ($^\circ$)
 τ – ângulo horário ($^\circ$)
 ϕ – latitude ($^\circ$)
 μ – azimute solar ($^\circ$)
 α – ângulo da direção de uma superfície inclinada ($^\circ$)
 σ – declividade ($^\circ$)

Z – ângulo zenital solar ($^{\circ}$)

Θ – ângulo de incidência de um raio solar ($^{\circ}$)

\vec{G} - vetor normal ao plano de uma superfície inclinada

\vec{S} - vetor paralelo à linha de visada para o Sol

r_o – albedo

R_s – radiação de onda curta incidente à superfície

R_{ref} – radiação de onda curta refletida pela superfície

R_{atm} – radiação de onda longa incidente à superfície

$R_{atm,ref}$ – radiação de onda longa refletida pela atmosfera

R_{emit} – radiação de onda longa emitida pela superfície

e_a – emissividade da atmosfera

e_o – emissividade da superfície

σ – constante de Stephan-Boltzmann ($5.72 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)

T_o – temperatura da superfície (K)

n – número de horas de brilho solar

N – número máximo de horas de brilho solar

λ – condutividade termal do solo

ρ_a – densidade do ar úmido (kg m^{-3})

r_{ah} – resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s m^{-1})

u^* - velocidade de fricção (m s^{-1})

β – razão de Bowen

α_{TOA} – albedo planetário ou no topo da atmosfera

α_{CO} – albedo da superfície

α_a – albedo da atmosfera

τ_{sw} – transmitância atmosférica de dois sentidos

z – altitude em relação ao nível médio do mar (m)

dr – inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol

DJ – dia Juliano (1 – 1/1, 2 – 2/1, ... ,365 – 31/12)

L – comprimento de Monin-Obukhov (m)

g – aceleração da gravidade (9.81 m s^{-2})

\wedge – fração evaporativa

ET_i – evapotranspiração instantânea (mm hora^{-1})

ET_{oi} – evapotranspiração de referência instantânea (mm hora^{-1})

ET_{rF} – fração evapotranspiratória de referência

ET_d – evapotranspiração diária (mm dia^{-1})

LISTA DE ABREVIações

ANA – Agência Nacional de Águas
APT – Automatic Picture Transmission
ASCE – American Society of Civil Engineering
AVHRR – Advanced Very High Resolution Radiometer
CDA – Comando e Aquisição de Dados
CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
FAO – Food Agricultural Organization
GAC – Global Area Coverage
GCIP – Continental scale International Project
GEWEX – Global Energy and Water Cycle Experiment
GOES – Geostationary Operational Environmental Satellites
HRPT – High Resolution Picture Transmission
INMET – Instituto Nacional de Meteorologia
INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LAC – Local Area Coverage
NASA – National Aeronautics and Space Administration
NDVI – Normalized Difference Vegetation Index
NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration
POES – Polar Orbiting Operational Environmental Satellites
SAA – Secretaria de Agricultura e Abastecimento do Rio Grande do Sul
SARSAT – Search And Rescue Satellite
SEBAL – Surface Energy Balance Algorithm for Land
SEMA – Secretaria de Meio Ambiente do Rio Grande do Sul
SRTM – Shuttle Radar Topography Mission
S-SEBI – Simplified Surface Energy Balance Index
TSM – Temperatura da Superfície do Mar
TST – Temperatura da Superfície Terrestre
USGS – United States Geology Survey
WMO – World Meteorology Organization

1 INTRODUÇÃO

1.1 *Definição do Problema e Hipóteses*

Dentre as parcelas que compõem o ciclo hidrológico, a evapotranspiração é uma das de maior incerteza. É uma variável de difícil medição, requerendo, assim, métodos indiretos para a sua estimativa. Os métodos mais utilizados necessitam de uma série de informações climatológicas e possuem a desvantagem de fornecer informações em um local específico. Nesse sentido, além da necessidade de se obter medidas pontuais, uma segunda questão, até então, pouco avaliada, é a seguinte: qual é o comportamento espacial da evapotranspiração? Essa questão somente poderia ser respondida com uma densa rede de observação ou por meio de outro tipo de tecnologia.

Esta é uma questão relativamente nova nas ciências hidrológicas, que mais recentemente pode começar a ser abordada dado o surgimento de melhores ferramentas de representação da superfície terrestre. O surgimento de técnicas como o sensoriamento remoto orbital e os sistemas de informações geográficas possibilitaram que os fenômenos naturais em geral sejam representados de forma espacializada. Ou seja, é possível descrever as propriedades físicas de vários fenômenos no plano e no espaço (duas ou três dimensões).

Usualmente, a representação espacial da evapotranspiração é feita por meio de algoritmos matemáticos, que interpolam e/ou extrapolam informações pontuais, normalmente obtidas em estações meteorológicas. Esse tipo de metodologia possui muitas incertezas porque, em geral, as redes de observação são muito esparsas. Além disso, são inerentes ao fenômeno da evapotranspiração variações bruscas, de acordo com características físicas da superfície (tipo de solo, cobertura, relevo etc), que não são bem representados por algoritmos interpoladores. Assim, o sensoriamento remoto é a única tecnologia que permite obter de forma eficiente e econômica coberturas de evapotranspiração nas escalas regional e global.

A literatura apresenta uma série de metodologias para a obtenção de estimativas da evapotranspiração por meio de sensoriamento remoto. A maioria delas tem como princípio básico o balanço de energia. A equação do balanço de energia prevê que, do total de energia disponível na superfície, parte é destinada ao aquecimento do solo, parte ao aquecimento do ar e o restante é utilizado na evapotranspiração. Outras parcelas existem,

mas podem ser desconsideradas em razão da sua magnitude. É o caso da energia utilizada na fotossíntese.

Existe, no entanto, uma grande dificuldade na aferição de tais modelos, uma vez que as informações do balanço de energia são de difícil aquisição e representam somente uma pequena área, em comparação a uma cena de uma imagem de satélite. Além disso, a medição dos componentes do balanço energético é feita com sensores muito específicos e de alto custo. No entanto, medidas indiretas de evapotranspiração, como balanço hídrico, são práticas comuns e podem ser utilizadas para avaliações.

Cabe observarmos que, quando utilizamos no título o termo evapotranspiração regional, nos referimos à obtenção de valores de evapotranspiração em uma determinada região na forma de coberturas, a fim de acessarmos a sua distribuição espacial. Não estamos nos referindo aos conceitos de complementaridade trabalhados por Morton (1983), como será visto mais adiante.

Assim, o interesse principal do trabalho é identificar padrões espaciais da evapotranspiração. A hipótese ao adotarmos esse tipo de metodologia é que, por estarmos utilizando formulações de base física, mesmo que pontualmente, os valores encontrados não possuam desejada precisão, a relação espacial entre as diversas áreas de uma região estará melhor representada em comparação às metodologias convencionais. É essa relação espacial o interesse principal do presente trabalho.

1.2 Justificativas

O conhecimento das reais perdas hídricas da superfície para a atmosfera é muito importante, uma vez que as mesmas são uma parte relevante do ciclo hidrológico. Estima-se que, em valores médios globais, de cada 100 milímetros que precipitam na superfície dos continentes, aproximadamente 61 retornam à atmosfera pelos processos de evaporação e transpiração (Maidment, 1993). Essas perdas ocorrem por meio da transformação do estado de água líquida para estado de vapor e posterior transferência para a atmosfera. Essa transformação, na natureza, se dá através do ingresso de energia, provenientes do Sol e atmosfera. Logo, uma das maneiras de se estabelecer as quantidades de água transportadas para a atmosfera é por meio do conhecimento da disponibilidade de energia nos sistemas solo-planta-atmosfera ou superfície líquida-atmosfera.

A obtenção de informações quantitativas destes processos é relevante para a resolução de uma série de questões relacionadas aos recursos hídricos. Em especial, é de fundamental importância para a agricultura, dado que o conhecimento da real disponibilidade de água para as culturas permite maximizar a produção de alimentos. Esse conhecimento permite avaliar o desempenho das culturas e verificar a necessidade real de irrigação. Nesse sentido, acreditamos que os resultados gerados pela metodologia proposta são relevantes para o planejamento de áreas agricultáveis, auxiliando na elaboração de zoneamentos agroclimáticos de melhor qualidade. Esse tipo de abordagem permite obter maior confiabilidade e precisão na irrigação de culturas.

No âmbito da bacia hidrográfica, o conhecimento das ofertas e demandas hídricas constitui um dos pré-requisitos básicos a um bom gerenciamento dos recursos hídricos. Dentre os usos consuntivos, o uso da água para a irrigação corresponde à maior parcela. Christofidis (2001), apresenta como valores gerais de consumo de água no Brasil, as porcentagens de 61% para agricultura, 18% para a indústria e 21% para abastecimento humano. Quantificações mais precisas das reais taxas evaporativas e de transpiração podem permitir que enormes volumes de água permaneçam em seus cursos naturais ou sejam empregados em outros usos.

Os estudos da distribuição espacial dos fenômenos hidrológicos, em especial a precipitação e a evapotranspiração, podem vir a auxiliar no melhor conhecimento dos efeitos de escala. Na hidrologia, esses efeitos, principalmente no plano espacial, são relativamente pouco conhecidos e a introdução de melhores estimativas da distribuição espacial da evapotranspiração podem trazer contribuições significativas. Uma das ferramentas utilizadas para os estudos dos efeitos de escalas em bacias hidrográficas são os modelos hidrológicos distribuídos, que podem apresentar resultados ruins se as variáveis de entrada representarem mal os fenômenos reais.

Bastiaanssen et al. (1998) afirmam que modelos numéricos de desenvolvimento de culturas, de bacias hidrográficas e climáticos-hidrológicos podem contribuir para planejamento e gestão territorial e dos recursos hídricos. O número desses modelos hidrológicos distribuídos e esquemas de parametrizações da superfície terrestre para estudos climáticos está crescendo, enquanto pesquisas de técnicas em como verificar modelos preditivos de balanços de energia e evaporação em escala continental permanecem uma questão pouco avaliada. Nesse contexto, os autores levantam a seguinte questão: como estimativas de evaporação regional obtidas de modelos de simulação podem ser validadas com limitadas informações de campo e pode o sensoriamento remoto auxiliar nesse processo de verificação?

1.3 Objetivos

Do exposto nos parágrafos acima, definimos que o objetivo da presente dissertação de mestrado é obter séries de evapotranspiração real em escala diária para todo o Estado do Rio Grande do Sul para o ano de 1998 utilizando técnicas de sensoriamento remoto. Para tanto serão utilizadas as metodologias SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) e o S-SEBI (*Simplified Surface Energy Balance Index*). As metodologias têm por princípio o uso da equação de balanço de energia. Como entrada para os modelos foram utilizadas imagens de satélite do sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), dados climatológicos obtidos junto a estações meteorológicas, e o modelo numérico de terreno da região.

1.4 Estrutura da dissertação

A presente dissertação está dividida em sete capítulos: introdução, revisão bibliográfica, área de estudo, metodologia, resultados e discussões, conclusões e sugestões e referências bibliográficas.

O capítulo dois apresenta a fundamentação teórica e os principais conceitos referentes aos assuntos da evapotranspiração e do sensoriamento remoto. No item 2.1 são apresentadas as principais definições sobre os fenômenos da evaporação e transpiração. O item 2.2 introduz os principais conceitos relacionados à radiação solar, para no item seguinte (2.3), focalizar as equações do balanço de radiação e de energia, cernes da metodologia utilizada no presente trabalho. O item 2.4 aborda os aspectos referentes ao sensoriamento remoto, enfocando as imagens do sensor AVHRR. Em seguida (item 2.5) são discutidas algumas metodologias e resultados da aplicação de sensoriamento remoto para estimar a evapotranspiração encontradas na literatura. Nos dois últimos itens (2.6 e 2.7) são apresentadas duas dessas metodologias que foram utilizadas nesta dissertação: o algoritmo SEBAL e S-SEBI, respectivamente.

No capítulo três são abordados os aspectos referentes à área de estudo utilizada. O capítulo foi subdividido em três itens: caracterização, imagens de satélite e estações. No primeiro item são levantadas algumas características da área de estudo, como caracterização climática e potencial agrícola. Posteriormente, são listadas as imagens de satélites e as estações meteorológicas utilizadas.

O capítulo quatro apresenta as etapas metodológicas utilizadas, tendo o mesmo sido dividido em quatro conjuntos de fases: pré-processamento, balanço de radiação, balanço de energia e evapotranspiração. No quinto capítulo são discutidos e analisados os resultados obtidos, tendo sido o mesmo dividido em 15 itens. Finalmente, nos capítulos seis e sete, como de costume, são colocadas as principais conclusões e sugestões para estudos futuros, e as referências bibliográficas utilizadas.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Evapotranspiração

Com o objetivo de melhor abordar os conceitos relacionados à evapotranspiração este capítulo será dividido em duas partes. Primeiramente, serão discutidos alguns aspectos relacionados à física da evaporação e a transpiração, em separado. Posteriormente, serão abordados os conceitos de evapotranspiração.

2.1.1 Evaporação

A *evaporação* é o fenômeno pelo qual uma substância passa da fase líquida para a fase gasosa (vapor). Varejão-Silva (2001) define a evaporação como a transferência de água para a atmosfera, sob a forma de vapor, decorrente, tanto da evaporação que se verifica no solo úmido sem vegetação, nos oceanos, lagos, rios, e em outras superfícies hídricas naturais, como da sublimação que se processa nas superfícies de gelo (geleiras, campos de neve etc). A evaporação depende, basicamente, de quatro fatores principais: suprimento de energia externa, do grau de saturação do ar circundante e da velocidade do vento, além, é claro, de disponibilidade de água. Algumas propriedades físicas da água também podem interferir, como, por exemplo, salinidade. Quando o processo ocorre na água presente no solo, as propriedades do mesmo também influenciam (Allen et al., 1998).

A passagem da água à fase gasosa, segundo a teoria cinética dos gases, exige o suprimento de energia externa ao sistema e é resultado do aumento da energia cinética das moléculas da água. O *calor latente de evaporação* é a quantidade de energia necessária para evaporar a massa de um grama de água estando a mesma a uma certa temperatura. Utilizando o 1º princípio da termodinâmica é possível encontrar a seguinte relação (Pereira et al., 1997):

$$L = 2497 - 2.37 \times T \quad (2.1)$$

em que: L é o calor latente de evaporação (J g^{-1}) e T é a temperatura em °C. Logo, um sistema a 0 °C necessita de 2497 Joules (596.4 cal) para evaporar um grama de água.

Pela equação 2.1, estando um grama de água, que corresponde ao volume de 1 cm³, ou seja, um cubo com área de 1 cm² e altura de 10 mm, à temperatura de 20 °C, o calor latente de evaporação (L) será igual a 245 J mm⁻¹. Admite-se esse valor constante para a maioria das aplicações e problemas (Pereira et al., 1997). Posteriormente, serão abordados em mais profundidade os conceitos relacionados ao suprimento de energia. Um capítulo exclusivo tratará sobre o balanço de radiação e energia.

Além do saldo de energia disponível, a difusão do vapor d'água produzida na interface superfície-atmosfera está condicionada à quantidade de moléculas de água em estado de vapor presentes na massa de ar adjacente à superfície fonte. Por definição, o ar é tido como saturado quando o número de moléculas que entram em uma superfície líquida é igual o número de moléculas que saem, ou seja, não há evaporação efetiva. Logo, somente ocorre evaporação quando a camada de ar não está saturada, sendo que a quantidade de moléculas que deixam o líquido é maior que as moléculas que a ele retornam (Varejão-Silva, 2001).

Entendendo a atmosfera terrestre como sendo uma mistura gasosa, segundo a lei de Dalton, cada gás exerce uma pressão parcial independente da presença de outros gases, igual à pressão que exerceria se fosse o único gás a ocupar o volume. Essa pressão chama-se *pressão parcial de vapor* (e_a) (Pereira et al., 1997). Sendo p a pressão atmosférica e p_a a pressão do ar seco, o vapor de água exerce na atmosfera uma pressão igual a (Bertoni, 1997):

$$e_a = p - p_a \quad (2.2)$$

Quando ocorre aumento da temperatura do sistema pela injeção de calor (aumento da energia interna) ocorre aumento da evaporação. Nessa nova temperatura o ar deixa de estar saturado, pois mais moléculas de água deixaram o líquido. Logo, o ar funciona como uma espécie de reservatório que se expande/contrai com o aumento/decréscimo da temperatura. A cada temperatura o ar apresenta diferente *pressão de saturação* (e_s) (Gráfico 1). A capacidade da atmosfera em armazenar vapor de água aumenta exponencialmente com o aumento da temperatura. Experimentalmente, existem equações que relacionam pressão de saturação e temperatura (Pereira et al., 1997):

$$e_s = A \times e^{\left[\frac{17.27 \times T}{237.3 + T}\right]} \quad (2.3)^1$$

¹ Murray, 1967, citado por Pereira et al., 1997.

$$e_s = A \times 10^{\left[\frac{7.5 \times T}{237.3 + T}\right]} \quad (2.4)^2$$

em que: $A = 6.10 \text{ mb} = 4.58 \text{ mmHg} = 0.61 \text{ kPa}$.

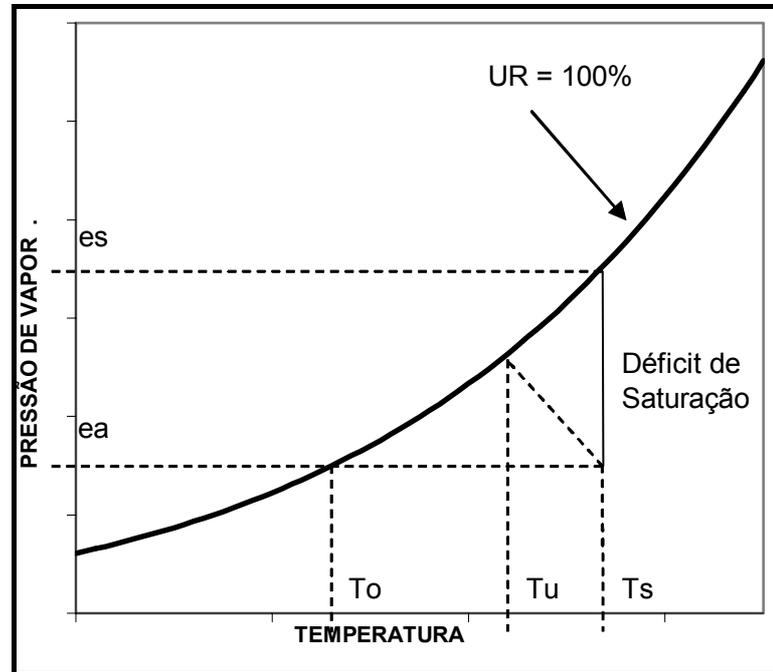


Gráfico 1 – Gráfico psicrométrico

Fonte: Adaptado de Pereira et al., 1997.

Em condições naturais o ar satura somente em situações especiais. Normalmente a pressão parcial de vapor (e_a) é menor que a pressão de saturação (e_s). A diferença entre essas pressões é denominada *déficit de saturação* e é representado pela diferença entre as pressões (Pereira et al., 1997):

$$\Delta e = e_s - e_a \quad (2.5)$$

Um importante indicador da umidade presente na atmosfera é a *umidade relativa*:

$$UR(\%) = 100 \times \frac{e_a}{e_s} \quad (2.6)$$

Podem ocorrer três situações. Quando o ar está totalmente seco a pressão parcial de vapor é nula e, conseqüentemente, a umidade relativa também, caso típico das regiões polares. Quando o ar está saturado temos que a pressão parcial de vapor é igual à pressão

² Tetens, 1930, citado por Pereira et al., 1997.

de saturação e a umidade relativa é 100%. Fenômeno característico desse estado é a neblina. O mais comum, no entanto, é o ar estar parcialmente úmido, com as desigualdades: $0 < e_a < e_s$ e $0 < UR < 100$ (Pereira et al., 1997).

Outra maneira de expressar a umidade contida na atmosfera é a *concentração de vapor* (ρ_v), ou seja, a massa de vapor contida num volume unitário. Também denominada *densidade de vapor* ou *umidade absoluta*, a mesma pode ser definida pela lei dos gases ideais, resultando em (Pereira et al., 1997):

$$\rho_v = B \times \frac{e_a}{T} \quad (2.7)$$

em que: T é a temperatura, em K; B = 216,6 quando e_a é dada em mb, ou B = 288,9 quando e_a é em mmHg.

Se a massa de vapor for expressa em unidade de massa de ar seco, define-se a *razão de mistura* (r) (Pereira et al., 1997):

$$r = \frac{0.622 \times e_a}{p} \quad (2.8)$$

em que: p é a pressão atmosférica local.

Se a massa de vapor for expressa em unidade de ar úmido, então, define-se a *umidade específica* (q), dada pela expressão (Pereira et al., 1997):

$$q = \frac{0.622 \times e_a}{p - 0.378e_a} \approx \frac{0.622 \times e_a}{p} = r \quad (2.9)$$

pois, $e_a \ll p$.

A determinação da pressão parcial de vapor e da pressão saturante é feita por meio de dois termômetros idênticos (conjunto psicrométrico), sendo um com o bulbo envolvido por gaze molhada. Dessa maneira, medem-se duas temperaturas: T_u (bulbo úmido) e T_s (bulbo seco). Admite-se um estado de equilíbrio dinâmico e que todo o calor utilizado na evaporação da água do bulbo úmido seja fornecido apenas pelo ar que flui ao seu redor. Um volume de ar ambiente, com temperatura T_s e umidade q_a , remove igual volume de ar que envolve o bulbo molhado e que está à temperatura T_u e com umidade q_u . Em condições de

equilíbrio dinâmico, a quantidade de calor sensível (H) cedida pelo ar incidente será igual à quantidade de calor latente (LE) ganho pelo ar removido (Pereira et al., 1997):

$$H = \frac{\rho \times C_p \times (T_s - T_u)}{r_H} = LE = \frac{\rho \times L \times (q_u - q_a)}{r_E}$$

$$q_a = q_u - \frac{C_p \times r_E \times (T_s - T_u)}{L \times r_H} \quad (2.10)$$

$$e_a = e_{su} - \frac{C_p \times p \times r_E \times (T_s - T_u)}{0.622 \times L \times r_H}$$

em que: C_p é o calor específico do ar seco à pressão constante ($=1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$); r_h é a resistência ao transporte de calor sensível; r_e é a resistência ao transporte de calor latente e e_{su} é a pressão de saturação à temperatura T_u .

Define-se a constante $A = C_p / (0.622 \times L)$, e denomina-se ao produto de $A \times P$ *constante* ou *coeficiente psicrométrico* (γ). Admite-se, ainda, que $r_H = r_E$. Na prática, utiliza-se $A = 6.7 \times 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ para psicrômetros com ventilação forçada, e $A = 8.0 \times 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ para psicrômetros com ventilação natural. Tanto p como e são expressos nas mesmas unidades (Pereira et al., 1997).

Um terceiro fator a considerar no fenômeno da evaporação é a velocidade do vento, que aumenta a turbulência, acelerando a difusão vertical do vapor d'água. Além disso, o vento remove a umidade adjacente à superfície líquida, evitando que o ar sature, mantendo o déficit de saturação, ou seja, a movimentação atmosférica mantém um *poder evaporante* (E_a). O poder evaporante é função da velocidade do vento (u) e do déficit de saturação. Na prática, a velocidade do vento é representada por uma função empírica linear do tipo da equação (2.12) e o déficit de saturação uma média das leituras diárias (equação (2.13)) (Pereira et al., 1997):

$$E_a = f(u) \times \Delta e \quad (2.11)$$

$$f(u) = m \times (a + b \cdot u) \quad (2.12)$$

$$\overline{\Delta e} = (1/3) \times \sum \Delta e_i, i = 7, 14, 21\text{h ou } i = 9, 15, 21\text{h} \quad (2.13)$$

Os coeficientes da equação (2.12) mais utilizados são de Penman (1948): $m = 6.43 \text{ MJ m}^{-2} \text{ kPa}^{-1}$; $a = 1$ e $b = 0.526 \text{ s m}^{-1}$. Existem muitas outras maneiras de calcular a média do déficit de saturação.

2.1.2 Transpiração

A transpiração é a evaporação da água que foi utilizada nos diversos processos metabólicos necessários ao crescimento e desenvolvimento das plantas. A transpiração das plantas é importante porque evita que as folhas sofram superaquecimento, pois parte da energia absorvida é utilizada na evaporação (2450 J g^{-1}). A transpiração ocorre através de estruturas celulares denominadas estômatos. Estas estruturas têm por objetivo controlar a entrada e saídas de gases, entre os quais o vapor d'água. A água, juntamente com nutrientes, é retirada pelas raízes do solo e transportada através da planta, até os espaços intercelulares, local onde ocorre a vaporização (Allen et al., 1998).

Em geral, os estômatos permanecem abertos durante o dia e se fecham à noite ou sob condições de estresse hídrico. O estresse hídrico pode se dar por falta de água no solo ou quando a transpiração da planta não atende à demanda atmosférica. Quando existe deficiência hídrica não há dissipação de energia ocorrendo, assim, aumento da temperatura e, conseqüentemente, aumento do déficit de saturação (Pereira et al., 1997).

Embora com certa similaridade física, o processo de evaporação não é idêntico à transpiração, pois mesmo com total abertura estomática a resistência à difusão do vapor d'água é maior na superfície das folhas do que numa superfície livre de água (Matzenauer, 1999). Logo, fatores como disponibilidade de energia, demanda atmosférica e poder evaporante do ar, representados por variáveis climatológicas como radiação, temperatura do ar, umidade do ar e velocidade do vento, também são os principais fatores que influenciam a transpiração. Allen et al. (1998), ressaltam, ainda, fatores intrínsecos às culturas e práticas de manejo como influenciadores na transpiração.

2.1.3 Evapotranspiração

A evapotranspiração (ET) é definida como a combinação dos processos de transferência de água para a atmosfera, da superfície do solo, por evaporação (E), e da vegetação, por transpiração (T) (Allen et al., 1998). O termo evapotranspiração foi utilizado por Thornthwaite, no início da década de 40, para expressar os processos de evaporação e transpiração que ocorrem simultaneamente em uma superfície vegetada.

A determinação da evapotranspiração não é uma tarefa simples, uma vez que a mesma dificilmente pode ser medida diretamente. Em linhas gerais, a ET pode ser determinada segundo cinco tipos de metodologias: balanço de energia e métodos

microclimatológicos, balanço de água no solo, lisímetros, a partir de dados meteorológicos e a partir de tanques (Allen et al., 1998). No presente texto, será focado o quarto tipo de determinação e mais adiante um capítulo exclusivo (capítulo 2.3) tratará sobre a primeira metodologia. Pereira et al. (1997) agrupam os métodos de estimativa da evapotranspiração em cinco categorias: empíricos, aerodinâmicos, energéticos, combinados e por correlação de turbilhões.

Como já frisado, a evapotranspiração é influenciada por condições climáticas, fatores da cultura, no caso de superfície vegetada, e condições do ambiente. A transferência vertical de vapor d'água para a atmosfera, que se verifica a partir de uma parcela de terreno vegetado, em condições naturais ou de cultivo (irrigado ou não), está condicionada à disponibilidade hídrica do solo em questão, e denomina-se evapotranspiração real (ET_r) (Varejão-Silva, 2001). Matzenauer (1999), define a ET_r como a evapotranspiração que ocorre numa superfície vegetada, independente de sua área, de seu porte e das condições de umidade do solo.

As taxas de evapotranspiração real dificilmente podem ser usadas para comparações entre si (Varejão-Silva, 2001), porque as variáveis meteorológicas intervenientes oscilam muito no espaço e no tempo e porque as respostas fisiológicas das plantas possuem papel fundamental no fenômeno da evapotranspiração. Fatores como idade, fase de desenvolvimento, estado fitossanitário e distribuição espacial dos indivíduos têm influência na evapotranspiração.

Segundo Varejão-Silva (2001), Thornthwaite foi o primeiro autor a tentar parametrizar a evapotranspiração, definindo o termo evapotranspiração potencial (ET_p). Segundo esse autor, a ET_p é a perda d'água por uma parcela de solo úmido, totalmente revestida de vegetação e suficientemente extensa para eliminar o efeito de oásis. Penman, em 1956, por não considerar a definição suficientemente precisa, modificou o conceito original, definindo-o como sendo a quantidade de água transpirada na unidade de tempo, a partir de uma vegetação rasteira e verde, recobrindo totalmente o solo, com altura uniforme e sem jamais sofrer limitações hídricas. O conceito de Penman também não pode ser considerado preciso, uma vez que não estabelece tamanho mínimo da parcela, não define a faixa de bordadura, não define a altura nem o tipo de vegetação e deixa em aberto o significado de "recobrindo totalmente o solo".

Outro aspecto a considerar é que a evapotranspiração potencial é normalmente calculada a partir de dados meteorológicos medidos em condições não potenciais. De qualquer maneira, as definições acima estabelecem que a evapotranspiração potencial seria

um caso limite de transferência de vapor d'água para a atmosfera, estando o solo totalmente abastecido de água e revestido por uma vegetação rasteira, são em plena atividade vegetativa. Na prática, utiliza-se, normalmente a grama batatais (*Paspalum notatum* L.) (Varejão-Silva, 2001).

No conceito de evapotranspiração potencial encontram-se implícitas duas hipóteses: mantendo-se o solo plenamente abastecido (em capacidade de campo), a maior parte da energia disponível seria consumida como calor latente, e somente variações no coeficiente de reflexão da superfície seriam relevantes para alterar a taxa evapotranspiratória, por fazer variar a quantidade de energia solar disponível ao processo (Varejão-Silva, 2001).

O uso do termo evapotranspiração potencial, no entanto, é desencorajado devido às ambigüidades nas definições (Allen et al., 1998; Varejão-Silva, 2001). A expressão recomendada é evapotranspiração de referência (ET_o). Matzenauer (1999) define ET_o como a evapotranspiração de uma cultura bem adaptada, selecionada para propósitos comparativos, sob dadas condições meteorológicas e com adequada bordadura, em condições hídricas apropriadas para a referida cultura e região. Segundo Allen et al. (1998), o conceito de evapotranspiração de referência foi apresentado para se estudar a demanda evaporativa da atmosfera independentemente do tipo de vegetação, estágio de desenvolvimento e práticas de manejo. Além disso, enquanto a disponibilidade de água for abundante, em uma superfície de referência, fatores do solo não afetam a ET_o. Assim, o único fator que afeta a ET_o são parâmetros climáticos.

Além de constituir a base comum de comparação entre diferentes taxas evapotranspiratórias, o que é muito importante ao planejamento e operação de atividades de irrigação, por meio da ET_o é possível estimar as necessidades hídricas de uma cultura específica, também chamada de evapotranspiração de cultura (ET_c). Doorembos e Pruitt (1975, citados por Varejão-Silva, 2001), definiram a ET_c como a transferência de vapor d'água para a atmosfera observada em uma cultura isenta de doenças e pragas, desenvolvendo-se em uma área de um hectare ou mais, sob ótimas condições de solo, incluindo umidade e fertilidade.

A quantidade de água necessária para compensar as perdas de evapotranspiração de um campo cultivado é definida como necessidade hídrica da cultura. Apesar de os valores da ET_c e da necessidade hídrica da cultura serem idênticos, a última refere-se à quantidade de água que necessita ser suprida, enquanto a primeira é a quantidade de água perdida através da evapotranspiração. A necessidade de irrigação, basicamente, representa

a diferença entra a necessidade hídrica da cultura e a precipitação efetiva (Allen et al., 1998).

A ET_c pode ser calculada a partir de dados climáticos e por meio da integração direta de fatores como resistência da cultura, albedo e resistência aerodinâmica, por meio da equação de Penman-Monteith, que será apresentada adiante. Essa abordagem, no entanto, requer um considerável volume de informação sobre as culturas, o que torna o procedimento muito trabalhoso. O mais comum é o cálculo da ET_o e a determinação por meio de experimentos da razão entre ET_c/ET_o , denominado coeficiente de cultura (K_c). Logo, a ET_c é calculada segundo a equação:

$$ET_c = K_c * ET_o \quad (2.14)$$

A evapotranspiração da cultura, no entanto, não corresponde à real taxa evapotranspiratória, uma vez que a mesma tem como hipótese o abastecimento ótimo de umidade. Logo, a evapotranspiração real de determinada cultura ocorre muitas vezes em condições não padrões, sob influências de técnicas de manejo e ambientes muito diversos. Allen et al. (1998) definem a evapotranspiração de cultura sob condição não padrão ($ET_{c_{adj}}$) a evapotranspiração de cultura corrigida por um coeficiente de estresse hídrico (K_s). No presente texto entendemos que $ET_{c_{adj}}$ é igual a ET_r . Dessa forma, a evapotranspiração real da cultura é dada pela seguinte equação:

$$ET_{c_{adj}} = K_c * K_s * ET_o \quad (2.15)$$

A Figura 1 tem por objetivo visualizar os conceitos de ET_o , ET_c e $ET_{c_{adj}}$.

Várias metodologias para a estimativa da ET_o (com diversos níveis de empirismo) foram desenvolvidas nos últimos 50 anos por inúmeros pesquisadores e centros de pesquisas em todo o mundo. Essas metodologias, em geral, foram calibradas para condições climáticas específicas, provando terem aplicação global limitada. Com o objetivo de iniciar uma padronização das metodologias, um grupo de especialistas, patrocinados pela Food Agricultural Organization (FAO), publicaram algumas diretrizes na *FAO Irrigation and Drainage Paper N° 24*, intitulado '*Crop water requirements*'. A fim de abrigar usuários com diferentes bases de dados, quatro métodos foram apresentados para estimar a evapotranspiração de referência: Blaney-Criddle, radiação, Penman modificado e tanque (Allen et al., 1998).

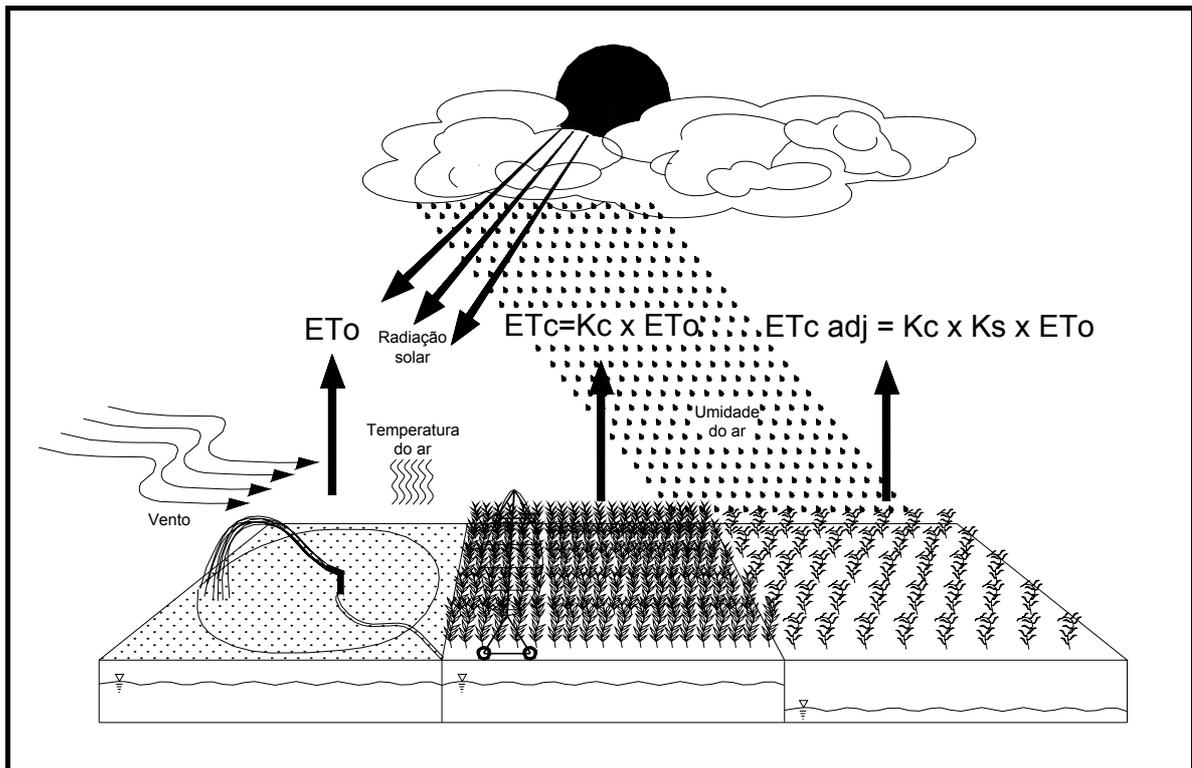


Figura 1 – Ilustração dos conceitos de ETo, ETc e ETc adj.

No entanto, progressos nas pesquisas revelaram deficiências nessas metodologias. Ficou demonstrado que os métodos propostos possuem comportamentos distintos em diferentes regiões do mundo. A fim de avaliar o desempenho dos métodos propostos pela publicação nº 24 da FAO, e de outras metodologias, sob diferentes condições climatológicas, foi realizado um estudo maior, patrocinado pelo Comitê de Demanda de Água para Irrigação da Sociedade Americana de Engenharia Civil (ASCE). Essa pesquisa analisou vinte diferentes métodos de estimativa de evapotranspiração de referência, utilizando precisos lisímetros em onze localidades ao redor do mundo. Paralelo a esse estudo, a Comunidade Européia, financiou um consórcio de institutos de pesquisas europeus, que realizou uma pesquisa semelhante com lisímetros em vários países da Europa (Allen et al., 1998).

As principais conclusões dos estudos foram:

- Foi confirmado que o método de Penman Modificado introduzido no trabalho FAO nº 24 apresenta fortes tendências a superestimar a ETo;
- O método de Penman requer calibração local da função da velocidade do vento para atingir resultados satisfatórios;
- O método da radiação mostrou bons resultados em climas úmidos onde a resistência aerodinâmica é relativamente pequena, mas o desempenho em condições áridas mostrou-se errática e tende a subestimar a evapotranspiração;

- Os métodos de temperatura são empíricos e necessitam de calibração local a fim de fornecer resultados satisfatórios. Uma possível exceção é o método de Hargreaves 1985, que mostrou razoáveis estimativas de ETo com validade global;
- Os métodos de tanque claramente refletem as deficiências em se estimar a evapotranspiração de culturas a partir de corpos d'água. Os métodos são suscetíveis a condições microclimáticas e de manutenção da estação. A performance mostrou-se errática.

As conclusões acima descritas levaram a FAO a publicar uma nova orientação para o cálculo da ETo. A publicação da *FAO Irrigation and Drainage Paper N° 56*, intitulado '*Crop evapotranspiration*', traz essas novas diretrizes, e recomenda a utilização da equação de Penman-Monteith como o único método padrão a ser utilizado. O uso das antigas metodologias ou outras equações de referências é desencorajado (Allen et al., 1998).

Segundo Pereira et al. (1997), Penman foi o primeiro autor a elaborar uma formulação que combina o balanço de energia com a abordagem aerodinâmica. Inicialmente, essa abordagem foi desenvolvida para o cálculo da evaporação de um corpo d'água a partir de registros comuns de uma estação climatológica padrão. Posteriormente, essa abordagem, denominada método combinado, foi aprimorada por muito pesquisadores e estendida para superfícies cultivadas, por meio da introdução de fatores de resistências (Allen et al., 1998).

O modelo de resistências ao transporte de vapor d'água do solo e da vegetação para a atmosfera é ilustrado na Figura 2. Segundo o modelo proposto, existem duas resistências ao transporte de umidade: resistência aerodinâmica (r_a) e resistência da superfície (r_s). A resistência da superfície descreve a resistência ao fluxo de vapor d'água devido à abertura dos estômatos, área total das folhas e fluxo do solo. A resistência aerodinâmica descreve a resistência ao fluxo de ar ocasionado pela parte superior da vegetação. Segundo Allen et al. (1998), apesar do processo de trocas de vapor ser muito complexo para ser representado por duas resistências, boas correlações podem ser obtidas entre taxa de evapotranspiração calculadas e observadas.

A transferência de calor e vapor d'água de uma superfície evaporativa abaixo do dossel é determinada pela resistência aerodinâmica, expressa pela seguinte formulação:

$$r_a = \frac{\ln\left[\frac{z_m - d}{z_{om}}\right] \ln\left[\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right]}{K^2 u_z} \quad (2.16)$$

em que: r_a é a resistência aerodinâmica ($s\ m^{-1}$), z_m é a altura de medida da velocidade do vento (m), z_h é a altura da medida da umidade do ar (m), d é o deslocamento do plano zero (m), z_{om} é a rugosidade que governa a transferência de momentum (m), z_{oh} é a rugosidade que governa a transferência de calor e vapor (m), K é a constante de Von Karman (0.41) e u_z é a velocidade do vento medida na altura z ($m\ s^{-1}$).

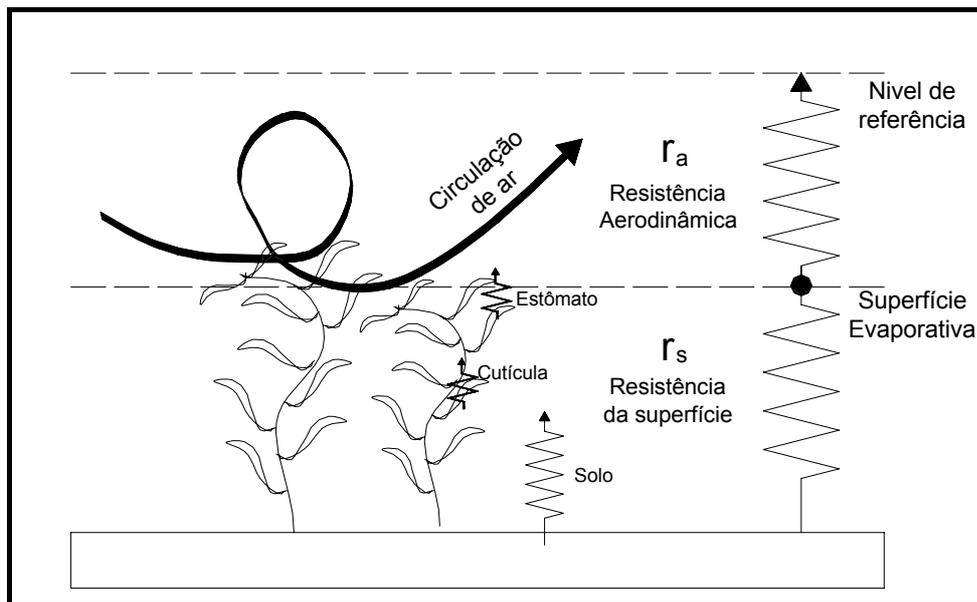


Figura 2 – Representação esquemática das resistências aerodinâmicas e da superfície.

Fonte: Allen et al., 1998.

Os termos d , z_{om} e z_{oh} , em geral, são obtidos por formulação empírica em função da altura da vegetação (h), dado por medidas de perfis de vento. Para a maioria das culturas, consideram-se as seguintes equações (Allen et al., 1998):

$$d = \frac{2}{3} \times h \quad (2.17)$$

$$z_{om} = 0.123 \times h \quad (2.18)$$

$$z_{oh} = 0.1 \times z_{om} \quad (2.19)$$

O uso da equação 2.16 é restrito à condição atmosférica de estabilidade neutra, isto é, a distribuição da temperatura, pressão atmosférica e velocidade do vento ocorre de forma adiabática (sem troca de calor). A aplicação da equação para pequenos intervalos de tempo requer a inclusão de correções para estabilidade. Entretanto, para estimar a ETo em

superfícies bem supridas de umidade, onde as trocas de calor são pequenas, não é necessário considerar a correção da estabilidade atmosférica (Allen et al., 1998).

No cômputo da resistência da superfície, o efeito da evaporação do solo quando a vegetação não cobre totalmente o solo deve ser considerado. Uma aproximação adotada é a que considera a relação entre a resistência da superfície com a resistência de uma vegetação densa, representada pela equação (2.20):

$$r_s = \frac{r_l}{IAF_{ativa}} \quad (2.20)$$

em que: r_s é a resistência da superfície ($s\ m^{-1}$), r_l é a resistência estomática de uma folha bem iluminada ($s\ m^{-1}$) e IAF_{ativa} é o índice de área foliar ativa ($m^2\ m^{-2}$).

Logo, a formulação final para a estimativa da ETo estabelecida pelo grupo de especialistas consultados pela FAO é dada pela equação (2.21). Para obter essa equação, foi definido como superfície de referência uma “cultura hipotética com altura de 0.12 m, uma resistência de superfície fixa de $70\ s\ m^{-1}$ e um albedo de 0.23”. Essa definição assemelha-se a uma extensa cobertura de grama verde com altura uniforme, crescimento ativo, que cobre completamente o solo e com suprimento adequado de água (Allen et al., 1998).

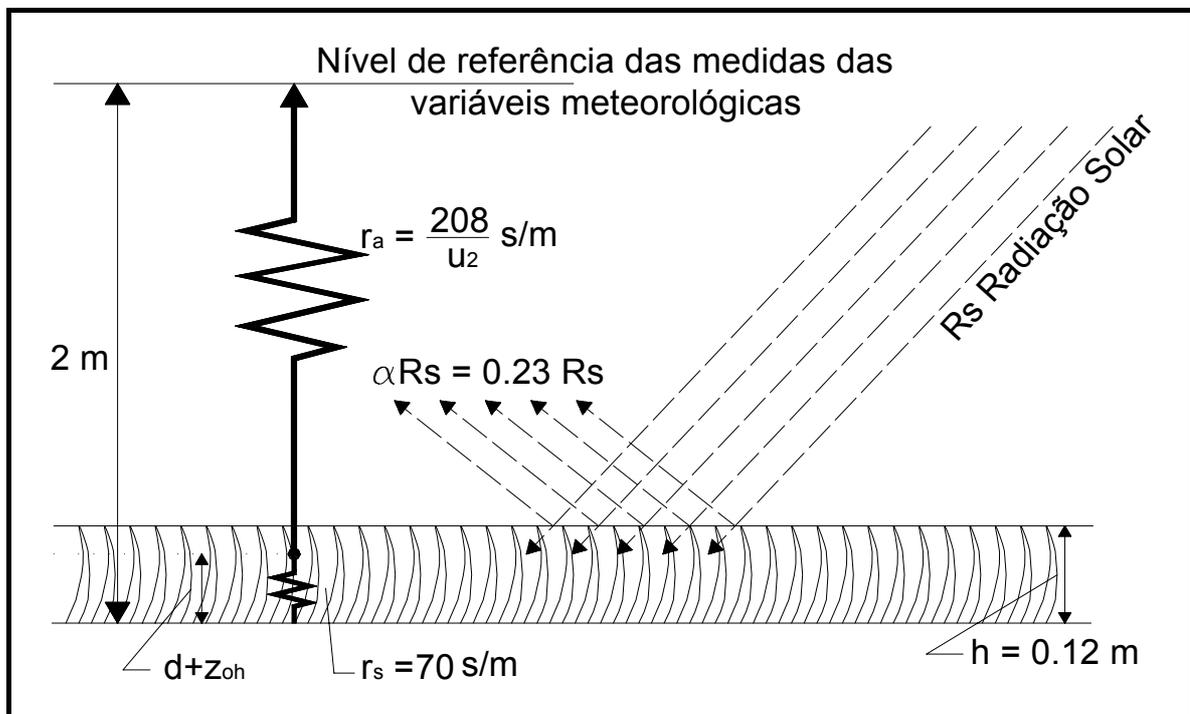


Figura 3 – Características da cultura hipotética para o cálculo da evapotranspiração de referência.

Fonte: Allen et al., 1998.

$$ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_2 + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (2.21)$$

em que: ET_o é a evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}), R_n é a radiação líquida na superfície da cultura ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$), G é o fluxo de calor do solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$), T_2 é a temperatura média diária do ar medida a 2 metros de altura ($^{\circ} \text{C}$), u_2 é a velocidade do vento medida a 2 metros (m s^{-1}), e_s é a pressão de vapor de saturação (kPa), e_a é a pressão de vapor (kPa), Δ é a declividade da curva de pressão de vapor ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$) e γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$).

A grande dificuldade dos conceitos apresentados até o momento é que são metodologias de cálculo da evapotranspiração com baixa representatividade espacial. As metodologias reproduzem os fenômenos da evaporação e transpiração somente para um local específico, e não representam bem as grandes variações dos condicionantes e características de uma região. Isso é particularmente verdade quando se trabalha em escalas maiores, como, por exemplo, bacias hidrográficas.

Logo, existe uma diferença entre a evapotranspiração de uma área extensa e de uma local específico. Pereira et al. (1997) definem a primeira como evapotranspiração de área (ET_a) e a segundo como evapotranspiração de ponto. Alguns autores utilizam o termo evapotranspiração regional para a primeira. Um dos autores que mais se debruçou sobre a estimativa da evapotranspiração regional foi Morton, motivado pela hipótese levantada por Bouchet (1963, citado por Pereira et al., 1997). Essa hipótese considera que variações na evapotranspiração potencial e regional devido a variações no fornecimento de umidade regional, são complementares.

A relação complementar é decorrente das seguintes postulações: imediatamente após uma chuva generalizada, onde toda a região fica úmida, a evapotranspiração é limitada apenas pela disponibilidade de energia radiante. Nesse momento, a evapotranspiração real (ET_r) torna-se igual a potencial. Como não há advecção de energia, visto que toda a região está umedecida (área tampão infinita), a evapotranspiração regional se reduz à potencial. Logo pode ser escrita a seguinte relação:

$$ET_r = ET_p = ET_a \quad (2.22)$$

Persistindo ausência de chuva e irrigação, a região seca após um período, limitando a quantidade de energia disponível que pode ser utilizada na conversão de calor latente.

Ocorre, então, redução na evapotranspiração real. Conseqüentemente, há uma sobra de energia (H , calor sensível), utilizada no aquecimento do ar, dada pela diferença entre a ET_p e a ET_r :

$$ET_p - ET_r = H \quad (2.23)$$

O aquecimento do ar, por sua vez, irá resultar em um aumento do poder evaporante, ocasionando aumento da evapotranspiração acima da ET_p , se houver disponibilidade de água. Esse raciocínio leva a crer que a diferença entre a ET_a e a ET_p é igual a essa energia disponível:

$$ET_a - ET_p = H \quad (2.24)$$

resultando em:

$$ET_r - ET_a = 2H \quad (2.25)$$

Essa relação de complementaridade ocasiona simetria entre ET_r e ET_a em torno da ET_p . Logo, se a região estiver totalmente seca a $ET_r = 0$ e a $ET_a = 2 \times ET_p$.

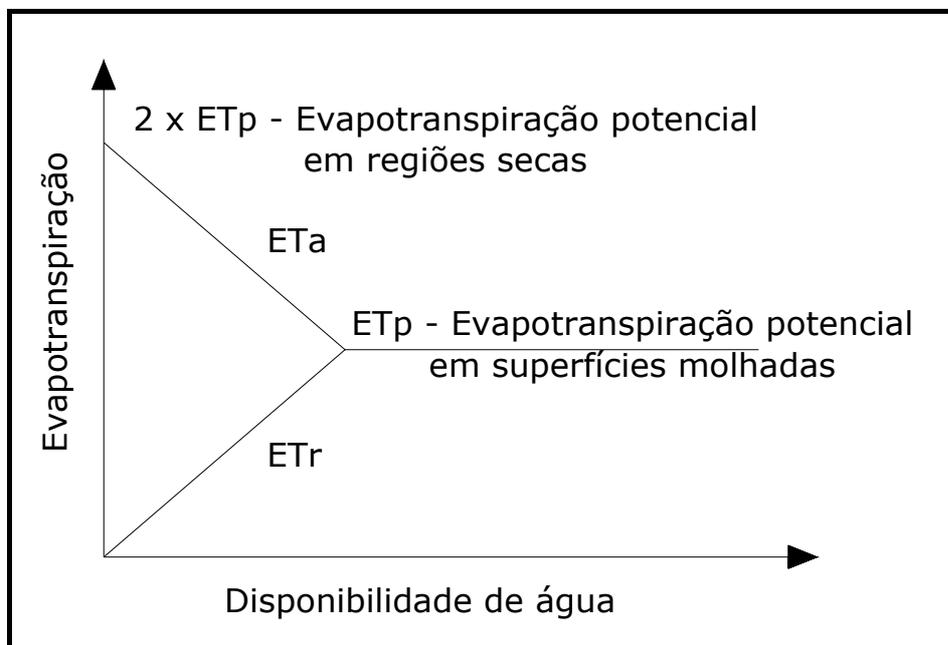


Gráfico 2 – Representação esquemática da relação complementar entre evapotranspiração potencial e evapotranspiração regional, com fornecimento de energia radiante constante.

Fonte: Adaptado de Pereira et al., 1997.

2.2 Radiação Solar

A radiação solar é a maior fonte natural de energia utilizada nos processos físicos no sistema terra-atmosfera. A mesma é resultado de reações nucleares que ocorrem no sol. A radiação solar é considerada como sendo o grande ‘motor’ do ciclo hidrológico e dos processos da evaporação e evapotranspiração, sendo de extrema importância para a vida no planeta. Além disso, a radiação solar é a base de todos os princípios em que se fundamenta a tecnologia do sensoriamento remoto (Moreira, 2003).

O sol é uma estrela constituída de cerca de 71% de hidrogênio e 26% de hélio. Sua superfície é denominada fotosfera e possui um diâmetro de aproximadamente 1.3914×10^6 km. Devido à sua altíssima temperatura (15000000 °K em seu núcleo) ocorrem reações nucleares em que o hidrogênio se transforma em hélio. A fusão de núcleos de hidrogênio em núcleos de hélio acarreta perda de massa que é compensada por emissão de energia. A energia liberada é chamada de radiação (Moreira, 2003).

A radiação emitida pelo sol é propagada pelo espaço por um processo denominado irradiação. Essa energia se propaga no vácuo a uma velocidade de 300000 km s^{-1} por meio de ondas eletromagnéticas. As ondas eletromagnéticas apresentam comportamento dual, pois comportam-se como onda e como partícula. Na física clássica a teoria ondulatória e a corpuscular são mutuamente excludentes, por isso a dualidade (Moreira, 2003).

A teoria ondulatória descreve a radiação eletromagnética como uma energia viajando à velocidade da luz (c) em uma seqüência harmônica entre o campo elétrico e o campo magnético (Figura 4). A teoria corpuscular sugere que a radiação eletromagnética é composta de quantidades discretas de energia chamadas de *quantum*. Unindo as duas teorias temos uma fórmula da energia (Moreira, 2003):

$$E_n = \frac{h_P \times c}{\lambda} \quad (2.26)$$

em que: E é a energia (J); h é a constante de Planck ($6.626 \times 10^{-34} \text{ J s}^{-1}$); c é a velocidade da luz ($3 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$) e λ é o comprimento de onda.

Pela equação acima podemos verificar que quanto maior o comprimento de onda menor será a energia.

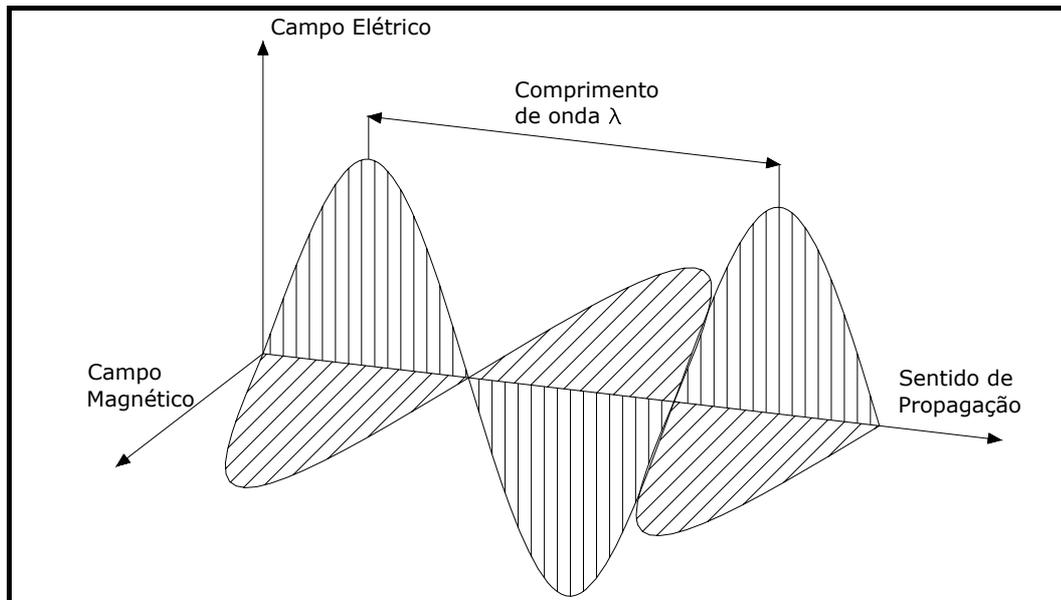


Figura 4 – Onda eletromagnética.

Fonte: Adaptado de Moreira, 2003.

As principais unidades de medida da energia solar são joule, watt ou caloria.

2.2.1 Espectro Eletromagnético

O sol emite energia em vários comprimentos de onda do espectro eletromagnético. A luz é somente uma porção do espectro eletromagnético, denominada faixa do visível. Assim é chamada porque é a porção do espectro eletromagnético capaz de sensibilizar os olhos humanos e provocar sensação de cor no cérebro. Logo, os diversos tipos de energia eletromagnética são caracterizados pelo comprimento de onda (λ). A Figura 5 mostra o espectro eletromagnético com os limites das bandas espectrais. Os seus nomes decorrem dos processos físicos relacionados com a sua produção ou detecção (Mendes e Cirilo, 2001).

O espectro eletromagnético é dividido em duas faixas, em função da origem e do seu comprimento de onda: as ondas curtas e ondas longas. Segundo Sentelhas et al. (1998), o espectro de distribuição da radiação solar que chega na superfície é constituído predominantemente de radiação com comprimento de onda menor que 4000 nanômetros. A radiação de ondas curtas, ao interagir com determinado corpo, é em parte refletida, quantidade esta dada em função do poder refletor do objeto, e em parte absorvida. Essa parcela de energia absorvida irá gerar aquecimento do corpo, que por sua vez irá transformar-se em emissor de radiação, agora em uma faixa diferente do espectro

eletromagnético, em comprimentos de onda maiores (acima de 4000 nm), as chamadas ondas longas.

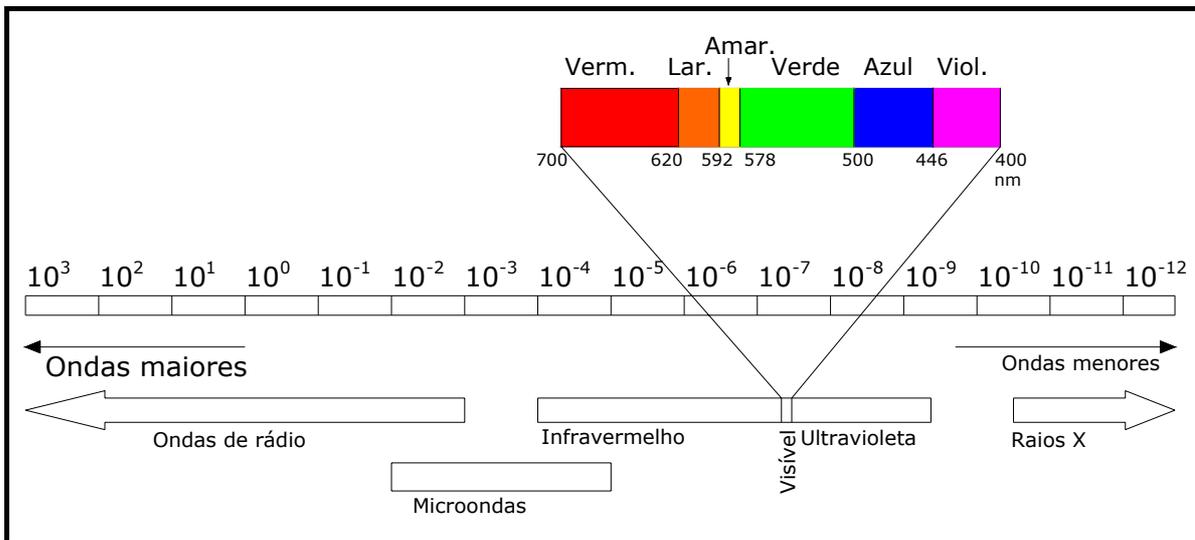


Figura 5 – Espectro eletromagnético.

Fonte: Adaptado de Moreira, 2003.

2.2.2 Interação da radiação solar com a atmosfera terrestre

Ao atingir a atmosfera, a radiação solar sofre atenuação. Esse bloqueio ocorre devido aos gases O_2 , O_3 e CO_2 , vapor d'água e aerossóis. A capacidade da atmosfera em permitir a penetração das ondas eletromagnéticas incidentes no topo da exosfera até a superfície é denominada transmissividade³. As áreas do espectro eletromagnético em que a transmissividade é alta são conhecidas como janelas atmosféricas (Figura 6). As janelas atmosféricas mais importantes situam-se nos seguintes intervalos de comprimento de onda: 0.7 a 2.5, 3.5 a 4.0 e 8 a 12 μm .

A atenuação da radiação solar pela atmosfera ocorre devido a fenômenos como absorção, reflexão e espalhamento. O espalhamento é um processo físico que resulta da obstrução das ondas eletromagnéticas por partículas existentes na atmosfera ou devido à obstrução da energia reirradiada (refletida). A intensidade e a direção do espalhamento dependem da razão entre os diâmetros das partículas e o comprimento de onda da energia eletromagnética incidente e/ou reirradiada (Moreira, 2003).

Existem três tipos de espalhamento (Moreira, 2003):

³ Transmissividade é a capacidade da atmosfera em permitir a penetração das ondas eletromagnéticas; Transmittância é a razão entre a parcela da radiação transmitida pelo total incidente.

- espalhamento molecular, também denominado *Rayleigh*, ocorre quando a relação entre o diâmetro da partícula e o comprimento de onda é menor que um. Esse tipo de espalhamento é produzido essencialmente pelas moléculas dos gases constituintes da atmosfera e é considerado isotrópico, ou seja, simétrico em relação à direção da onda incidente e à intensidade;
- espalhamento *Mie* ocorre quando os diâmetros das partículas são da mesma ordem ou próximos ao tamanho do comprimento de onda da radiação;
- espalhamento não-seletivo é quando o tamanho das partículas deixa de ter influência, ou seja, ele vai se tornando independente do comprimento de onda à medida que aumenta o diâmetro das partículas. A energia é espalhada preferencialmente, na direção da frente de onda.

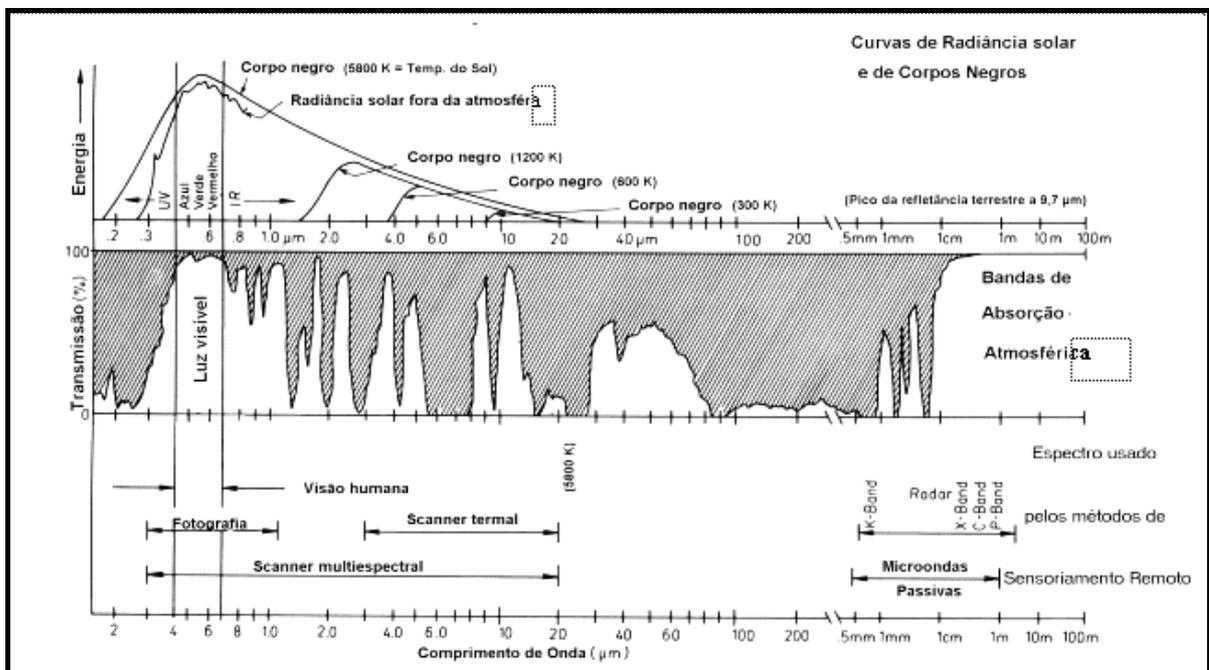


Figura 6 – Janelas e bandas espectrais.

Fonte: ENVI, 2002.

A absorção atmosférica ocorre por meio de dois processos: dissociação e fotoionização na alta atmosfera; e vibração e transição rotacional de moléculas. O primeiro processo é responsável pela absorção da radiação nas faixas dos raios X e do ultravioleta. O segundo processo é responsável pela absorção na região do infravermelho (Moreira, 2003).

2.2.3 Grandezas radiométricas

Ao atingir um alvo na superfície terrestre, a radiação eletromagnética divide-se em três porções: parte da energia é absorvida pelo objeto (A), parte é transmitida (T) e parte é refletida (R). A radiação incidente (I) será:

$$R + T + A = I \quad (2.27)$$

É comum, no entanto, expressar a equação (2.27) em termos relativos, em que se definem os termos reflectância (ρ), transmitância (τ) e absortância (α).

$$\rho + \tau + \alpha = 1 \quad (2.28)$$

Os termos indicados na equação acima são influenciados por fatores como a geometria de aquisição de dados, condições atmosféricas, mudanças na iluminação da cena e características das respostas dos sensores (Mendes e Cirilo, 2001).

As quantidades de radiação solar ou energia radiante que podem ser medidas são denominadas grandezas radiométricas. Irradiância refere-se a energia que sai do sol e radiância é a energia que sai da Terra e pode ser medida por um sensor. As principais grandezas radiométricas são (Moreira, 2003):

- a) Energia radiante (Q): é a grandeza fundamental, que indica a quantidade de energia associada a um fluxo de radiação; sua unidade no Sistema Internacional é o Joule.
- b) Fluxo radiante (Φ): é a quantidade de energia radiante que flui por uma posição do espaço na unidade de tempo (taxa de transferência – Joule/segundo ou Watt):

$$\Phi = \frac{\Delta Q}{\Delta t} \quad (2.29)$$

- c) Irradiância (E): quando o fluxo radiante irradia (ilumina) uma área da superfície, a razão entre o fluxo e a área da amostra é a sua irradiância (Watt m⁻²):

$$E = \frac{\Delta \Phi}{\Delta a} \quad (2.30)$$

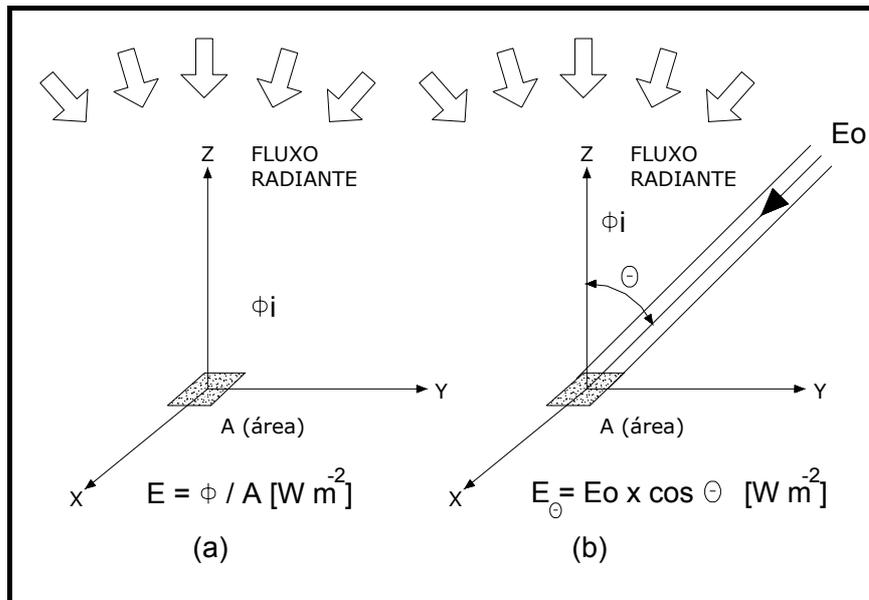


Figura 7 – Representação da irradiação (a) e da lei do cosseno (b).

Fonte: Adaptado de Moreira, 2003.

- d) Intensidade radiante (I): é a densidade espacial do fluxo que tem origem numa fonte puntiforme. A intensidade radiante numa determinada direção é definida pela razão entre o fluxo que se propaga num ângulo sólido amostral (ângulo qualquer) com origem na fonte e a dimensão desse ângulo sólido. Sua unidade é Watt/esterradiano (W sr^{-1}).

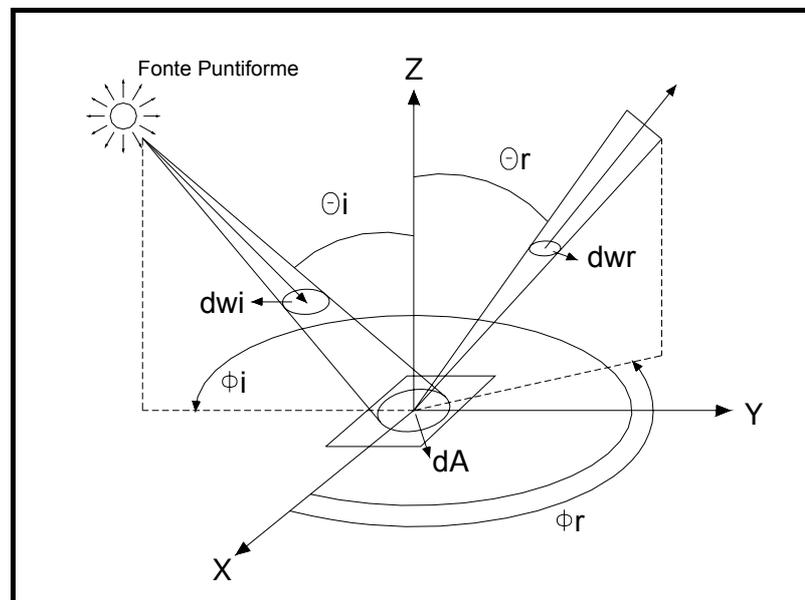


Figura 8 – Representação da intensidade radiante sobre uma área irradiada por uma fonte puntiforme.

Fonte: Adaptado de Moreira, 2003.

- e) Radiância (L): se as dimensões de uma amostra de superfície podem ser consideradas desprezíveis com relação à distância em que são observadas, o “brilho” dessa amostra, em cada direção, é medido pela sua radiância, definida por:

$$L = \frac{\Delta\Phi}{\Delta w \times \Delta a \times \cos\theta} \quad (2.31)$$

- f) Exitância (M): enquanto a irradiância expressa a quantidade do fluxo que irradia a amostra de superfície, a exitância expressa a quantidade de fluxo que sai da amostra de superfície, definido pela razão entre o fluxo que deixa a amostra (reflexão ou emissão) e a área da amostra:

$$M = \frac{\Delta\Phi_r}{\Delta a} \text{ ou } M = \frac{\Delta\Phi \times e}{\Delta a} \quad (2.32)$$

sendo “e” a quantidade de fluxo emitido da amostra de superfície.

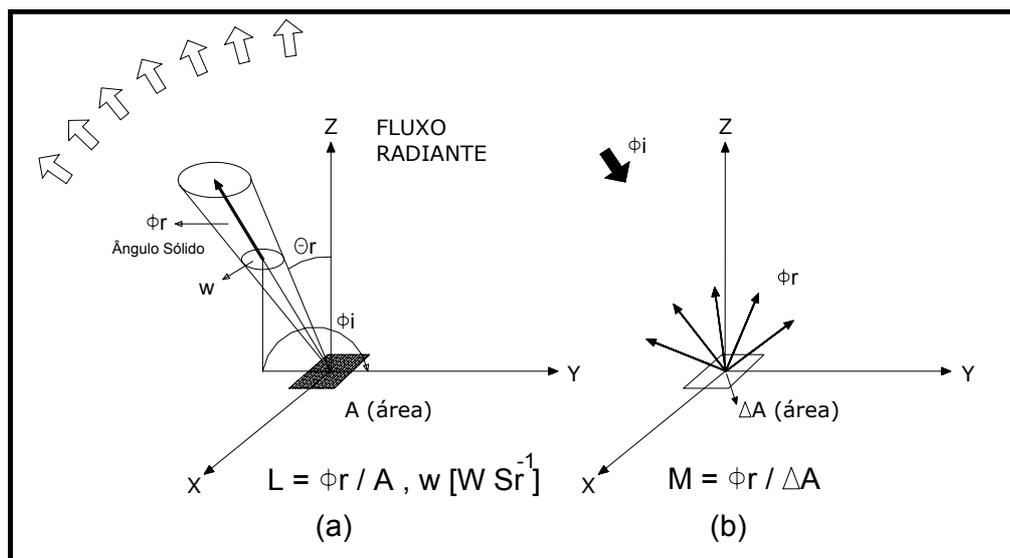


Figura 9 – Representação da radiância (a) e da exitância (b).

Fonte: Adaptado de Moreira, 2003.

Tanto a irradiância quanto a exitância envolvem a medição de toda a radiação que chega ou que deixa a amostra de superfície.

2.2.4 Cálculo Energético

A quantidade de energia que chega ao planeta Terra em 1 cm² de superfície normal aos raios solares por minuto no topo da atmosfera é denominado constante solar (S₀)

(Garcia, 1994). Se consideramos uma esfera de raio igual à distância média do sol à Terra (149.5×10^6 km, Figura 10) e considerando que, a cada minuto, o sol irradia 55×10^{26} cal min^{-1} , teremos (Garcia, 1994):

$$S_0 = \frac{55 \times 10^{26} \text{ cal min}^{-1}}{4 \times \pi \times (149.5 \times 10^6 \text{ km})^2} = 1.94 \text{ cal min}^{-1} \text{ cm}^2 \approx 1367 \text{ W m}^{-2} \quad (2.33)$$

Como a posição relativa da terra em relação ao sol varia durante o ano e, além disso, o planeta não é totalmente esférico, o valor da constante solar é uma média. A radiação no topo da atmosfera, para o hemisfério sul, em 21 de dezembro é $2.01 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$, e em 21 de junho, igual a $1.88 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Além disso, devemos considerar que a energia emitida pelo sol não é sempre igual devido às manchas solares (Garcia, 1994).

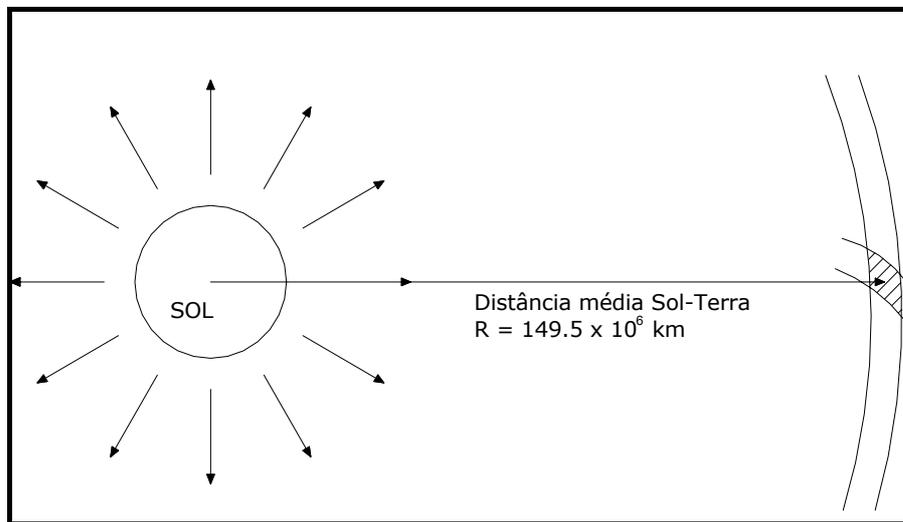


Figura 10 – Representação de esfera com raio igual a distância Terra-Sol.

Fonte: Adaptado de Garcia, 1994.

A distribuição da energia solar não é uniforme. A radiação anual recebida na altura do equador é aproximadamente 2.4 vezes maior que nos pólos (Sellers, 1965). Verificamos, que a quantidade de energia solar depende da inclinação com que os raios solares atingem o planeta, e conseqüentemente, diferentes latitudes no planeta receberão diferentes quantidades de radiação. Além disso, a translação da Terra ao redor sol, conjuntamente com a inclinação do eixo do planeta em relação ao plano da eclíptica⁴, são responsáveis por um movimento aparente do sol no céu, o que provoca a sucessão das estações do ano. Esse movimento aparente é medido pelo ângulo que forma o vetor posição do sol, com

⁴ Circunferência máxima da esfera celeste definida pela intersecção desta com o plano da órbita terrestre (trajetória do centro de gravidade do sistema Terra-Lua). Representa a órbita aparente do Sol (Oliveira, 1983).

origem no centro da Terra, e o plano equatorial. Esse ângulo é denominado declinação solar (δ) e é função do dia do ano (Garcia, 1994).

$$\delta = 0.409 \text{sen} \left\{ \left(\frac{2\pi}{365} \times DJ \right) - 1.39 \right\} \quad (2.34)$$

em que: DJ é o dia Juliano (1 a 365).

Logo, em cada data do ano existe uma declinação particular e, em consequência, a cada hora (τ) e a uma dada latitude (ϕ) o ângulo de inclinação dos raios solares (h) é único. O total de radiação solar incidente no topo da atmosfera, pode ser encontrado por meio do teorema do co-seno da trigonometria esférica (Figura 12):

$$I = S_o \times \text{sen}(h) = S_o \times (\text{sen}\delta \times \text{sen}\phi + \text{cos}\delta \times \text{cos}\phi \times \text{cos}\tau) \quad (2.35)$$

sendo que: ϕ é a latitude (-90° a $+90^\circ$), δ é a declinação solar (-23.5° a $+23.5^\circ$) e τ é o ângulo horário.

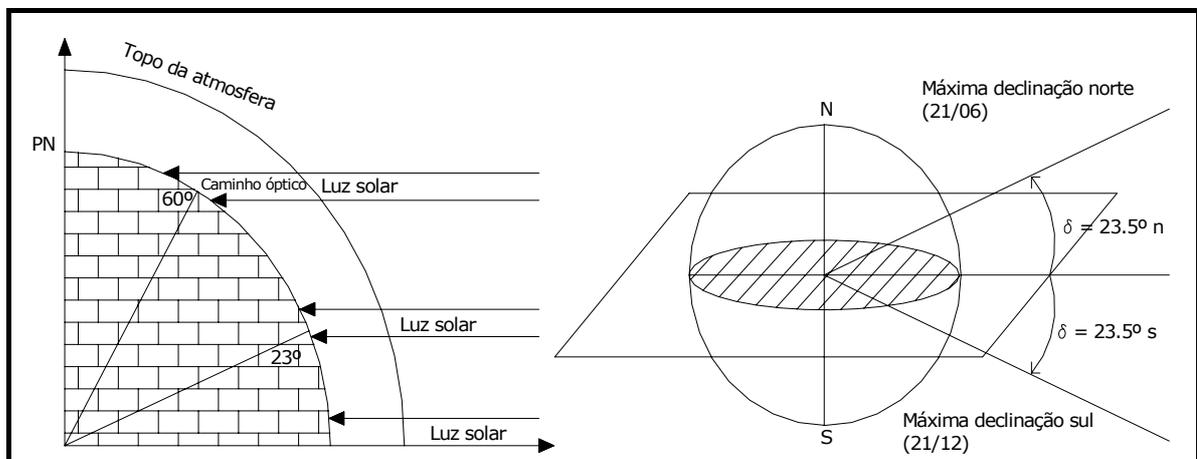


Figura 11 – Inclinação dos raios solares em função da latitude (esquerda) e a variação anual da declinação solar (direita).

Fonte: Adaptado de Garcia, 1994.

O ângulo horário pode ser computado segundo a equação abaixo (Antonié, 1998):

$$\tau = 15 \times (12 - t) \quad (2.36)$$

em que: t é a hora do dia.

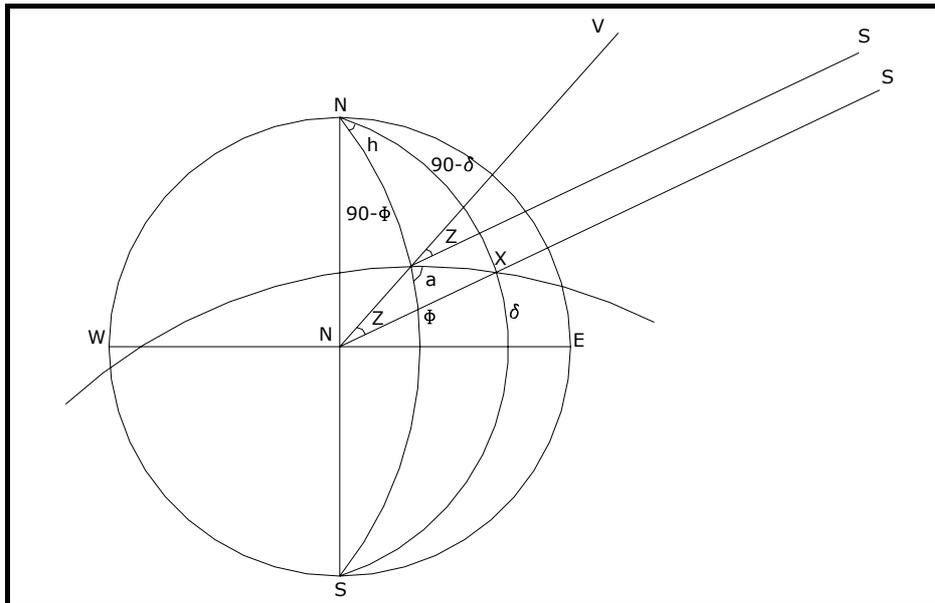


Figura 12 – Variações da altura do sol em função da latitude, da declinação solar e ângulo horário.

Fonte: Adaptado de Sellers, 1965.

Em terrenos inclinados, o ângulo de radiação incidente é alterado, ocasionando grande influência na quantidade de energia solar incidente sobre determinada superfície causada pela mudança da área efetiva que certa quantidade de radiação incidente abrange (Hobins et al., 2004). Para corrigir os efeitos da variação no balanço de radiação de ondas curtas devemos procurar definir o ângulo entre o vetor normal a uma superfície arbitrariamente orientada e o vetor paralelo à linha de visada para o sol, conforme a figura abaixo:

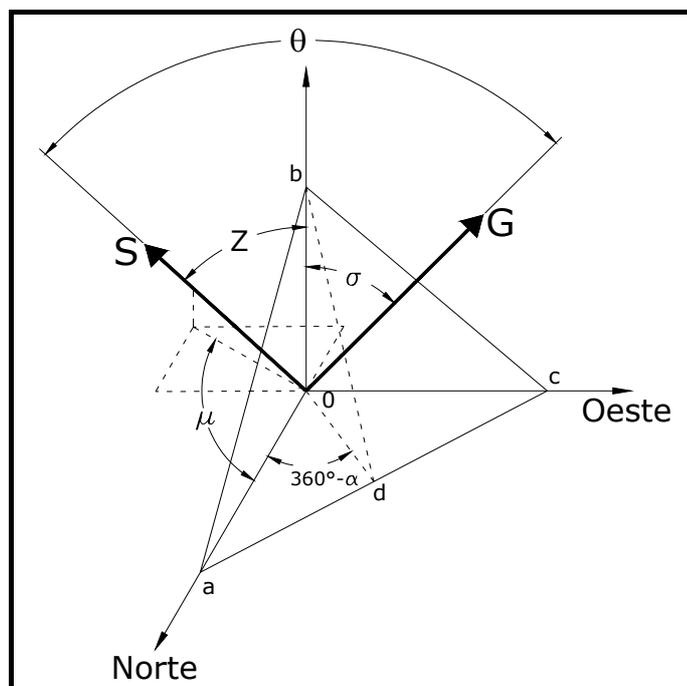


Figura 13 – Vetor radiação solar incidente num plano arbitrariamente inclinado.

Fonte: Hobins et al., 2004.

Na Figura 13, os ângulos definidos são os seguintes: μ no plano x-y (norte – oeste) é o azimute solar, isto é, o ângulo no sentido do relógio entre a direção norte e a projeção do vetor paralelo à linha de visada do Sol projetado no plano horizontal; α no plano x-y (norte – oeste) é o ângulo da direção de declive; σ no plano 0-b-d é a declividade; Z no plano 0-S-b é ângulo zenital solar, isto é, o ângulo entre o vetor normal ao plano horizontal na superfície do planeta e a linha de visada para o Sol; e θ é no plano S-0-G é o ângulo de incidência, ou seja, o ângulo entre a linha de visada para o Sol e o vetor normal à superfície inclinada.

A fim de determinar o ângulo θ , nós precisamos determinar os vetores unitários que definem as direções do vetor gradiente (maior declive) e da linha de visada para o Sol. Seja \vec{G} o vetor gradiente e \vec{S} o vetor paralelo à linha de visada para o Sol, da geometria espacial obtemos:

$$\vec{G} = |\vec{G}|(\vec{i} \text{sen} \sigma \cos \alpha + \vec{j} \text{sen} \sigma \cos \alpha + \vec{k} \cos \sigma) \quad (2.37)$$

$$\vec{S} = |\vec{S}|(\vec{i} \text{sen} Z \cos \mu + \vec{j} \text{sen} Z \cos \mu + \vec{k} \cos Z) \quad (2.38)$$

Logo, aplicando o produto escalar entre os dois vetores, é possível obter:

$$\vec{S} \cdot \vec{G} = |\vec{S}| |\vec{G}| \cos \theta \quad (2.39)$$

$$\cos \theta = \frac{|\vec{S}|(\vec{i} \text{sen} Z \cos \mu + \vec{j} \text{sen} Z \cos \mu + \vec{k} \cos Z) \cdot |\vec{G}|(\vec{i} \text{sen} \sigma \cos \alpha + \vec{j} \text{sen} \sigma \cos \alpha + \vec{k} \cos \sigma)}{|\vec{S}| |\vec{G}|} \quad (2.40)$$

A equação acima pode ser simplificada:

$$\cos \theta = \text{sen} Z \cos \mu \text{sen} \sigma \cos \alpha + \text{sen} Z \text{sen} \mu \text{sen} \sigma \text{sen} \alpha + \cos Z \cos \sigma \quad (2.41)$$

Mais convenientemente, no entanto, é considerar o $\cos \theta$ em função da latitude, da declinação solar e do ângulo horário, além do ângulo de direção do plano inclinado e a sua declividade, já considerados na equação acima. Logo, temos (Fonte: Hobins et al., 2004):

$$\begin{aligned} \cos \theta = & (\text{sen}(\phi) \times \cos(\sigma) - \cos(\phi) \times \sin(\sigma) \times \cos(\alpha)) \times \text{sen}(\delta) \\ & + (\cos(\phi) \times \cos(\sigma) + \text{sen}(\phi) \times \text{sen}(\sigma) \times \cos(\alpha)) \times \cos(\delta) \times \cos(\tau) \\ & + \cos(\delta) \times \text{sen}(\sigma) \times \text{sen}(\alpha) \times \text{sen}(\tau) \end{aligned} \quad (2.42)$$

em que: δ é a declinação solar (norte positivo); τ é o ângulo horário (0° ao meio dia e manhã positivo); ϕ é a latitude (norte positivo); σ é a inclinação do plano inclinado e α é o ângulo da direção do plano inclinado.

As superfícies inclinadas podem ser representadas por modelos numéricos de terreno (MNT). Alguns dos principais produtos derivados dos MNTs são as coberturas de declividade e direção de encostas. O procedimento inicial de cálculo é a obtenção das derivadas parciais, dado pelas equações (2.43) e (2.44). Essas derivadas são calculadas para todos os *pixels* do raster, por meio de uma janela 3 x 3 (Figura 14).

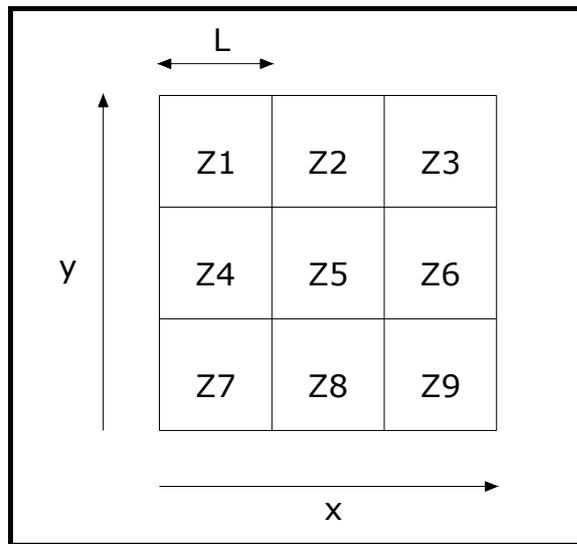


Figura 14 – Janela 3 x 3 de um raster.

$$\frac{dZ}{dx} = \frac{(Z2 - Z8)}{2 \times L} \quad (2.43)$$

$$\frac{dZ}{dy} = \frac{(Z6 - Z4)}{2 \times L} \quad (2.44)$$

A declividade (σ) é o módulo do vetor gradiente e a direção de encosta (α) é o inverso do gradiente.

$$\sigma = \sqrt{\left(\frac{\partial Z}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial Z}{\partial x}\right)^2} \quad (2.45)$$

$$\alpha = \arctg\left[\frac{(\partial Z/\partial y)}{(\partial Z/\partial x)}\right] \quad (2.46)$$

2.3 Balanço de Radiação e Energia

2.3.1 Saldo de Radiação

Segundo Varejão-Silva (2001), em relação a uma área de controle, plana, horizontal e situada próximo à superfície terrestre, chama-se saldo de radiação à diferença entre os ganhos (fluxos descendentes) e as perdas (fluxos ascendentes) radiativas. Alguns autores utilizam os termos balanço de radiação ou radiação líquida, sendo esse último considerado, na visão de Varejão-Silva (2001), incorreto. No presente texto, todas denominações poderão ser utilizadas. Os termos desse balanço estão ilustrados na Figura 15.

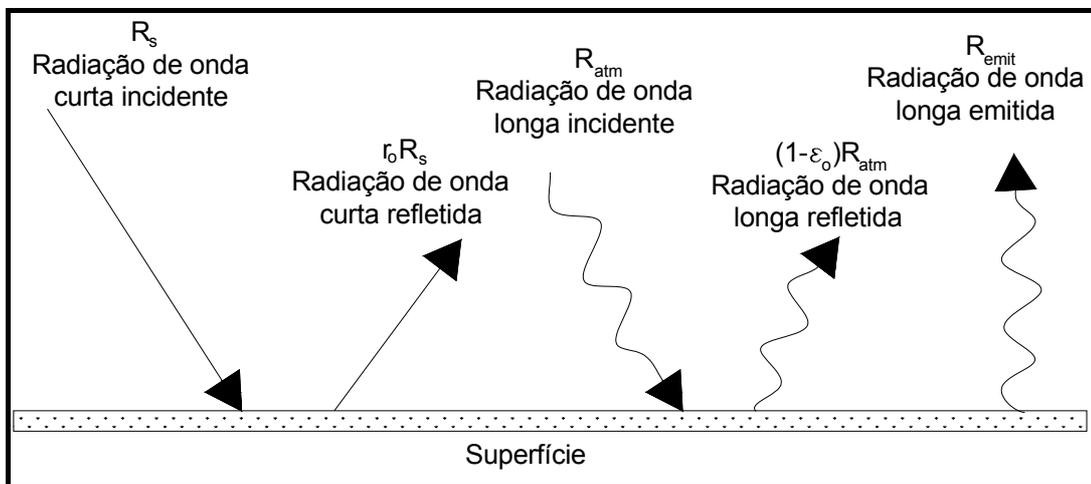


Figura 15 – Balanço de Radiação na superfície.

Fonte: Adaptado de Allen et al., 2002.

A radiação solar, ao penetrar na atmosfera, parte é refletida de volta ao espaço, uma parcela é absorvida pela atmosfera e o restante chega à superfície. Ao atingir determinada superfície, uma parcela da radiação incidente é refletida e o restante é absorvida pelo corpo (Tucci e Beltrame, 1997). A quantidade de radiação refletida é função do poder refletor da superfície, chamado de albedo (r_0).

A radiação absorvida pela superfície gera aquecimento do corpo, que por sua vez irá emitir radiação de onda longa. A atmosfera, da mesma maneira, emite radiação de onda longa, tanto por ter absorvido radiação solar como por refletir novamente para a superfície (efeito estufa) (Tucci e Beltrame, 1997). Logo, o saldo de radiação será (Silva, 2004):

$$R_n = (R_s - R_{ref}) + (R_{atm} - R_{emit} - R_{atm,ref}) \quad (2.47)$$

em que: R_s é a radiação solar global, R_{ref} é a radiação solar refletida pela superfície, R_{atm} é a radiação termal atmosférica, R_{emit} é a radiação termal emitida pela superfície e $R_{atm,ref}$ é a radiação termal atmosférica refletida pela superfície.

Os dois primeiros termos representam o saldo de radiação de ondas curtas, com abrangência espectral de 0.3 a 3 μm . O balanço de radiação de ondas longas é representado pelos três últimos termos da equação acima, e tem como abrangência a faixa espectral de 3 a 50 μm (Silva, 2004).

Segundo a lei de Stefan-Boltzmann, a radiação em todos os comprimentos de onda é proporcional à quarta potência da temperatura do corpo (Moreira, 2003), logo:

$$\begin{aligned} R_{atm} &= \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \\ R_{emit} &= \varepsilon_o \times \sigma \times T_o^4 \end{aligned} \quad (2.48)$$

em que: ε_a é a emissividade da atmosfera ($0 < \varepsilon_a < 1$), ε_o é a emissividade da superfície ($0 < \varepsilon_o < 1$), σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5.72 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), T_a é a temperatura absoluta da atmosfera (K) e T_o é a temperatura da superfície (K).

A radiação solar refletida é função do poder refletor (ou albedo) da superfície. A emissividade de um corpo é a relação entre a quantidade de energia de onda longa absorvida pela energia incidente. Logo, a quantidade de energia termal refletida será dada por $(1 - \varepsilon_o)$. Dessa maneira, o saldo de radiação à superfície é dado pela seguinte expressão:

$$R_n = (1 - r_o) \times R_s + \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 - \varepsilon_o \times \sigma \times T_o^4 - (1 - \varepsilon_o) \times \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (2.49)$$

Os termos do saldo de radiação podem ser medidos isoladamente por meio de radiômetros e solarímetros. O mais comum é a medida integral da R_n com saldo-radiômetros. A medição da R_n não é rotina nos postos meteorológicos, sendo necessário utilizar modelos de estimativa (Pereira et al., 1997).

A parcela de maior incerteza no cálculo da radiação líquida é a de ondas longas. Para esse cálculo são utilizadas algumas aproximações, como, por exemplo, considerar a temperatura do solo igual a do ar e estimar a emissividade da atmosfera como função da concentração de vapor d'água representada pela pressão parcial de vapor (e_a). A presença

de nuvens também afeta significativamente o balanço de ondas-longas (Pereira et al., 1997). Segundo esses os autores, a fórmula mais comum de estimar o balanço de ondas-longas, na escala diária, é a fórmula de Brunt (1952):

$$L \downarrow - L \uparrow = -[a + b \times (e_a)^{0.5}] \times \sigma \times T_a^4 \times [c + d \times \frac{n}{N}] \quad (2.50)$$

em que: $a = 0.56$; $b = -0.09$; $c = 0.1$; $d = 0.9$; n/N é a razão de insolação; T_a é a temperatura média diária (K) e e_a a pressão parcial de vapor em mmHg. Essa equação foi desenvolvida com observações médias mensais e os coeficientes são valores médios encontrados para diversos locais. Como a temperatura da superfície é maior que a temperatura do ar, na maior parte do dia, o balanço de ondas-longas é negativo (Pereira et al., 1997).

Uma alternativa para o cálculo da radiação incidente de ondas curtas é a utilização de número de horas de brilho solar (n), uma vez que, são raros os locais que dispõem de medidas contínuas de radiação solar. O registro do número de horas de brilho solar em heliógrafos tipo Campbell-Stokes é prática mais comum nas estações meteorológicas convencionais. O princípio adotado é que existe uma estreita relação entre a razão de insolação (n/N) e a proporção de radiação solar que atinge a superfície (R_s / Q_0) (Pereira et al., 1997):

$$\frac{R_s}{Q_0} = A + B \frac{n}{N} \quad (2.51)$$

sendo Q_0 a radiação extraterrestre, obtida por meio de tabelas ou equações. Os coeficientes A e B são específicos para cada local e época do ano. Martinez-Lozano et al. (1984 in Pereira et al., 1997) apresentam coeficiente “ A ” e “ B ” para diversas regiões. Na ausência de informações podemos obter aproximações por meio da relação (Glover & McCulloch, 1958, in Pereira et al., 1997):

$$\begin{aligned} A &= 0.29 \times \cos \phi \\ \phi &\leq 60^\circ \\ B &= 0.52 \end{aligned} \quad (2.52)$$

em que ϕ é a latitude do local, em graus.

Para localidades brasileiras, Ribeiro (1980, in Pereira et al., 1997) encontrou a seguinte relação estatística:

$$A = -0.4192 + 0.6972 \times \cos \phi \quad (2.53)$$

Outra maneira é estimar R_n diretamente por meio de relações empíricas da relação de insolação (Pereira et al. 1997):

$$R_n = A + B \times \left(\frac{n}{N}\right) \quad (2.54)$$

O saldo de radiação pode, ainda, ser estimado por meio de relações com a radiação solar incidente (Fontana, 1999). Algumas dessas relações são dadas no Quadro 1.

$$R_n = A + B \times K \downarrow \quad (2.55)$$

Quadro 1 – Equações de regressão linear entre R_n e R_s .

Equação	Cultura	Autor
$R_n = -0.68 + 0.67 \times R_s$ (Mj m ⁻² dia ⁻¹)	Soja	Fontana et al. (1988)
$R_n = 9.51 + 0.617 \times R_s$ (cal cm ⁻² dia ⁻¹)	Feijão	Bergamaschi et al. (1988)
$R_n = 0.114 + 0.669 \times R_s$ (Mj m ⁻² dia ⁻¹)	Milho	Cunha et al. (1989)
$R_n = 2.146 + 0.647 \times R_s$ (Mj m ⁻² dia ⁻¹)	Milheto	Medeiros et al. (1990)
$R_n = -18.81 + 0.69 \times R_s$ (cal cm ⁻² dia ⁻¹)	Sup. gramada	Bergamaschi e Guadagnin (1990)

Fonte: Fontana, 1999.

2.3.2 Balanço de Energia

A energia disponível, ou seja, o saldo de radiação à superfície, é utilizada nos processos de evaporação (LE, calor latente), aquecimento do ar (H, calor sensível), do solo (G, calor sensível) e das plantas (P, calor sensível), e na fotossíntese (F, fotoquímica). O processo fotoquímico utiliza, em média, menos de 3% da R_n (Pereira et al, 1997). O valor de P, em geral, também é pequeno, mas pode chegar a 10% (Moore & Fish, 1986, citado por Pereira et al, 1997). Na prática, os principais termos do balanço de energia, ilustrados na Figura 16, são:

$$R_n + LE + H + G = 0 \quad (2.56)$$

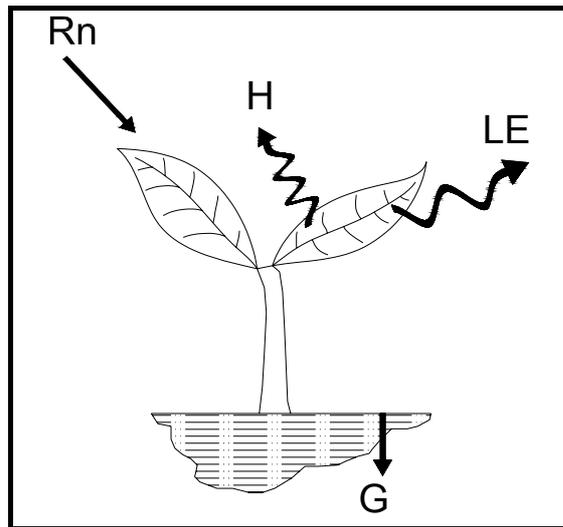


Figura 16 – Balanço de energia na superfície.

Fonte: Adaptado de Allen et al., 2002.

A equação (2.56), também denominada princípio de conservação de energia, considera somente fluxos verticais, ignorando processos horizontais como a advecção. As radiações que incidem na superfície possuem sinal positivo e as que saem da superfície, sinal negativo. Normalmente R_n é o maior componente do balanço, enquanto G pode variar de 5 a 50% do balanço, dependendo da cobertura de vegetação e condições de umidade do solo (Brutsaert, 1982, citado por Kustas & Norman, 1996). Todos os termos, no entanto, podem variar de sinal, ou seja, mudar o seu sentido do fluxo. A Gráfico 3 representa o comportamento dos termos do balanço de energia durante um dia sem cobertura de nuvens em uma superfície bem suprida de umidade. Podemos verificar que no período noturno, todos os termos são negativos, ou seja, invertem os seus sentidos.

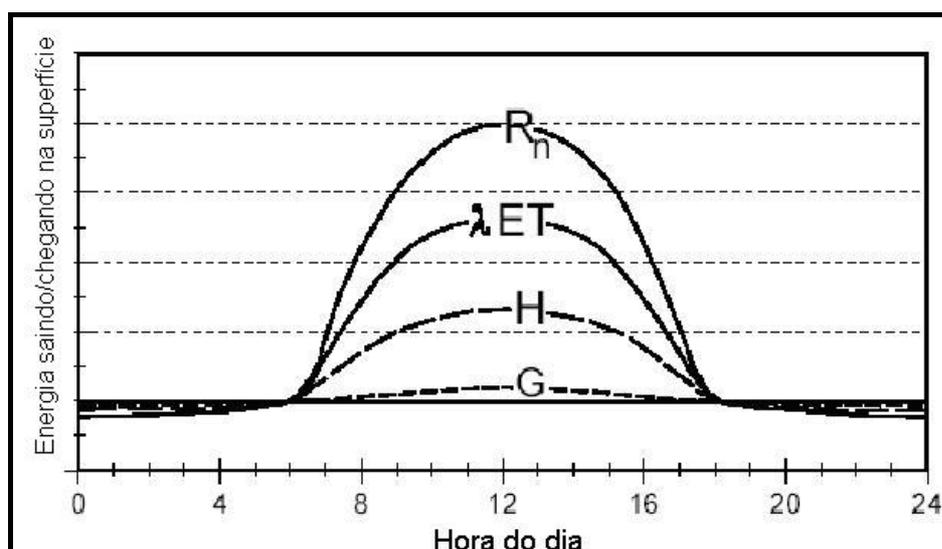


Gráfico 3 – Variação diária dos componentes do balanço de energia sobre uma superfície em transpiração bem suprida de umidade em um dia sem cobertura de nuvens.

Fonte: Allen et al., 1998.

2.3.3 Fluxo de Calor no Solo

O fluxo de calor no solo é a quantidade de energia utilizada para aquecer o solo. O mesmo é função da condutividade térmica do solo e gradiente vertical da temperatura e requer informações detalhadas das propriedades dos solos. Segundo Allen et al. (1998), modelos complexos estão disponíveis para descrever esse fluxo. Como é possível observar no Gráfico 3, esse fluxo é relativamente menor que os outros termos da equação de balanço de energia, principalmente em relação ao saldo de radiação. Isso é especialmente verdade em superfícies cobertas com vegetação e quando o período de cálculo é superior a 24 horas.

A taxa com a qual o calor flui até uma camada de solo a uma profundidade z abaixo da superfície é diretamente proporcional ao gradiente vertical de temperatura existente. Logo, a uma profundidade z temos (Sellers, 1965):

$$G = -\lambda \left(\frac{\Delta T}{\Delta z} \right) \quad (2.57)$$

em que: λ é denominado condutividade termal, ΔT é a variação de temperatura e Δz é a variação de profundidade. Fisicamente, a condutividade termal representa a taxa com que o calor atravessa uma unidade de área de determinada matéria em um gradiente de temperatura de $1 \text{ }^\circ\text{C cm}^{-1}$. A mesma é função da composição, umidade e temperatura do solo.

Um procedimento simplificado de cálculo do fluxo de calor no solo para intervalos de tempo longos é apresentado na equação abaixo, e tem como princípio que a temperatura do solo acompanha a temperatura do ar (Allen et al., 1998):

$$G = c_s \frac{T_i + T_{i-1}}{\Delta t} \Delta z \quad (2.58)$$

em que: G é o fluxo de calor no solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), c_s é a capacidade calorífica do solo ($\text{MJ m}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$), T_i é a temperatura do ar no tempo i ($^\circ\text{C}$), T_{i-1} é a temperatura do ar no tempo $i-1$ ($^\circ\text{C}$), Δt é o intervalo de tempo (dia) e Δz é a profundidade efetiva do solo (m).

Para o cálculo em escala diária ou decendial, G pode ser considerado nulo para uma superfície de referência, como um gramado, por exemplo. Para períodos mensais, supondo constante a capacidade calorífica do solo de $2.1 \text{ MJ m}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, e uma profundidade de solo adequada, G pode ser estimado segundo a seguinte formulação (Allen et al., 1998):

$$G_{\text{mês},i} = 0.07(T_{\text{mês},i+1} - T_{\text{mês},i-1}) \quad (2.59)$$

ou, se $T_{\text{mês},i+1}$ é desconhecida:

$$G_{\text{mês},i} = 0.14(T_{\text{mês},i} - T_{\text{mês},i-1}) \quad (2.60)$$

em que: $T_{\text{mês},i}$, $T_{\text{mês},i-1}$ e $T_{\text{mês},i+1}$ é a temperatura média do ar ($^\circ\text{C}$) em determinado mês i , no mês antecessor e no mês posterior, respectivamente.

Em intervalo horário ou menor, G não correlaciona bem com a temperatura do ar. Nesses casos, outras aproximações podem ser feitas para períodos diurnos e noturnos, respectivamente (Allen et al., 1998):

$$G_{\text{hr}} = 0.1R_n \quad (2.61)$$

$$G_{\text{hr}} = 0.5R_n \quad (2.62)$$

Uma outra maneira de estimar G é por meio de imagens de satélites. Alguns trabalhos utilizam relações empíricas de parâmetros derivados como, por exemplo, índice de vegetação (NDVI), albedo e temperatura da superfície. Bastiaanssen (1995, citado por Roerink et al., 2000) e Bastiaanssen (2000), utilizaram as seguintes formulações:

$$\frac{G}{R_n} = \frac{T_o}{r_o} \times (0.0038r_o + 0.0074r_o^2) \times (1 - 0.98 \times \text{NDVI}^4) \quad (2.63)$$

$$\frac{G}{R_n} = \frac{T_o}{r_o} \times (0.32r_o + 0.62r_o^2) \times (1 - 0.978 \times \text{NDVI}^2) \quad (2.64)$$

em que: T_o ($^\circ\text{C}$) é a temperatura da superfície, r_o é o albedo e NDVI o índice de vegetação das diferenças normalizadas.⁵

⁵ Em capítulo posterior será explicado como obter a temperatura da superfície, o albedo e o NDVI via imagem de satélite.

Segundo Allen et al. (2002), as equações acima não fornecem boas estimativas para usos como superfícies líquidas, neves e áreas alagadas (*wetlands*), sendo necessário outros métodos para definir a relação G/R_n . Isso ocorre porque o balanço de calor em superfícies líquidas funciona muito diferente de superfícies de terra. Geralmente, o albedo para corpos d'água claros é muito baixo (menor que 0.05) quando o ângulo solar é maior que 10° acima do horizonte. A radiação de onda curta penetra nos corpos d'água de acordo com a transparência da água e é absorvida a diferentes taxas de acordo com a profundidade, onde é transformada em calor sensível (G). Para oceanos e rios, grandes quantidades de energia são transferidas horizontalmente com as correntes, e o balanço vertical da energia não é consistente. Assim, uma equação do tipo G/R_n para superfícies d'água é difícil de definir (Allen et al., 2002).

No caso de corpos d'água como lagos, a penetração da radiação solar varia principalmente com o ângulo solar e com a turbidez do corpo d'água. No caso de lagos profundos e com água clara, Yamamoto e Kondo (1968, citados por Allen et al., 2002) demonstraram uma tendência sazonal no balanço de energia. O Gráfico 4 é um gráfico com médias mensais de R_n e G em um lago profundo (média de 21 metros de profundidade) no Japão. O gráfico mostra como a relação G/R_n varia no decorrer do ano. Na primavera e no início do verão essa relação é alta uma vez que a água está fria e o ar quente. No outono é menor, pois a água está mais quente que o ar. Allen et al. (2002) enfatizam também que para esse tipo de corpo d'água, os valores líquidos diários de G podem ser extremamente positivos ou negativos dependendo do armazenamento de calor, enquanto que, para a vegetação, é assumido que o G líquido em um período 24 horas é próximo de zero.

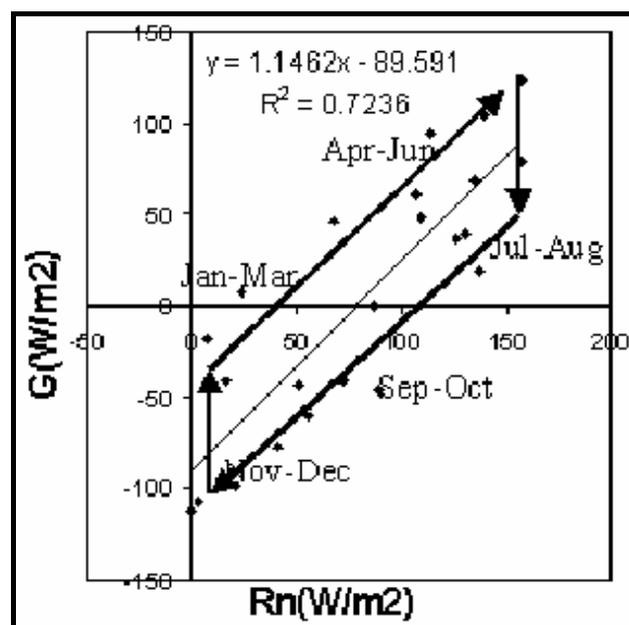


Gráfico 4 – Médias mensais de G e R_n medidos em um lago profundo no Japão.

Fonte: Yamamoto e Kondo, 1968.

Allen et al. (2002) separaram os dados medidos por Yamamoto e Kondo (1968) em dois períodos (janeiro a junho e julho a dezembro), obtendo as seguintes retas:

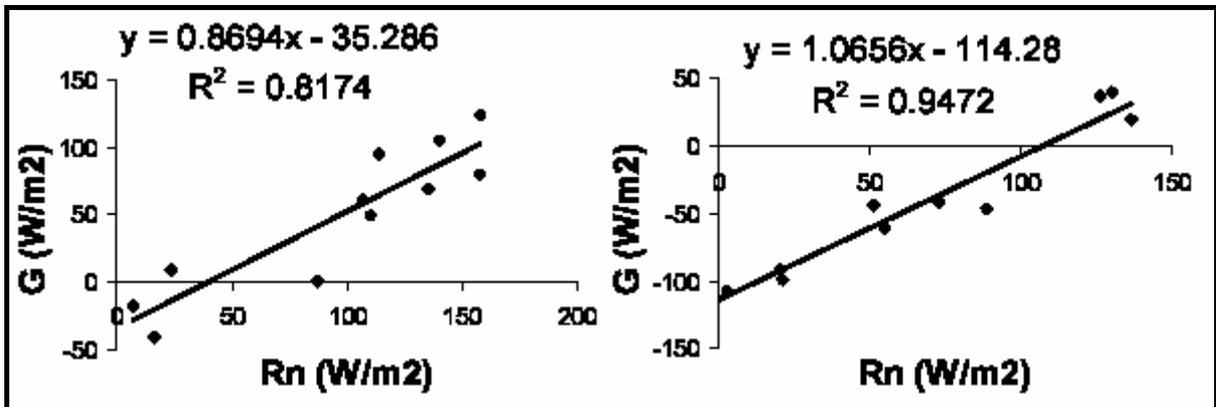


Gráfico 5 – Retas de G x Rn para os períodos de janeiro a junho (direita) e julho a dezembro (esquerda).

Fonte: Allen et al., 2002.

Allen et al. (2002), reportam o trabalho de Amayreh (1995) no lago Bear (Idaho/Utah). Nesse caso, foram utilizadas medidas diárias de G e R_n feitas durante o verão e o outono, e forneceu a seguinte relação (W m⁻²):

$$G_{\text{água}} = 0.984R_n - 62 \quad (2.65)$$

Essa relação não considera os efeitos da sazonalidade, uma vez que as medidas foram feitas somente no verão e outono, entretanto, Allen et al. (2002) consideram as medidas similares àquelas feitas no Japão tanto em magnitude como tendência. Assim, baseado nesse dois trabalhos, Allen et al. (2002) estabeleceram as seguintes formulações aplicáveis no caso de lagos profundos e claros:

para o período de julho a dezembro no hemisfério norte:

$$G_{\text{água}} = R_n - 90 \text{ (instantânea)} \quad (2.66)$$

$$G_{\text{água}} = R_n - 100 \text{ (diária)} \quad (2.67)$$

para o período de janeiro a junho no hemisfério norte:

$$G_{\text{água}} = 0.9R_n - 40 \text{ (instantânea)} \quad (2.68)$$

$$G_{\text{água}} = 0.9R_n - 50 \text{ (diária)} \quad (2.69)$$

No caso de lagos rasos (profundidade menor que 2 metros) e águas turvas, o comportamento é semelhante à wetlands, e os autores propuseram:

$$G_{\text{água}} = 0.5R_n \text{ (instantânea ao meio dia)} \quad (2.70)$$

$$G_{\text{água}} = 0 \text{ (diária)} \quad (2.71)$$

2.3.4 Fluxo de Calor Sensível

A porção de energia líquida na superfície terrestre, que não é utilizada na evapotranspiração e no aquecimento do solo, é utilizada para aquecer o ar. É denominada de calor sensível porque modifica a temperatura do ar, uma propriedade do ar que pode ser sentida e medida. A mudança da temperatura é proporcional ao produto da densidade do ar (ρ_a) e do calor específico do ar à pressão constante (c_p), igual a 1.01 kJ kg⁻¹ K⁻¹. A densidade do ar (úmido) pode ser calculada a partir da lei dos gases ideais, mas é adequadamente estimada a partir da seguinte equação (Shuttleworth, 1993):

$$\rho_a = 3.486 \frac{p}{275 + T_a} \quad (2.72)$$

em que: p é a pressão atmosférica (kPa) e T_a é a temperatura do ar (°C).

O fluxo de calor sensível é definido por Allen et al. (2002), como a perda de calor para o ar por convecção e condução, devido a gradientes de temperatura. O calor sensível pode ser calculado pela seguinte equação de transporte de calor:

$$H = \frac{\rho_a \times C_p \times (T_1 - T_2)}{r_{ah}} \quad (2.73)$$

em que: ρ_a é densidade da umidade do ar (Kg m⁻³); C_p calor específico do ar à pressão constante (J Kg⁻¹ K⁻¹), T_1 e T_2 são a temperatura medida em duas alturas diferentes e r_{ah} é a resistência aerodinâmica para transferência de calor (s m⁻¹).

A resistência aerodinâmica ao transporte de calor é calculada para condições de estabilidade neutra segundo (Allen et al., 2002):

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \times k} \quad (2.74)$$

em que: z_2 e z_1 são as alturas (m) acima do deslocamento do plano zero (m) da vegetação, u_* é a velocidade de fricção (m s^{-1}) e k é a constante de Von Karman (0.41).

A velocidade de fricção quantifica as flutuações da velocidade turbulenta do ar e pode ser estimada utilizando um perfil logaritmo de variação da velocidade do vento em função da altura em condições de estabilidade neutra (Allen et al., 2002):

$$u_* = \frac{k \times u_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om}}\right)} \quad (2.75)$$

em que: u_x é a velocidade do vento (m s^{-1}) medida a uma altura z_x (m) e z_{om} é a rugosidade que governa a transferência de momentum (m).

2.3.5 Fluxo de Calor Latente

O balanço de energia “representa a contabilidade das interações dos diversos tipos de energia com a superfície” (Pereira et al, 1997). Esse método visa obter o termo calor latente e transformá-lo em equivalente de água evaporado:

$$LE = R_n - H - G \quad (2.76)$$

Atualmente é possível medir por equipamentos os termos R_n e G , sendo o termo H calculado por meio de gradientes de temperatura e de umidade acima da superfície vegetada (Fontana, 1999). É possível ainda, estimar o termo R_n por metodologias descritas no capítulo de balanço de radiação.

Bowen (1926, citado por Pereira et al., 1997) propôs uma abordagem que utiliza a razão entre os calores sensível (H) e latente (LE), como forma de estudar a partição da energia disponível (Pereira et al., 1997):

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (2.77)$$

O valor de β é fortemente influenciado pelas condições de umidade. Se a superfície contiver alta quantidade de água, maior parcela da radiação líquida será utilizada pela evaporação, resultando um β pequeno (Pereira et al., 1997). Logo, a equação (2.76) pode ser formulada da seguinte maneira:

$$LE = \frac{Rn - G}{1 + \beta}, \beta \neq -1 \quad (2.78)$$

Considerando a definição de LE e H segundo o método aerodinâmico e pela definição de umidade específica, temos (Pereira, et al., 1997):

$$\beta = \gamma \times \frac{dT}{de_a} \quad (2.79)$$

Na prática, mede-se a temperatura e a pressão de vapor em duas alturas acima da superfície evaporante, utilizando as diferenças ΔT e Δe_a para aproximar a derivada e utilizando um conjunto psicrométrico, por meio da equação (2.5) temos:

$$\Delta e_a = e_{a2} - e_{a1} = e_{s2} - e_{s1} - \gamma \times (T_{s2} - T_{s1}) + \gamma \times (T_{u2} - T_{u1}) \quad (2.80)$$

Pela equação de Clausius-Clapeyron, que descreve a variação da pressão de saturação do ar em função da temperatura, temos (Pereira et al., 1997):

$$s = \frac{\Delta e_s}{\Delta T_u} = \frac{e_{su2} - e_{su1}}{T_{u2} - T_{u1}} \quad (2.81)$$

Em que s é a tangente à curva de saturação (gráfico psicrométrico, Figura 2.1). Logo:

$$\Delta e_a = s \times \Delta T_u + \gamma \times \Delta T_u - \gamma \times \Delta T_s = \Delta T_u \times (s + \gamma) - \gamma \times \Delta T_s \quad (2.82)$$

Substituindo a equação (2.82) na equação (2.79), temos:

$$\beta = \frac{\gamma \times \Delta T_s}{\Delta T_u \times (s + \gamma) - \gamma \times \Delta T_s} = \left(\frac{s + \gamma}{\gamma} \times \frac{\Delta T_u}{\Delta T_s} - 1 \right)^{-1} = \left(\frac{\Delta T_u}{(1 - W) \times \Delta T_s} - 1 \right)^{-1} \quad (2.83)$$

em que:

$$W = \frac{s}{s + \gamma} \quad (2.84)$$

O termo W é um fator de ponderação dependente da temperatura do termômetro de bulbo molhado (T_u) e do coeficiente γ e pode ser calculado por meio das equações propostas por Wilson e Rouse (1972) e Wiswanadham et al. (1991), citados por Pereira et al. (1997):

$$W = 0.405 + 0.0145 \times T_u, \quad 0 < T_u < 16^\circ\text{C} \quad (2.85)$$

$$W = 0.483 + 0.01 \times T_u, \quad 16.1 < T_u < 32^\circ\text{C} \quad (2.86)$$

Pereira et al. (1997) afirmam que quando T_u não é disponível, utiliza-se a temperatura média diária (T_{med}), lembrando que, em condições de atmosfera não saturada, $T_{med} > T_u$. Logo, W será ligeiramente maior, superestimando a ET_p .

2.4 O satélite NOAA e o sensor AVHRR

O satélite NOAA é um satélite meteorológico do tipo órbita polar, pertencente ao programa POES (*Polar Orbiting Operational Environmental Satellites*). Esse programa é formado por uma cooperação internacional entre as agências norte-americanas NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), o Reino Unido e França e tem como principal objetivo fornecer observações diárias globais de padrões meteorológicos e condições ambientais. A maior aplicação dessas informações é alimentar análises numéricas e modelos de previsão meteorológica. Os satélites do POES são complementares ao sistema GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellites*), que é um sistema de satélites de órbita geoestacionária. A missão GOES tem por objetivo fornecer dados para previsões de curto período.

As espaçonaves do sistema POES são utilizadas na observação de fenômenos atmosféricos e ambientais de superfície como cobertura de nuvens, perfis de umidade, cobertura gelo e neve, temperatura do mar e dos continentes etc, além de serem utilizados para comunicação com plataformas de coletas de dados, como bóias e outros tipos de estações. Os satélites NOAA fazem parte também do sistema de busca e salvamento de

embarcações (SARSAT), projetado para detectar e localizar transmissores disparados em caso de emergência (Kampel, 2004).

A NASA é responsável pela construção, integração e lançamento dos satélites NOAA. O controle operacional das espaçonaves fica a cargo da NOAA. O planejamento e operação dos sistemas, produção e distribuição dos produtos além do arquivamento dos dados é feito por uma subunidade da NOAA denominada NESDIS (*National Environmental Satellite, Data and Information Service*). Os dados gerados pelo POES são abertos a todas os países, sendo que o conjunto de instrumentos a bordo desses satélites atende a necessidades de 140 nações. Mais da metade dos instrumentos a bordo dos satélites são fornecidos por outros países que não os EUA (Kampel, 2004).

O sistema POES é formado por pares de satélites em órbitas polares que coletam informações sobre qualquer região do planeta em um intervalo de tempo de 6 horas (Figura 17). As órbitas do NOAA são ditas heliosíncronas, circulares, quase-polares, com altitudes nominais de 833 e 870 km, o que permite operação simultânea de dois satélites. O período orbital médio é de 102 minutos, sendo cerca de 71 minutos na porção iluminada e trinta minutos na faixa sombreada. Como a Terra gira 25.34° durante cada revolução orbital do satélite, as observações de cada passagem sempre são diferentes. Além disso, como o número de órbitas por dia não é inteiro, a trajetória sub-orbital do satélite não se repete diariamente, ainda que a hora solar local da passagem do satélite seja essencialmente a mesma para todas as latitudes. A geometria de aquisição dos satélites NOAA permite obter condições consistentes de iluminação ao longo de todo o ano (Kampel, 2004).

Os satélites NOAA recebem uma designação por letra quando em construção. Após o lançamento com sucesso da aeronave, a mesma passa a ser designada por um número. Isso é feito porque os satélites são construídos em ordem alfabética, mas não são lançados necessariamente nessa mesma ordem. Atualmente, o sistema POES conta com três satélites: NOAA 15, 16 e 17 (K, L e M). A última aeronave a ser lançada foi o NOAA-17 (NOAA-M), em 24 de junho de 2002. Os próximos satélites da série (NOAA-N e NOAA-N') deverão ser lançados em maio de 2005 e em 2008, respectivamente.

Essa configuração apresenta uma série de inovações em relação aos satélites anteriores. Ao todo são 21 instrumentos (Figura 18). Os satélites possuem 4.2 metros de comprimento e 1.88 de diâmetro. Na decolagem, possui um peso de 2231.7 Kg, entre os quais 756.7 Kg são de combustível. O painel solar possui uma área de 16.76 m^2 , fornecendo energia para uma carga de 833 W (ângulo solar de 0°) e 750 W (ângulo solar de 180°). O tempo de vida útil para essas aeronaves é de no mínimo dois anos.

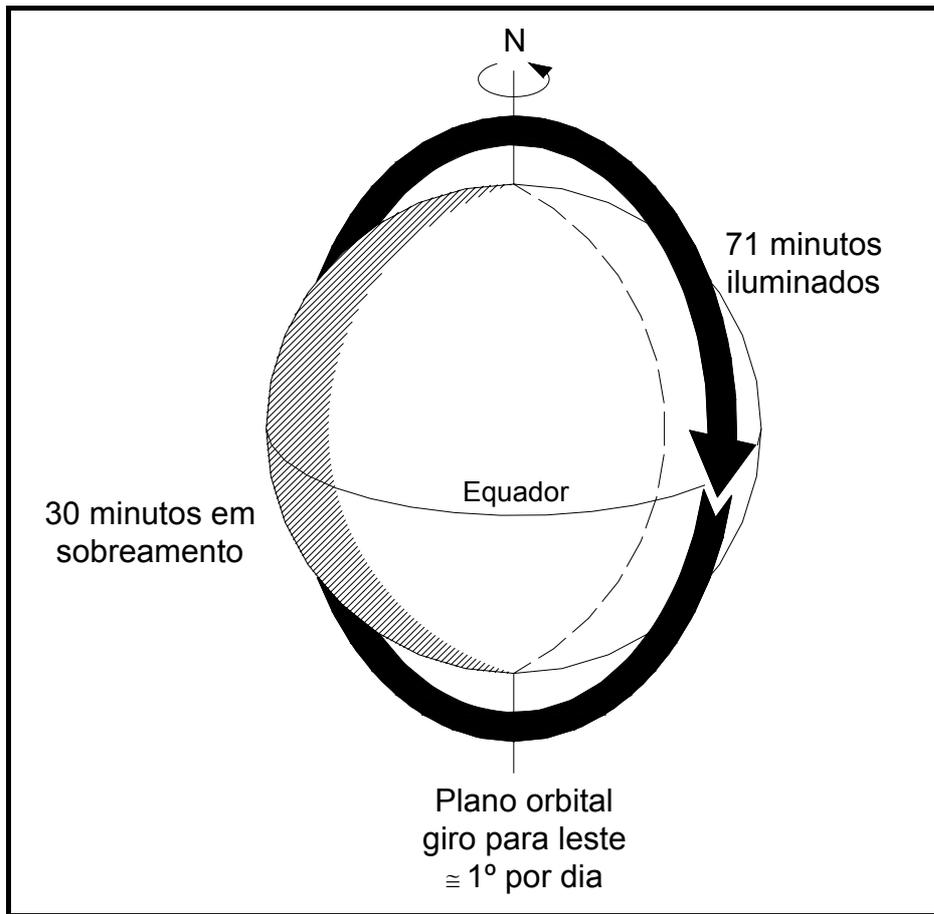


Figura 17 – Órbita dos satélites NOAA.
 Fonte: Adaptado de Kampel, 2004.

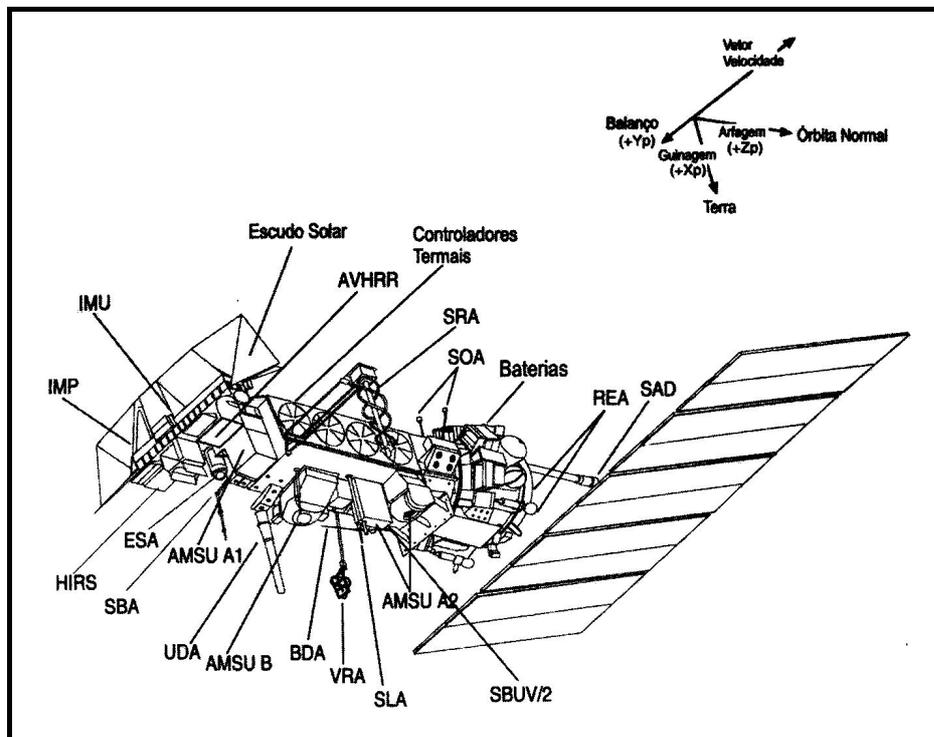


Figura 18 – Instrumentos a bordo dos satélites NOAA-KLM.
 Fonte: Kampel, 2004.

Dentre os instrumentos pertencentes à plataforma do NOAA, o sensor mais importante é o AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) (ENVI, 2002). O sensor AVHRR é um imageador multiespectral do tipo varredura transversal. O modelo mais recente do sensor (AVHRR-3), presente na série KLM, opera em seis bandas do espectro eletromagnético sendo uma na região do visível, uma na região do infravermelho próximo, uma na região do infravermelho médio e duas no termal (Quadro 2). A banda 3A foi incorporada na nova versão do sensor.

O sensor AVHRR possui uma taxa de 360 varreduras por minuto, um ângulo de imageamento de $\pm 56^\circ$ e uma resolução espacial nominal de 1,1 km x 1,1 km no nadir⁶ e 2,4 km x 6,9 km nos extremos da linha de varredura. A largura da faixa de imageamento é de 2700 km. As imagens resultantes são de 10 bits (Moreira, 2003). A resolução temporal é de nove dias (para adquirir a mesma cena, porém ela recobre áreas coincidentes quase por completo em um intervalo de 6 horas) (ENVI, 2002).

Quadro 2 – Características espectrais do sensor AVHRR-3.

Banda	Faixa Espectral (nm)	Região	Principais aplicações
1	580-680	Visível	Mapeamento diurno de nuvem, gelo e neve. Definição de feições de solo e cobertura vegetal. Delineamento da superfície da água.
2	725-1100	IV ¹ próximo	Definição de condições de fusão de neve e gelo. Avaliação da vegetação e monitoramento meteorológico (nuvens).
3A ²	1580-1640	IV próximo	Detecção de neve e gelo. Mapeamento noturno e diurno de nuvens.
3B	3550-3930	IV médio	Análise da temperatura da superfície do mar. Detecção de pontos quentes (incêndios).
4	10300-11300	Termal	Mapeamento noturno e diurno de nuvens. Medição da superfície do mar, lagos e rios. Detecção de erupção vulcânica.
5	11500-12500	Termal	Umidade do solo, atributos das nuvens. Temp. da superfície do mar e umidade do solo.

Fonte: INPE (2003) e ENVI (2002)².

¹ IV – Infra-vermelho

Os dados do AVHRR são transmitidos para a Terra continuamente, em tempo real. Essa transmissão é denominada HRPT (*High Resolution Picture Transmission*) para os dados de alta resolução espacial (1.1 km) ou APT (*Automatic Picture Transmission*) com

⁶ Ponto da esfera terrestre diretamente abaixo do observador e diretamente oposto ao zênite (Oliveira, 1983).

resolução reduzida para 4 km. Os dados do AVHRR podem, ainda, ser armazenados na própria aeronave para posterior transmissão à Terra (Kampel, 2004). Os dados coletados pelos diversos instrumentos são transmitidos para as estações de comando e aquisição (CDA), localizadas em Fairbanks (Alaska) e Wallops Island (Virginia), onde são armazenados em dois formatos: LAC (*Local Area Coverage*) e GAC (*Global Area Coverage*). Os dados LAC e GAC possuem resolução de 1.1 e 4 km, respectivamente. Além da transmissão para as CDAs, os dados podem ser obtidos de forma gratuita para usuários espalhados ao redor do planeta. Segundo levantamento da Organização Meteorológica Mundial (WMO), em 2000, existiam 628 estações para aquisição em formato HRPT e 4907 estações para formato APT espalhadas pelo mundo.

O objetivo original do sensor AVHRR era essencialmente meteorológico e visava fornecer estimativas da densidade de nuvens e medidas da temperatura do mar. No entanto, logo o sensor começou a ser utilizado em outras aplicações, como uso do solo e meio ambiente (Moreira, 2003). O sensor AVHRR permite uma série de aplicações, dentre as quais destacam-se o monitoramento de ecossistemas como florestas, tundras e campos/pastos. Outras aplicações são: a avaliação de áreas agricultáveis, mapeamento do uso do solo para grandes áreas (extensões continentais), mapeamento regional e continental de coberturas de neve e obtenção de parâmetros geofísicos como temperatura da superfície do mar (TSM) e balanço de energia. Segundo ENVI (2002), à partir das imagens AVHRR podemos adquirir, além da temperatura da superfície do mar, a temperatura das nuvens (se elas existirem na imagem) e também a temperatura absoluta do solo terrestre.

No Brasil, vários produtos operacionais são gerados com informações dos satélites NOAA. Os principais são mapeamento de focos de queimadas, monitoramento da vegetação por meio de índices de vegetação, monitoramento da TSM, entre outros.

2.4.1 Temperatura da superfície

A obtenção da temperatura da superfície, tanto da terra como do mar, por meio de satélites é uma prática comum no dias atuais (Vidal e Perrier, 1990). As radiâncias obtidas nas duas janelas atmosféricas, onde a absorção molecular é mínima (10.3 a 11.3 μm e 11.5 a 12.5 μm para NOAA 9 AVHRR), fornece, pela inversão da equação de Planck, duas temperaturas de corpo negro.

Uma das dificuldades na obtenção da temperatura da superfície terrestre (TST) está na precisão. Existem muitas incertezas na calibração dos sensores e nas estimativas da emissividade da superfície, mas a mais importante limitação é a necessidade da remoção dos efeitos atmosféricos. A transmissividade e o percurso da radiação na atmosfera, dentro da janela do infravermelho termal (8 a 12.5 μm) podem levar a medidas de temperaturas aparentes com erros de 10 °C ou mais. Uma boa maneira de remover esses efeitos é combinar observações de perfis atmosféricos, obtidos por meio de radiosondas, com um modelo de transferência radiativa. Essa metodologia, entretanto, pode ser impraticável para aplicações em tempo real porque os modelos demandam grandes esforços computacionais e os conjuntos de imagens são muito grandes (French et al., 2003).

Uma alternativa muito utilizada é o chamado método “split window”. Esse método consiste em eliminar os efeitos do vapor d’água atmosférico das duas equações que relacionam a desconhecida temperatura da superfície com a temperatura de brilho medida pelo satélite em cada um dos canais. Considerando as bandas 4 e 5 do NOAA AVHRR, o método “split window” é representado pela seguinte equação linear (Vidal e Perrier, 1990):

$$\text{TST} = a \times T_4 + b \times T_5 + c \quad (2.87)$$

em que: TST é a temperatura da superfície; T_4 e T_5 são as temperaturas radiométricas dos canais 4 e 5 do AVHRR, respectivamente; e a, b e c são coeficientes.

A maioria das equações encontradas na literatura são para superfície do mar, o que traz imprecisões ao se aplicar para uma área de terra. Trabalhos recentes demonstraram, no entanto, que é possível encontrar estimativas com boa precisão sem utilizar modelos de transferência radiativa (Vidal e Perrier, 1990).

A idéia básica da metodologia “split window” é retirar os efeitos da atmosfera local considerando diferentes efeitos sobre os canais espectrais.

Gusso e Fontana (2003) investigaram a adequação do uso de sensores orbitais NOAA AVHRR para o monitoramento da temperatura da superfície terrestre no Estado do Rio Grande do Sul, por meio da comparação de três métodos amplamente utilizados: o método de Griend e Owe (1993), o método de Kerr et al. (1992) e o “split window” de Becker e Li (1990), com emissividade constante ($\varepsilon = 0.98$).

Os autores verificaram na literatura que o fator emissividade (ε) da superfície tem sido apontado como a maior fonte de erro na estimativa da TST. A emissividade compara a habilidade dos corpos reais em emitirem energia como um corpo negro.

Segundo Gusso e Fontana (2003), o método do “split window”, ou janela dividida local, apresenta uma boa precisão desde que as emissividades da superfície estudada nos dois canais termais sejam bem conhecidas. Esse método minimiza os efeitos atmosféricos pela combinação de brilho dos canais 4 e 5. O termo local se refere aos coeficientes da equação linear, que informa que o brilho da superfície em cada *pixel* não depende do estado da atmosfera, mas apenas da emissividade da área observada. A TST foi determinada por meio da seguinte equação:

$$\begin{aligned} TST = & 1.274 + [1 + 0.15616 \times (\frac{1-\varepsilon}{\varepsilon}) - 0.482 \times (\frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2})] \times [\frac{T_4 + T_5}{2}] \\ & + [6.26 + 3.98 \times (\frac{1-\varepsilon}{\varepsilon}) + 38.33 \times (\frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2})] \times [\frac{T_4 - T_5}{2}] \end{aligned} \quad (2.88)$$

em que: ε é a emissividade média das bandas 4 e 5; T_4 e T_5 são as temperaturas de brilho medidas nas bandas 4 e 5, respectivamente, em K; e $\Delta\varepsilon$ é a variação da emissividade admitida entre as bandas 4 e 5.

Os outros dois métodos analisados por Gusso e Fontana (2003) são função do índice de vegetação NDVI. O método de Kerr et al. (1992), apesar de não exigir a variável emissividade diretamente, incorpora o seu efeito por meio do NDVI. Esse método utiliza a seguinte equação:

$$TST = C \times T_v + (1-C) \times T_s \quad (2.89)$$

$$C = \frac{(NDVI - NDVI_s)}{(NDVI_v - NDVI_s)} \quad (2.90)$$

$$T_v = -2.4 + 3.6 \times T_4 - 2.6 \times T_5 \quad (2.91)$$

$$T_s = 3.1 + 3.1 \times T_4 - 2.1 \times T_5 \quad (2.92)$$

em que os índices s e v se referem às superfícies solo descoberto e áreas vegetadas, respectivamente.

O método de Griend e Owe (1993) estima a emissividade em função do NDVI e este resultado é aplicado diretamente na equação do “split window”. A emissividade é dada por:

$$\text{se NDVI} \leq 0.24, \text{ então } \varepsilon = 0.94 \quad (2.93)$$

$$\text{se NDVI} > 0.24, \text{ então } \varepsilon = 1.0094 + 0.047 \times \ln(\text{NDVI}) \quad (2.94)$$

Para analisar as estimativas de TST, Gusso e Fontana (2003) utilizaram dados de temperatura do ar coletados em 8 estações meteorológicas distribuídas no estado do RS, no momento da passagem do satélite. Foi utilizada uma janela 3x3 como representativa da temperatura estimada dos locais das estações meteorológicas. Foram utilizadas 6 imagens noturnas e 15 imagens diurnas dos satélites NOAA 14, 15 e 16, com ausência de nebulosidade.

Ao analisarem os dados, os autores verificaram que as temperaturas medidas nas estações tiveram forte tendência de serem superiores às temperaturas radiométricas, resultado esperado, uma vez que nas estações foram medidas as temperaturas do ar. O trabalho concluiu que o método de Griend e Owe apresentou os melhores resultados, pois manteve a diferença média muito próxima do valor esperado. Na estimativa da temperatura pelo “split window” com emissividade constante os autores observaram uma tendência de alta e uma diferença média maior que os demais métodos analisados.

2.4.2 Índices de Vegetação

Uma das metodologias mais utilizadas em estudos da vegetação são os índices de vegetação. Esses índices têm o objetivo de ressaltar o comportamento espectral da vegetação em relação ao solo e a outros alvos da superfície. Os índices de vegetação têm sido empregados, com grande sucesso, em estudos para caracterizar parâmetros biofísicos da vegetação, tais como: índice de área foliar, fitomassa, radiação fotossinteticamente ativa absorvida e produtividade (Moreira, 2003).

Os índices de vegetação são transformações lineares da reflectância obtidas de duas ou mais bandas espectrais, por meio da soma, razão entre bandas, da diferença, ou qualquer outra combinação (Wiengand et al., 1991, citado por Moreira, 2003). Na literatura são encontrados mais de 50 índices de vegetação, sendo, entretanto, o NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) e o RVI (*Ration Vegetation Index*) os dois mais utilizados (Quadro 3).

O NDVI é utilizado como indicador do estágio de crescimento das culturas. O mesmo fornece indicações de parâmetros biofísicos tais como produtividade primária e

evapotranspiração. Os valores obtidos pelos índices permitem discriminar os elementos água (≈ -1), vegetação (0.78 a 0.87) e solo (0.06 a 0.33) (Mendes e Cirilo, 2001).

Quadro 3 – Índices de Vegetação comumente utilizados.

Índice	Definição*
RVI (<i>Ration Vegetation Index</i>)	IVP / V
NDVI (<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>)	$(IVP - V) / (IVP + V)$
SAVI (<i>Soil Adjusted Vegetation Index</i>)	$(IVP - V) / [(IVP + V + L) * (1 + L)]$
TSAVI (<i>Transformed Soil Adjusted Vegetation Index</i>)	$a * (IVP - aV - b) / [aIVP + r - ab + X * (1 + a^2)]$
PVI (<i>Perpendicular Vegetation Index</i>)	$(IVP - aV - b) / (1 + a^2)^{0.5}$
WDVI (<i>Weighted Difference Vegetation Index</i>)	IVP - aV

Fonte: Moreira, 2003.

* IVP – infravermelho próximo; V – visível; a e b são parâmetros da linha do solo; e L é uma constante para minimizar a influência do solo.

2.5 Algumas metodologias de obtenção da ET por meio de Sensoriamento Remoto e seus resultados

Kustas & Norman (1996) reportam três tipos de modelos para se estimar componentes do balanço de energia por meio de sensoriamento remoto: abordagens empírica/estatísticas e semi-empírica, abordagens físicas analíticas e modelos numéricos.

Os modelos empíricos/estatísticos ou semi-empíricos foram desenvolvidos para estimar a ET diária utilizando dados de sensoriamento remoto e partem da hipótese de uma relação entre H, LE e $(R_n + G)$. Dentre esses modelos, um dos mais aplicados foi proposto inicialmente por Jackson et al (1997). Os autores observaram que em nível diário as diferenças entre LE e R_n poderiam ser aproximadas e uma relação linear utilizando a temperatura radiométrica da superfície próximo ao meio dia:

$$R_{n,d} + \lambda E_d = A + B(T_{rad,i} - T_{a,i}) \quad (2.95)$$

em que: os índices i e d representam valores instantâneos e diários, respectivamente, A e B coeficientes de regressão estatística e T_a é a temperatura do ar aproximadamente a 2 metros de altura.

Sandholt & Andersen (1993) apresentaram coeficientes A e B encontrados por diferentes autores sob diferentes condições de resistência (z_0):

Quadro 4 – Coeficientes da correlação linear da equação 2.76.

Vegetação	A	B	z_0 (m)	Autor
Trigo	0	0.64	0.1	Jackson et al (1977)
Pasto	1	0.25	0.01	Seguin and Itier (1983)
Senegal	-1.35	0.25	-	Seguin et al (1987)
França	1.07	0.28	-	Becker et al (1987)
Savana	-0.3	0.27	0.03	Sogaard (1988)
Trigo	≈ 0	0.45	0.1	Vidal & Pierrier (1989)
Savana	-1.18	0.50	0.1	Sandholt & Andersen (1993)

Price (1980, citado por Kustas & Norman, 1996) propôs um modelo para obter o balanço energético diário por meio da integração da equação da radiação líquida sobre um período de 24 horas adotando, entretanto, algumas simplificações. O resultado é uma expressão analítica para cálculo de ET. O modelo requer como entrada um valor da diferença entre as temperaturas radiométricas máxima e mínima num período de 24 horas e dados médios diários de uma estação meteorológica (velocidade do vento, temperatura do ar e vapor de pressão).

Outra metodologia analítica é o cálculo de LE como resultado da diferença entre os demais termos da equação da radiação líquida. Neste caso, pelo menos uma observação de temperatura radiométrica da superfície é necessária, fornecendo assim, uma estimativa instantânea, que não necessariamente é representativa de uma medida diária. Com R_n e G estimados por métodos de sensoriamento remoto, H pode ser calculado pela equação (2.73). É comum substituir T_o pela temperatura radiométrica (T_{rad}).

Os métodos numéricos simulam as trocas de energia da superfície utilizando temperaturas radiométricas obtidas dos sensores e atualizam os parâmetros dos modelos. A vantagem desse tipo de abordagem é a simulação temporal dos fluxos de energia e a periódica atualização com os dados remotos. Infelizmente, esses modelos requerem um grande número de parâmetros relacionados aos tipos de solos e vegetação.

Sandholt & Andersen (1993) realizaram cálculo de ET combinando 23 cenas do NOAA-AVHRR e dados meteorológicos para uma área do Senegal durante o ano de 1987. A estimativa da ET real diária foi baseada na equação linear que relaciona a diferença entre o calor latente (LE) e a radiação líquida (R_n) e a diferença entre a temperatura da superfície e a temperatura do ar (equação 2.95). As constantes A e B foram estimadas com dados de campo. A coleta em campo foi realizada entre 20 de setembro a 11 de outubro de 1988. Foram medidos dados de temperatura do solo e temperatura do ar próximo ao solo,

velocidade do vento, radiação solar e radiação incidente. Os sensores foram colocados a 2 e a 8 metros do chão. A evapotranspiração foi calculada por meio da equação (2.96), em que a radiação líquida foi medida, o calor sensível foi estimado pelo princípio da similaridade e o calor do solo estimado por um calorímetro, que mede a temperatura a 10 cm de profundidade e próximo a superfície. Utilizando 18 valores diários, os autores encontraram a seguinte relação linear ($r^2 = 0.74$):

$$ET + R_n = -1.18 + 0.5(T_s - T_a) \text{ (mm/dia)} \quad (2.96)$$

Estabelecido o modelo estatístico, os autores o aplicaram com as imagens de satélite, as quais forneceram os parâmetros temperatura da superfície, albedo da superfície e NDVI. O albedo foi estimado a partir do canal 1 do AVHRR, porque os efeitos atmosféricos são relativamente menores nesta faixa espectral. Os dados dos canais 1 e 2 foram corrigidos por um modelo atmosférico de transferência radiativa proposto por Singh (1988) e Phulpin (1989). O modelo corrige os efeitos do ângulo de visada, espalhamento e absorção atmosférica. A temperatura da superfície foi calculada com os canais 4 e 5. A correção atmosférica foi realizada pela técnica "split window", o que forneceu a equação abaixo ($r^2 = 0.96$):

$$T_s = 1.40T_4 + 3.30(T_4 - T_5) \quad (2.97)$$

Os resultados da metodologia descrita mostraram uma boa relação entre os valores medidos pelo satélite e por valores obtidos pela fórmula combinada de Penman. Os autores concluíram que o coeficiente B da fórmula (2.95) tende a variar em função do tipo de uso do solo, sugerindo, assim, incorporar ao modelo classificações de uso do solo de imagens de melhor resolução, como por exemplo, imagens SPOT ou Landsat.

Kite e Droogers (2000) reportaram os resultados de um experimento em que 8 diferentes métodos de estimativa de evapotranspiração real foram realizados utilizando um banco de dados comum. O objetivo do trabalho foi comparar os resultados e definir a utilidade de cada método para diferentes aplicações. Oito experientes pesquisadores realizaram suas estimativas, sendo as seguintes metodologias empregadas: FAO-24, FAO-56 e cintilômetro, caracterizados por medidas de campo com equipamentos meteorológicos; modelos SWAP e SLURP, que são modelos agro-hidrológicos; e três modelos de estimativa via sensoriamento remoto.

No experimento proposto, foram calculados os totais de ET para dois locais no oeste da Turquia (uma área irrigada de algodão e um vale do Rio Gediz) em duas datas distintas:

26 de junho e 29 de agosto de 1998. Os resultados estão apresentados na Tabela 1.

O primeiro modelo de sensoriamento remoto foi aplicado por Granger (2000). Esse modelo utiliza basicamente o albedo e a temperatura da superfície. Esse modelo foi aplicado tanto para imagens NOAA-AVHRR como Landsat-TM. O albedo é utilizado na cálculo da radiação líquida. A temperatura da superfície, por meio de uma relação de resposta (“feedback relationship”) fornece o déficit de pressão de vapor. Essa relação necessita o conhecimento de uma temperatura média de longo período como parâmetro. Essa relação é a seguinte:

$$VP_{def} = -0.278 - 0.015 \times T_{lrm} + 0.668 \times VP_{Ts} \quad (2.98)$$

em que: VP_{def} é o déficit de pressão de vapor médio diário; VP_{Ts} é a pressão de vapor de saturação para a temperatura média diária da superfície; e T_{lrm} é a temperatura média do ar de longo período. As pressões de vapor são dadas em kPa e as temperaturas em °C. A relação acima foi obtida por meio de dados de temperatura e pressão de vapor coletados sobre vários tipos de superfícies. O parâmetro temperatura média diária de longo período visa introduzir os efeitos da sazonalidade e latitude do local. No desenvolvimento da equação acima, os valores de pressão de vapor variaram entre 0 e 2.5 kPa, apresentando um desvio padrão entre os valores observados e calculados de 0.142 kPa.

Tabela 1 – Valores de evaporação (E), transpiração (T) e evapotranspiração (ET), em mm.

	26 de junho de 1998						29 de agosto de 1998						Diferenças	
	Algodão			Vale			Algodão			Vale			mm	%
	E	T	ET	E	T	ET	E	T	ET	E	T	ET		
FAO-24			5.1						5.5				1.3	31
FAO-56	0	3.1	3.1	0.4	4.5	4.9	0.1	5.2	5.3	0.2	4.1	4.3	0.4	9
Cintilômetro			3.9			3.4			3.9			3.5	-0.4	-9
SWARP	0.2	1.6	1.8	0.3	4.7	5	0.2	4.7	4.9	0.1	3.2	3.3	-0.3	-7
SLURP	0	1.5	1.5	0	2.8	2.8	0.1	4.8	4.9	0.1	4.9	5.1	-0.5	-12
Feedback-NOAA			3.7			4.5			2.6			2.7	-0.7	-17
Feedback-LandSat			3.6			3.6			3.5			3.8	-0.4	-10
Biofísico			6.4			5.6			6.4			5.6	2	48
SEBAL			2.4			3.1			4.4			3.4	-0.7	-18
Média			3.5			4.1			4.6			4.0		

Fonte: Kite e Droogers, 2000.

Granger (2000) utilizou o método “split window” para obter a temperatura da superfície a partir das temperaturas de brilho dos canais 4 e 5 do NOAA-AVHRR. O autor utilizou a seguinte equação:

$$T_s = 2.09 + \left(\frac{2.84 \times T_4}{\epsilon_4} \right) - \left(\frac{2.03 \times T_5}{\epsilon_5} \right) \quad (2.99)$$

A radiação líquida também foi obtida a partir do balanço de radiação. O balanço de radiação de onda curta foi dado pelo albedo, obtido dos canais 1 e 2 do NOAA-AVHRR e a radiação incidente calculado em relação a latitude e dia do ano. O balanço de ondas longas, para céu claro, foi obtido a partir de uma relação empírica com a radiação incidente:

$$Li - Le = -4.25 - 0.24 \times Ri \quad (2.100)$$

A regressão apresentou um coeficiente de correlação de 0.904, com um desvio padrão de $0.79 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

A evapotranspiração foi calculada por um modelo convencional de evapotranspiração (Granger, 1989, citado por Granger, 2000) que possui como entradas a radiação líquida e o déficit de pressão de vapor.

O segundo modelo utilizado foi o SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) e será melhor detalhado posteriormente. Na referida aplicação foram utilizadas imagens Landsat 5.

O terceiro modelo, reportado por Choudhury (2000), é um modelo biofísico que reúne balanços de água, energia e carbono por meio de dados de satélite e dados locais. O mesmo quantifica os totais de evaporação, transpiração e produção de biomassa. Requer muitos dados sobre solos e vegetação e não será comentado em mais detalhes neste texto.

Os resultados de ET estimados pelos oito métodos para o campo de algodão variaram de 1.5 a 6.4 mm para o dia 26 de junho e 2.6 a 6.4 mm para o dia 29 de agosto. Já para a área de vale os valores foram 2.8 a 5.6 mm para o dia 26 de junho e 2.7 a 5.8 mm para o dia 29 de agosto. Como resultados gerais, Kite e Droogers (2000) levantaram os seguintes comentários: em todos os casos o modelo biofísico encontrou os maiores valores; não foi observada nenhuma tendência entre os tipos de métodos; os dois modelos hidrológicos estão razoavelmente em acordo em ambas as datas para o campo de algodão, mas diferem sensivelmente para o vale; entre os métodos de sensoriamento remoto que utilizaram imagens LandSat os resultados não se mostraram consistentes.

Outro trabalho visando estimar ET foi realizado por Garatuza-Payan et al (2001) para dois locais com irrigação no noroeste do México. A pesquisa concentrou-se na obtenção de

medidas, via sensoriamento remoto, da cobertura de nuvens (*fractional cloud cover*) e da radiação solar incidente na superfície e calcular a evapotranspiração das áreas irrigadas. Foram utilizados dados em tempo real do GOES-7, de resolução temporal horária.

O algoritmo para detecção de nuvens, originalmente desenvolvido pelo NOAA no projeto GEWEX/GCIP (*Global Energy and Water Cycle Experiment – Continental-scale International Project*), foi modificado e aplicado para uma região menor, e permitiu inferir os fluxos de radiação na superfície. Esse modelo físico é baseado no modelo de Pinker e Laszlo (1992).

O algoritmo de detecção de nuvens possui como princípio o fato que, quando observado de uma órbita geoestacionária, o brilho da superfície em um céu sem nuvens em dado local e hora do dia se modifica muito lentamente no tempo. As mudanças que ocorrem são devido às alterações na geometria de iluminação solar ou modificações lentas no albedo decorrentes da mudança sazonal da vegetação ou superfície.

Estimativas diárias de radiação solar incidente derivadas das observações do satélite foram utilizadas na equação de Makkink, fornecendo valores de evapotranspiração diária. A equação utilizada é a seguinte:

$$ET_{\text{Crop,total}} = K_{\text{CC}} \times C_{\text{M}} \times \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \times \left(\frac{R_{\text{s,total}}}{\rho_{\text{w}} \times \lambda} \right) \quad (2.101)$$

em que: $E_{\text{Crop,total}}$ é a evapotranspiração da cultura (mm d^{-1}); K_{CC} é coeficiente de cultura; C_{M} é um fator de conversão regional, que depende da radiação solar líquida; Δ é a inclinação da curva de pressão de vapor de saturação (kPa K^{-1}); γ é a constante psicrométrica (kPa K^{-1}); λ é o calor latente de vaporização da água (MJ kg^{-1}); e ρ_{w} é a densidade da água em estado líquido ($= 1 \text{ kg l}^{-1} = 1 \text{ kg mm m}^{-2}$).

Os dados estimados foram comparados com medidas de campo obtidas de um heliógrafo do tipo Campbell-Stokes, dois pyranômetros Eppley e dois sistemas de correlação por turbilhonamento (*Eddy Correlation*) Campbell. As análises concluíram que o número de horas de insolação, excluindo a primeira e a última hora do dia, apresentaram boa concordância. Foi verificada uma diferença de 9% entre as observações do satélite e de campo, tendo sido corrigido e apresentado valores compatíveis com outros autores. Como esperado, a raiz quadrada do erro médio (RMSE) para valores diários é significativamente menor que os valores de radiação solar diária. Isso ocorre porque os valores do satélite são

medidas instantâneas de uma área, e os dados de campo são médias de uma série contínua num ponto específico. As estimativas do satélite mostraram-se mais precisas durante período de meses com menor nebulosidade. Os autores compararam as estimativas de evapotranspiração real, expressas em valores diários de calor latente, evapotranspiração potencial e radiação líquida (medida) diárias para um período de 115 dias. Ficou demonstrada a aplicabilidade da metodologia em se estimar próximo do tempo real a evapotranspiração de culturas em áreas irrigadas, por meio de sensoriamento remoto.

Diak et al. (1996) discutiram os resultados de estimativas de insolação entre os novos dados da série GOES 8 e 9 com os satélites GOES antecessores e comparou os resultados calculados com medidas de uma rede de piranômetros instalados em Wisconsin. Os autores encontraram uma boa relação linear entre os valores de insolação calculados e observados ($R^2 = 0.963$).

Jacobs et al (2000) realizaram estimativas de evapotranspiração utilizando dados de radiação solar incidente obtidas de observações do satélite GOES-8 combinadas com medidas meteorológicas locais em uma área alagada (“*wetland*”). O local é caracterizado por alta atividade convectiva, o que acarretou maiores diferenças nas medidas locais e por satélite, principalmente nos valores obtidos após o meio dia. Foram medidos dados de radiação incidente, radiação líquida e evapotranspiração. As medidas de radiação solar e radiação líquida do satélite obtiveram bons ajustes com as observações de campo. Os valores de radiação líquida do satélite foram usadas nos modelos de Penman-Monteith e Priestley-Taylor para o cálculo de ET. Tais estimativas apresentaram excelente correlação com a ET medida em campo ($R^2 = 0.9$).

O trabalho mais recente encontrado foi publicado por Ayenew (2003), em que foi calculada, por meio da metodologia SEBAL, a evaporação de lagos e evapotranspiração das áreas adjacentes (montanhas) utilizando imagens do sensor TM. Este estudo demonstrou que a evaporação de um lago varia dependendo da temperatura da superfície, do albedo e dos fluxos de água oriundos do subsolo e das águas superficiais. A evaporação diária dos lagos é altamente variável (4.9 a 5.9 mm dia⁻¹). O autor concluiu neste estudo que a evapotranspiração real da área em questão, cresce com a altitude, seguindo a disponibilidade de umidade no solo, em vez seguir o gradiente de temperatura.

Kustas & Norman (1996) levantaram as principais metodologias de estimativas de evapotranspiração por meio de sensoriamento remoto até então desenvolvidas. Foram discutidas técnicas de estimativa de ET para aplicações atmosféricas, hidrológicas e agrônômicas, caracterizadas por um escala temporal que varia de 1 a 24 horas. Segundo os

autores, para escalas temporais maiores (mensais a anuais), típicas de aplicações de climatologia, existem modelos já desenvolvidos (de natureza empírica), mas não foram discutidos.

Alguns autores já começaram a incorporar em modelos de estimativas de umidade do solo e temperatura da superfície o uso de observações na escala da microonda a fim de evitar o problema das nuvens quando do uso da faixa do visível. Os modelos atuais de estimativas de evapotranspiração requerem imagens sem cobertura de nuvens. O uso da faixa espectral das microondas certamente é uma vantagem dado que a onda pouco é afetada pelas condições atmosféricas.

2.6 O algoritmo SEBAL

O algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) tem como formulação básica o uso da equação do balanço de energia e a relação entre as radiâncias do espectro infravermelho termal e visível de áreas com contraste hidrológico suficientemente grande, ou seja, superfícies secas e úmidas (Bastiaanssen et al., 1998).

Segundo Bastiaanssen et al. (1998), a maioria dos algoritmos para estimativa dos fluxos energéticos por meio de sensoriamento remoto, até então desenvolvidos, eram considerados insatisfatórios para interagir com estudos práticos em hidrologia em bacias hidrográficas heterogêneas. Os autores, com o objetivo de justificar a proposição de um novo algoritmo, listaram as seguintes razões:

- como resultado das variações espaciais no uso e cobertura do solo, propriedades físicas dos solos e infiltração de água, a maioria dos parâmetros hidro-meteorológicos apresentam uma evidente variação espacial, que não pode ser obtida a partir de um limitado número de observações sinópticas;
- a disponibilidade de medições distribuídas em campo de variáveis como radiação solar, temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento durante a passagem de satélites é restrita. Alguns algoritmos requerem fluxos de superfície de referência que somente são medidos em estudos de campo específicos;
- o desempenho desses algoritmos em áreas heterogêneas é difícil de quantificar. Estudos experimentais de larga escala com respeito a balanço de energia à superfície falharam com 20 estações de medição de fluxos;

- observações de sensoriamento remoto provêm basicamente uma “fotografia” instantânea das propriedades radiativas da superfície. Uma abordagem geral que justifique uma integração diária dos fluxos de superfície a partir de observações instantâneas é, em geral, deficiente;
- a precisão necessária da temperatura aerodinâmica da superfície (± 0.5 K) para calcular o fluxo de calor sensível a partir de temperaturas radiométricas e observações sinópticas da temperatura do ar dificilmente é encontrada;
- uma quantificação adequada da rugosidade da superfície para o cálculo do transporte de calor a partir da rugosidade da superfície para o transporte de momentum somente parece ser possível se amparado por calibrações locais. Essa correção é necessária para converter a temperatura radiométrica da superfície para temperatura aerodinâmica;
- as escalas espaciais das medições de sensoriamento remoto não necessariamente são iguais aquelas que governam os processos de fluxos à superfície;
- advecção entre células não pode ser considerada uma vez que os fluxos da superfície são considerados verticalmente;
- informações como tipo do uso do solo para conversão entre a temperatura da superfície para uma expressão de fluxo de calor latente ou para a atribuição de parâmetros hidro-meteorológicos são algumas vezes necessárias. Essas metodologias são menos adequadas para vegetações esparsas e paisagens com geometria irregular e estrutura complexa.

A fim de superar alguns desses problemas levantados, é que o SEBAL foi formulado (Bastiaanssen, 1995, citado por Bastiaanssen et al. 1998). O modelo possui base física e utiliza a temperatura da superfície, reflectância hemisférica da superfície e o NDVI, bem como suas inter-relações para estimar os fluxos de energia da superfície para uma grande variação de usos do solo. O SEBAL não utiliza simulação numérica. A Figura 19 apresenta um esquema conceitual do SEBAL.

O algoritmo calcula o calor latente como termo restante na equação de balanço de energia instantânea (equação 2.76). A equação abaixo indica os termos utilizados:

$$\lambda E = F_1 \left\{ r_o(x, y), K \downarrow(x, y), \varepsilon'_2, \varepsilon_o(x, y), T_o(x, y), G_o(x, y), Z_{om}(x, y), kB^{-1}, u_*(x, y), L(x, y), \delta T_a(x, y) \right\} \quad (2.102)$$

em que: r_o é a reflectância (ou albedo) hemisférica da superfície, $K \downarrow$ é a radiação solar incidente ($W m^{-2}$), ε'_2 é a emissividade aparente no infravermelho termal da atmosfera, ε_o é

a emissividade no infravermelho termal da superfície, T_o (K) é a temperatura radiométrica da superfície, G_o é o fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$), z_{om} (m) é a rugosidade para o transporte de momentum, kB^{-1} é a relação entre z_{om} e a rugosidade da superfície para o transporte de calor, u_* ($m s^{-1}$) é a velocidade de fricção, L (m) é o comprimento de Monin-Obukhov e δT_a é a diferença de temperatura do ar vertical próximo à superfície. A notação (x,y) quer dizer que um particular parâmetro é espacialmente distribuído.

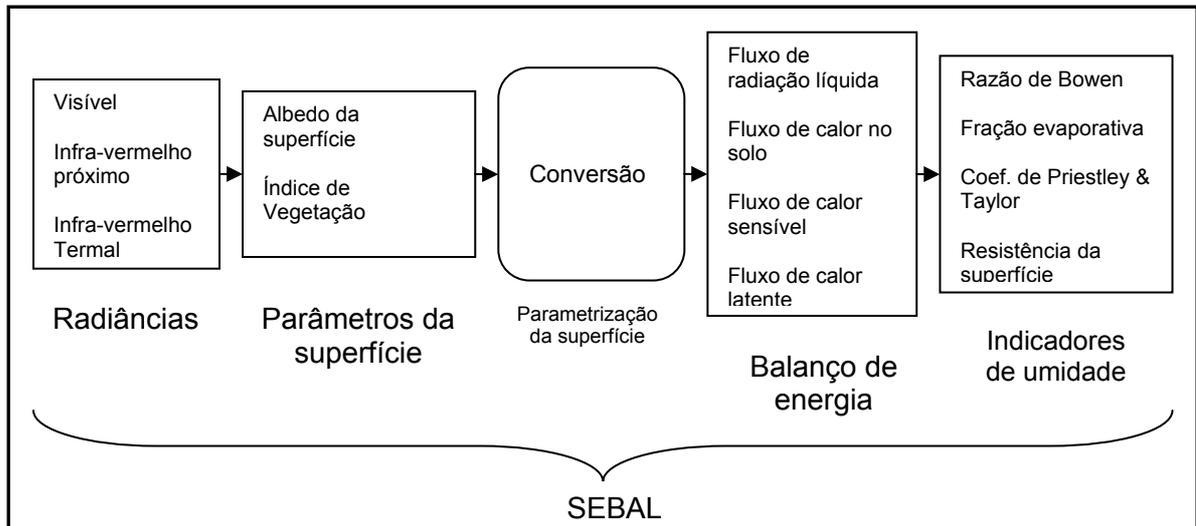


Figura 19 – Esquema conceitual das principais etapas do SEBAL.

Fonte: Bastiaanssen et al., 1998.

Tasumi et al. (2003), apresentaram os resultados de dois estudos de validação do SEBAL no oeste dos Estados Unidos, onde foram realizadas algumas análises de sensibilidade e de repetição. As validações demonstraram que as estimativas do SEBAL corresponderam bem com medidas de ET feitas em lisímetros para campos agricultáveis em clima semi-árido. Uma análise de sensibilidade para avaliar o impacto de correção atmosférica na temperatura da superfície e albedo mostraram que a calibração interna do SEBAL compensam de forma satisfatória os erros em não se adotar esta correção. Outra análise foi a aplicação do SEBAL em duas imagens que cobriam mesma área com intervalo de tempo pequeno, operadores e banco de dados meteorológico diferentes.

A comparação com estimativas mensais do SEBAL e de um lisímetro em Bear River (Idaho, Utah) estão na figura abaixo. De maneira geral, as estimativas corresponderam bem às medidas, apresentando um erro acumulado sobre o período de quatro meses de apenas 4.3 % (Gráfico 6).

Um segundo lisímetro foi utilizado para validação. O mesmo encontrava-se em um campo irrigado de beterraba perto de Kimberly, Idaho, no período de abril a setembro de 1989. No período foram utilizadas oito imagens Landsat 5, para estimar a ETc. O campo do

lisímetro utilizado tinha 180 x 140 metros, o que é muito pequeno para ser representado por um pixel do Landsat 5, uma vez que tecnicamente, é necessária uma área de 240 x 240 metros para assegurar a localização de pelos menos um pixel da faixa termal do Landsat totalmente dentro da área agrícola em questão. Logo, o pixel que representava essa área possuía problemas de contaminação de áreas circunvizinhas, o que acarretou perda de qualidade nas estimativas como verificado no Gráfico 7.

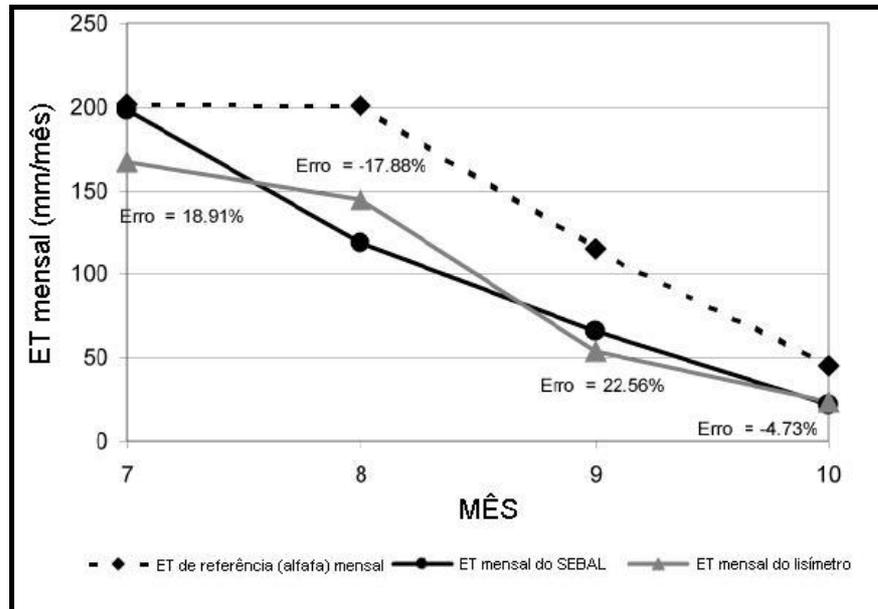


Gráfico 6 – Comparação entre estimativas mensais preditas pelo SEBAL e medidas de lisímetros em Montpelier, Idaho.

Fonte: Tasumi et al., 2003.

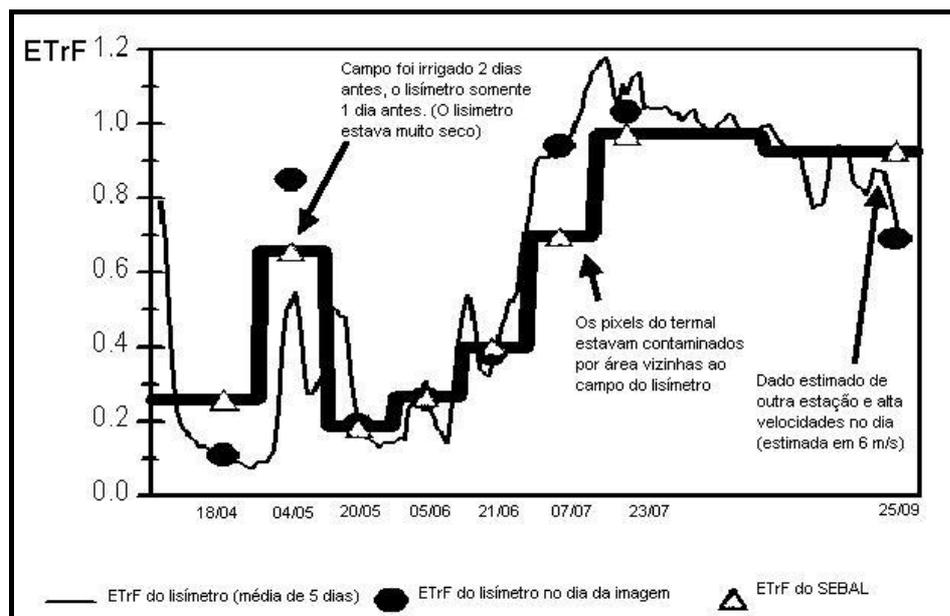


Gráfico 7 – Comparação entre ETrF estimada pelo SEBAL e por um lisímetro.

Fonte: Tasumi et al., 2003.

Nas aplicações do SEBAL, a obtenção da temperatura da superfície ocorre sem correção dos efeitos da atmosfera sobre as radiações medidas na faixa do termal. No caso do cálculo do albedo, o SEBAL aplica uma correção atmosférica relativamente simples. O impacto em se efetuar correções na temperatura e albedo da superfície foi avaliado por meio da utilização de um modelo de transferência radiativa (MODTRAM). O Gráfico 8 mostra uma comparação entre a ET estimada com a temperatura da superfície corrigida pelo MODTRAM e sem essa correção. Os resultados são para o dia 21 de julho de 2000. Os autores verificaram que houve concordância entre as temperaturas para superfícies frias (próximas de 290 K), mas uma diferença de menos 5 K para os locais mais quentes (entre 320 e 330 K). Apesar dessas diferenças, não houve impacto nas estimativas (Tasumi et al., 2003).

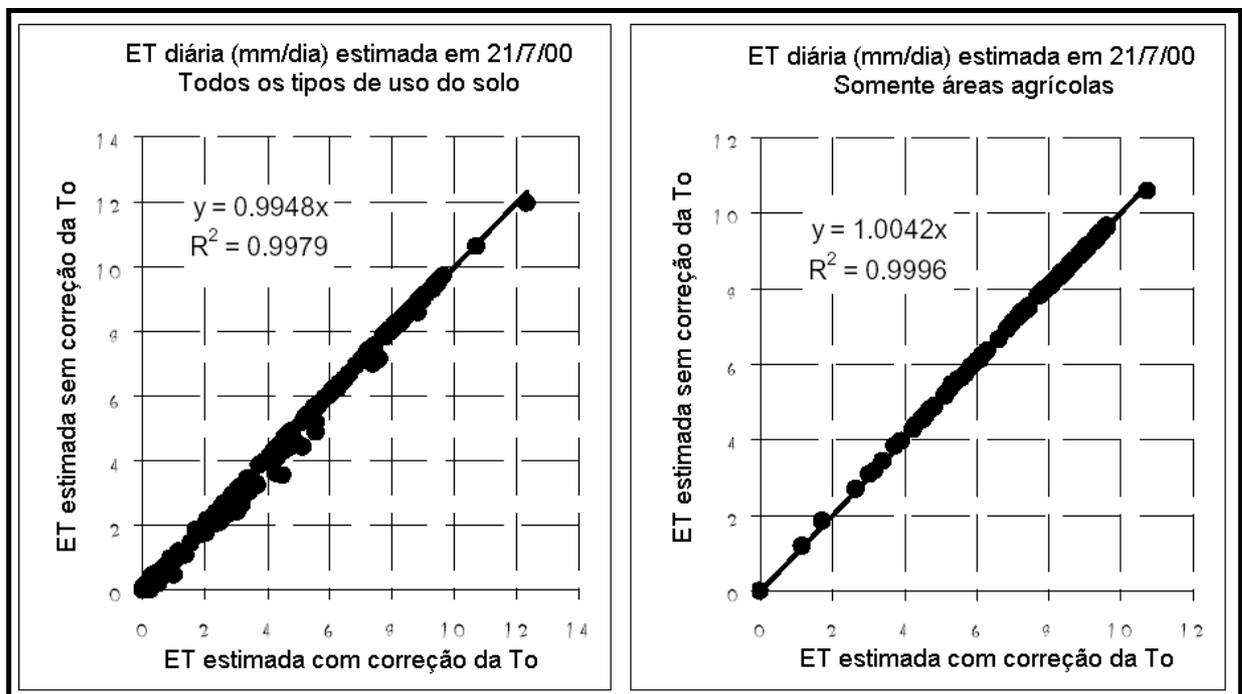


Gráfico 8 – Comparação entre a ET estimada com e sem correção dos efeitos atmosféricos no cálculo da temperatura da superfície em áreas com diversos tipos de uso do solo (esquerda) e somente em áreas agrícolas (direita).

Fonte: Tasumi et al., 2003.

O Gráfico 9 mostra os resultados do cálculo da ET utilizando, para cômputo do albedo da superfície, a correção simplificada proposta pelo SEBAL e uma correção bem mais sofisticada, feita pelo MODTRAM. Para esta data (8 de abril de 2000), muitos pixels apresentaram uma diferença de albedo de até 25 %. Entretanto, as estimativas da ET demonstraram que essas diferenças pouco influenciaram nos resultados (Tasumi et al., 2003).

Tasumi et al. (2003), em vista dos resultados encontrados nos testes acima, afirmam que o SEBAL é insensível a erros na temperatura e albedo da superfície decorrentes de uma ausência de correção dos efeitos atmosféricos. A razão dessa correção nas estimativas é a calibração interna existente no cálculo do calor sensível. Dessa forma, o SEBAL é um modelo que pode ser operacionalmente aplicado uma vez que não necessita de complexas e longas correções atmosféricas para obter boas estimativas.

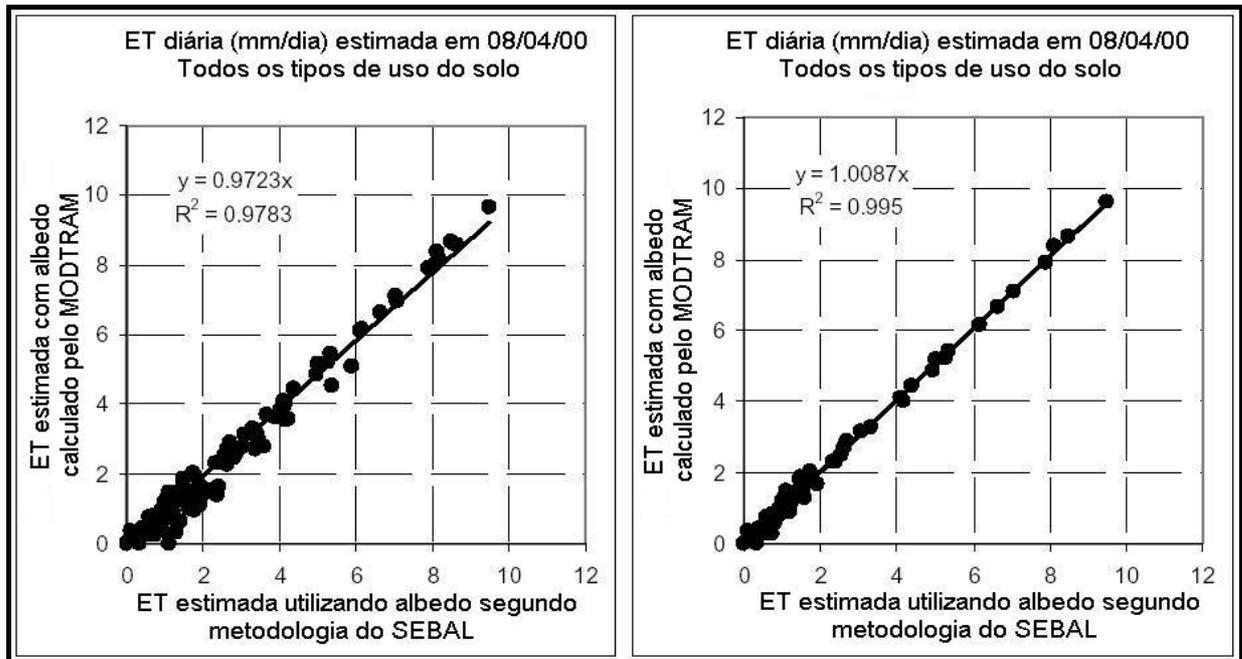


Gráfico 9 – Comparação entre a ET estimada com e sem correção dos efeitos atmosféricos no cálculo do albedo da superfície em áreas com diversos tipos de uso do solo (esquerda) e somente em áreas agrícolas (direita).

Fonte: Tasumi et al., 2003.

Uma outra análise feita neste estudo de validação foi a comparação entre os coeficientes de cultura teóricos de duas culturas (beterraba e batata) com estimativas obtidas pelo SEBAL. O Gráfico 10 mostra um bom ajuste entre as curvas, demonstrando o potencial que o SEBAL possui em obter esse importante parâmetro em novas áreas, outras culturas, períodos e práticas agrícolas.

Um último teste foi apresentado por Tasumi et al., (2003), denominado teste de repetição. O SEBAL foi aplicado para uma mesma área e período utilizando dois diferentes conjuntos de dados e operadores. Para o ano de 2000, os satélites Landsat 5 e 7 estavam operando e gerando imagens em órbitas contíguas com pequenos intervalos de tempo. A órbita 39 para o Landsat 7 e a órbita 40 para o Landsat 5. Essas imagens, entretanto, possuíam áreas sobrepostas, o que permitiu que estimativas de ET para um mesmo período

e local fossem comparadas entre si. O Gráfico 11 apresenta essas comparações, feitas para o período de março a outubro de 2000.

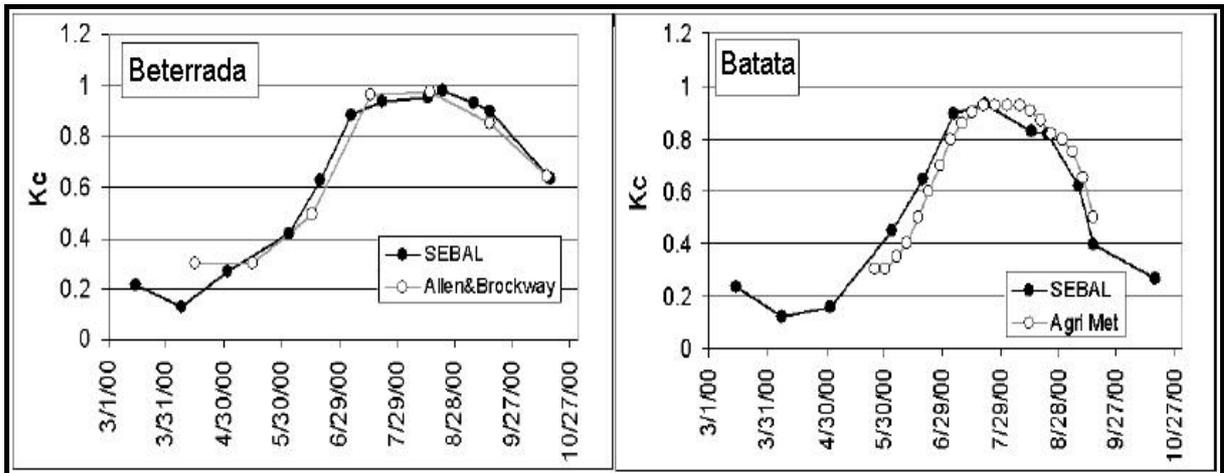


Gráfico 10 – Coeficiente de cultura teórico e obtido por meio do SEBAL para uma lavoura de beterraba (esquerda) e para uma lavoura de batata (direita).

Fonte: Tasumi et al., 2003.

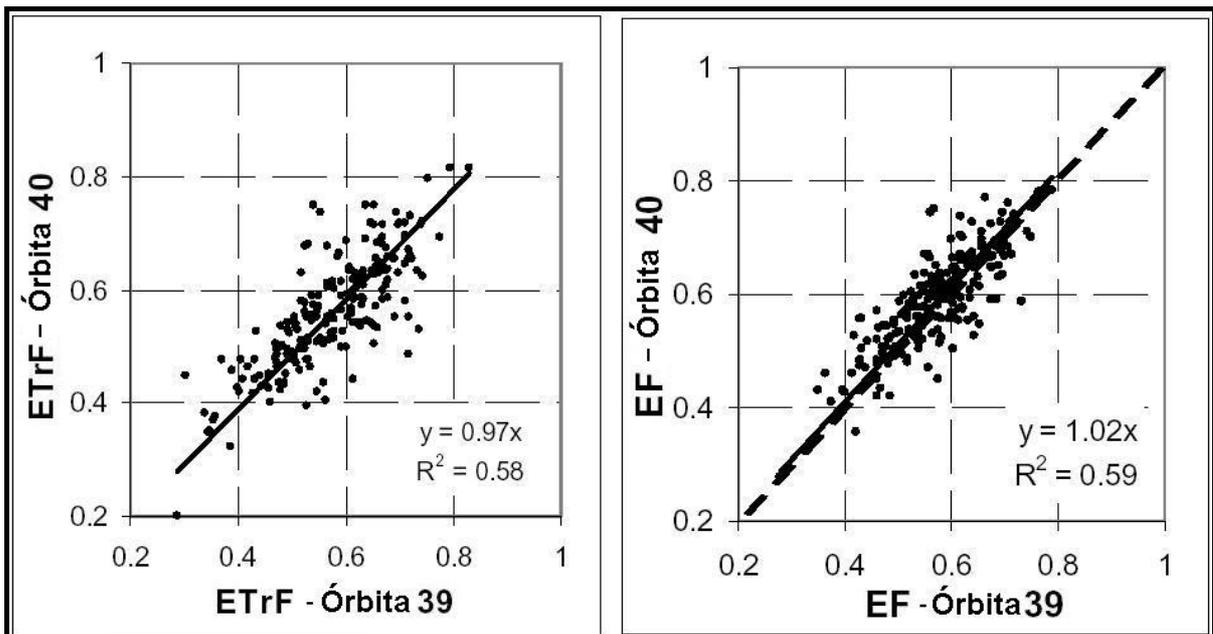


Gráfico 11 – Comparação entre o coeficiente de cultura (ETrF) e fração evaporativa (EF) médios de um período, obtidos por meio de diferentes conjuntos de dados e imagens.

Fonte: Tasumi et al., 2003.

2.7 O algoritmo S-SEBI

Roerink et al. (2000) desenvolveram um novo e simples método para obter os fluxos de energia da superfície a partir de sensoriamento remoto chamado Índice do Balanço de

Energia da Superfície Simplificado (S-SEBI). A metodologia foi testada e validada com medidas de campo dos fluxos de energia em agosto de 1997 em Piano di Rosia, Toscana, Itália. Foi encontrada uma diferença relativa máxima de 8% entre a fração evaporativa medida e estimada.

Os termos do balanço de radiação e energia foram medidos em quatro locais: um campo de beterraba, milho, girassol e trigo. Os termos do balanço de energia foram obtidos pelos métodos de correlação de turbilhões (“eddy correlation”) e razão de Bowen. O calor sensível foi medido com um cintilômetro, que possui como princípio a medida do índice de refração do ar, o qual pode ser relacionado com a flutuação da temperatura, possibilitando a obtenção do calor sensível.

O S-SEBI requer como dado de entrada uma cena da área de estudo com as bandas espectrais do visível, infravermelho-próximo e infravermelho termal. Com estes dados é possível obter os três parâmetros de entrada do modelo: albedo da superfície, temperatura da superfície e índice de vegetação. A cena deve estar livre de qualquer tipo de cobertura de nuvens.

O cálculo dos fluxos de calor sensível e de calor latente não ocorre separadamente, mas por meio da fração evaporativa (Λ). A fração evaporativa é representada conceitualmente segundo a expressão:

$$\Lambda = \frac{LE}{LE + H} = \frac{LE}{R_n - G_o} \quad (2.103)$$

Tem sido observado que a temperatura e o albedo da superfície de áreas com forçantes atmosféricas constantes são correlacionáveis e essa relação pode ser empregada para determinar propriedades reais das superfícies (Menenti et al., 1989; Bastiaassen, 1995, citado por Roerink et al., 2000). Assumindo a hipótese de que a radiação global e a temperatura do ar são constantes, uma explanação formal pode ser elaborada. Para baixos valores de albedo, a temperatura é mais ou menos constante com o aumento do albedo. Isso se deve às superfícies saturadas como corpos d’água e áreas irrigadas, onde toda a energia disponível é utilizada no processo de evaporação (áreas úmidas e frias). Em valores de albedo maiores, no entanto, a temperatura da superfície começa a crescer com o aumento do albedo. Acima de determinado valor, a mudança na temperatura da superfície é resultado do decréscimo da evaporação, consequência da redução da disponibilidade de umidade. Nesta fase, a temperatura é “controlada pela evaporação”. O aumento na

quantidade de fluxo de calor sensível excede o decréscimo da radiação líquida, ocorrido devido o aumento do albedo.

Além de determinado limiar de albedo, a temperatura da superfície diminui com o mesmo. Isso ocorre devido ao fato que a umidade no solo diminui tanto que cessou a evaporação (áreas secas e quentes). Por esta razão, a energia disponível é utilizada somente para aquecer a superfície. Entretanto, dado o aumento do albedo, a energia disponível diminui como resultado de uma parcela maior de energia refletida. Esse processo ocasiona uma diminuição da temperatura com o aumento do albedo. Nessa parte, a temperatura é dita “controlada pela radiação”. A explicação acima pode ser visualizada no Gráfico 12.

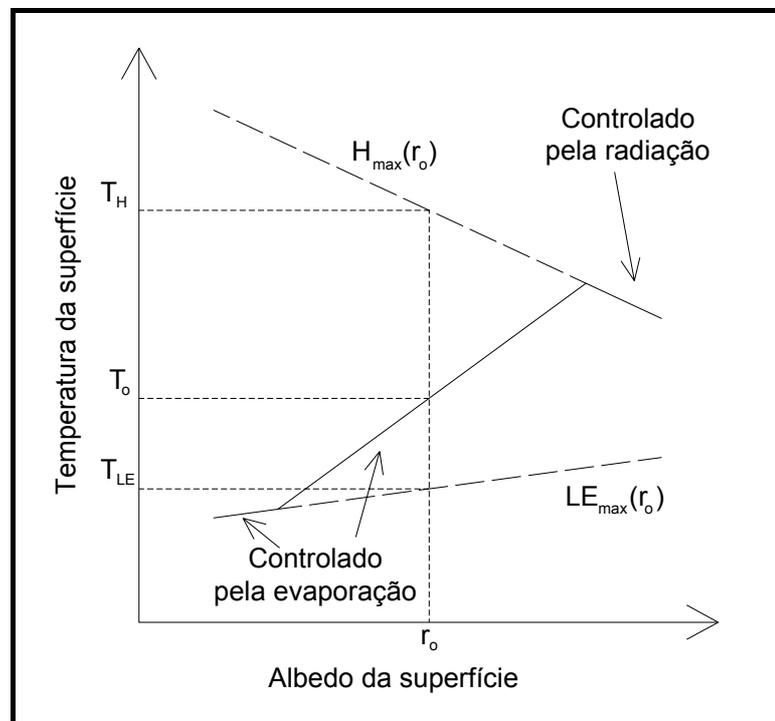


Gráfico 12 – Representação esquemática da relação entre o albedo e a temperatura da superfície com os princípios básicos do S-SEBI.

Fonte: Adaptado de Roerink et al., 2000.

Uma vez estabelecidas as relações albedo-temperatura $LE_{\max(r_o)}$ e $H_{\max(r_o)}$ a metodologia permite obter a fração evaporativa. Por meio de duas temperaturas, que são função do albedo, T_{LE} , onde $LE_{\max(r_o)} = R_n - G_o$ e $H = 0$ (áreas úmidas e frias), e T_H , onde $H_{\max(r_o)} = R_n - G_o$ e $LE = 0$ (áreas secas e quentes), a fração evaporativa é calculada pela equação (2.104).

$$\Lambda = \frac{T_H - T_o}{T_H - T_{LE}} \quad (2.104)$$

em que: T_H é a temperatura em que ocorre mais aquecimento do ar (calor sensível máximo) para uma determinada classe de albedo, T_{LE} é a temperatura em que ocorre a maior evaporação (calor latente máximo), e T_o é a temperatura da superfície.

O modelo é dito simplificado porque obtém as temperaturas T_{LE} e T_H a partir da própria imagem. Isso somente é possível quando as condições atmosféricas são constantes ao longo de toda a imagem e estão presentes pixels secos e úmidos em número suficiente para todo o espectro de albedo. A versão completa do SEBI (Menenti e Choudhury, 1993, citado por Roerink et al., 2000) é utilizada quando as condições acima descritas não são encontradas, como por exemplo, em áreas muito úmidas ou muito secas (áreas alagadas ou desertos). Nesses casos, o SEBI calcula as temperaturas T_{LE} e T_H a partir de fontes externas como, por exemplo, radio-sondagem ou modelos de previsão de tempo (Roerink et al., 2000).

A obtenção das temperaturas T_{LE} e T_H , no S-SEBI, é feita pelo ajuste das retas ao formato triangular da nuvem de pontos do gráfico albedo x temperatura da superfície. Esse ajuste é representado pelas equações (2.105) e (2.106), que substituídas na equação (2.104), fornece a fração evaporativa (2.107).

$$T_H = a_H + b_H \times r_o \quad (2.105)$$

$$T_{LE} = a_{LE} + b_{LE} \times r_o \quad (2.106)$$

$$\Lambda = \frac{a_H + b_H \times r_o - T_o}{a_H - a_{LE} + (b_H - b_{LE}) \times r_o} \quad (2.107)$$

em que: a_H , a_{LE} , b_H e b_{LE} são os coeficientes de ajuste, T_o é a temperatura da superfície e r_o é o albedo da superfície.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 Caracterização

A área de estudo e o período escolhido para a aplicação da metodologia de estimativa de ET foi o Estado do Rio Grande do Sul durante o ano de 1998. A razão dessa escolha foi dar prosseguimento à linha de pesquisa que utiliza o sensoriamento remoto para o estudo do ciclo hidrológico. Um destes trabalhos dentro desta linha de pesquisa no IPH foi realizado por Conti (2002), que aplicou metodologia para a estimativa de precipitação utilizando imagens de satélite. Foram aplicados três algoritmos que utilizam os canais 1, 3 e 4 (visível, vapor d'água e infravermelho) do satélite GOES 8, buscando identificar as nuvens precipitáveis e construir modelos estatísticos que correlacionem as precipitações diárias e decenal obtidas em uma rede de 142 postos pluviométricos, com determinadas características físicas das nuvens acumuladas durante o período de tempo e na mesma posição geográfica dos postos, obtidos das imagens. Os critérios físicos utilizados foram baseados na temperatura do topo das nuvens, reflectância no canal visível, características de vizinhança e no plano de temperatura versus gradiente de temperatura.

O regime de precipitações ano durante o ano de 1998 no Estado do Rio Grande do Sul esteve sob forte influência dos fenômenos oceânico-atmosférico El Niño e La Niña. Segundo INPE (2005), registro-se um evento de forte intensidade de El Niño, no período de 1997 até metade de 1998, tendo iniciado um período de La Niña de intensidade moderada a partir da segunda metade do ano. Isso explica os altos índices pluviométricos no primeiro semestre do ano de 1998 e a queda dos mesmos, no restante do ano conforme pode ser visualizado na Figura 20. Na primeira metade do ano precipitou 1630 milímetros, contra 497 milímetros na segunda metade do ano.

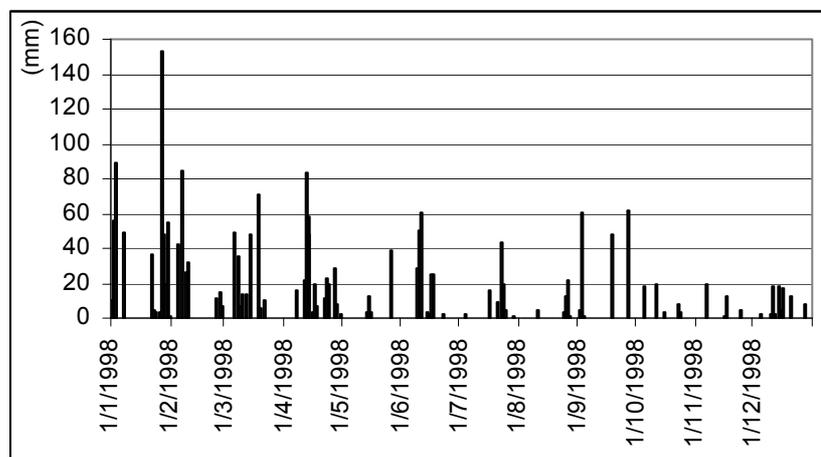


Figura 20 - Precipitação no Município de Uruguaiana no ano de 1998.

A área de trabalho tem as coordenadas delimitadoras: 27° a 34° latitude sul e 49° a 58° longitude oeste (Figura 21).

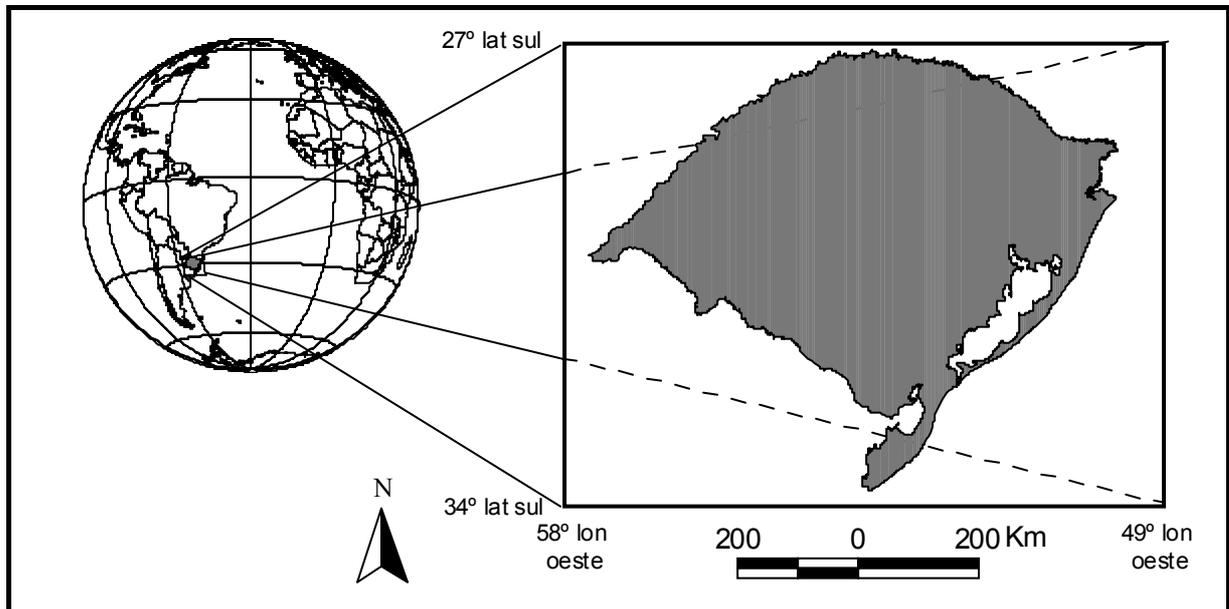


Figura 21 – Localização da área de estudo.

O Estado do Rio Grande do Sul possui uma área de aproximadamente 282.062 quilômetros quadrados. Segundo a Secretaria de Agricultura e Abastecimento do Rio Grande do Sul (SAA), o estado possui 45% de seu produto interno bruto (PIB) vinculado ao agronegócio, tendo uma área agricultável de 20,68 milhões de hectares e rebanhos com projeção econômica nacional e internacional como o de bovinos (13,8 milhões de cabeças), ovinos (4,3 milhões) e suínos (4 milhões). Os principais cultivos são o arroz, a soja e o milho, tendo sido produzido no ano de 2002, aproximadamente 5.5, 5.6 e 3.9 milhões de toneladas, respectivamente. Merece destaque o cultivo do arroz irrigado, produzido principalmente na porção oeste do estado, com uma área de 981322 ha.

O Rio Grande do Sul é dividido em três regiões hidrográficas: Guaíba, Uruguai e Litorânea. As principais bacias hidrográficas do estado são: Gravataí, Sinos, Caí, Taquari-Antas, Alto Jacuí, Vacacaí-Vacacaí Mirim, Baixo Jacuí, Lago Guaíba, Pardo, Tramandaí, Litoral médio, Camaquã, Piratini-São Gonçalo-Mangueira, Mampituba, Jaguarão, Apuaé-Inhandava, Passo Fundo-Várzea, Turvo-Santa Rosa-Santo Cristo, Butuí-Piratini-Icamaquã, Ibicuí, Quaraí, Santa Maria, Negro e Ijuí (SEMA, 2004).

Segundo Berlato (1999) o Estado do Rio Grande do Sul apresenta uma precipitação média anual 1540 mm, variando de 1235 mm (Sta Vitória do Palmar) a 2162 mm (São Francisco de Paula). Segundo o autor, precipita mais na metade norte (paralelo 30° sul). A

precipitação é relativamente bem distribuída entre as estações, apesar da demanda atmosférica ser maior no verão, devido principalmente a maiores intensidades de radiação solar e maiores temperaturas. Segundo o mesmo autor, em geral as chuvas de verão são insuficientes para atender as necessidades hídricas das culturas produzidas na região.

O Estado do Rio Grande do Sul apresenta cota máxima de aproximadamente 1330 metros em relação ao nível do mar (Figura 22). O MNT utilizado possui resolução de 1.1 km, o mesmo valor da imagem do satélite NOAA-AVHRR. O MNT foi gerado a partir de processamento de reamostragem do levantamento topográfico SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), realizado pela NASA e fornecido pelo USGS (*United States Geological Survey*), que possui resolução original de 90 metros. Na Figura 23 e Figura 24 são apresentados os mapas de direção de encosta e declividade, gerados a partir do MNT.

Beltrame et al. (1994) realizaram estudo sobre a evapotranspiração potencial para o Estado do Rio Grande do Sul, utilizando dados de 34 postos meteorológicos. A evapotranspiração potencial foi calculada por meio do método combinado Penman-Monteith para períodos de dez dias. Os valores pontuais foram regionalizados por meio de isolinhas, gerando 36 mapas (Figura 25).

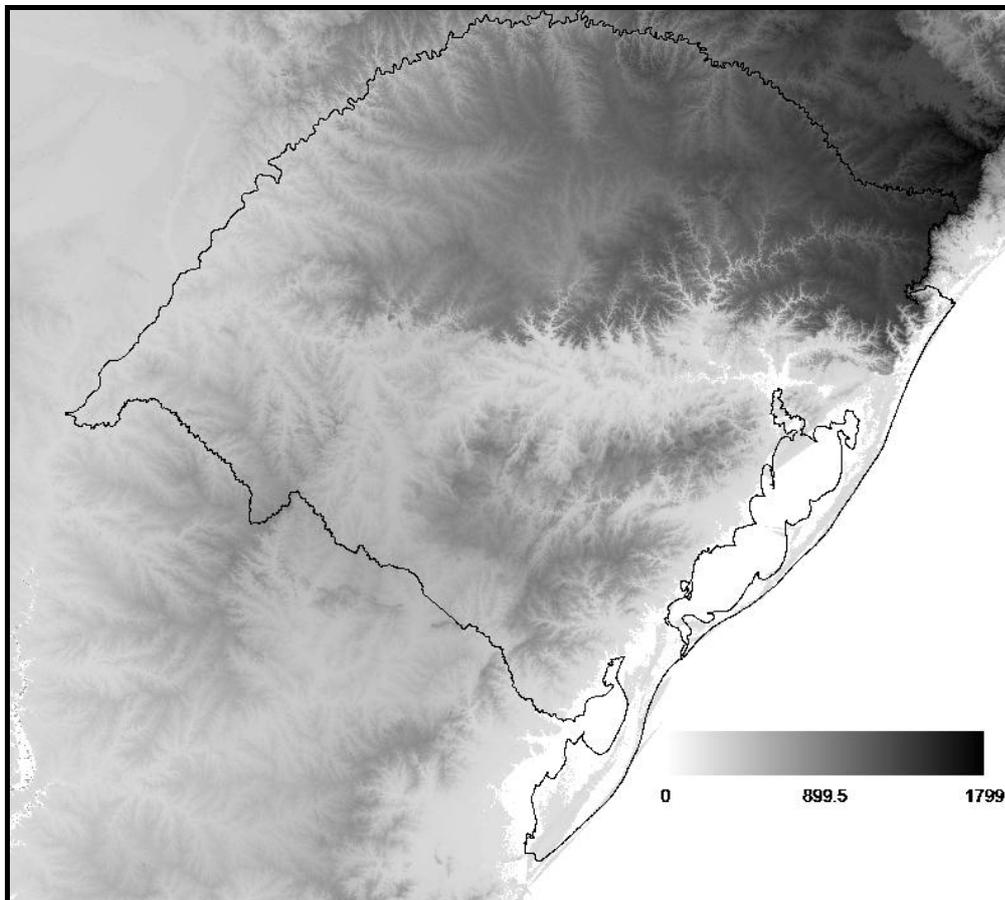


Figura 22 – Modelo Numérico do Terreno do Rio Grande do Sul.

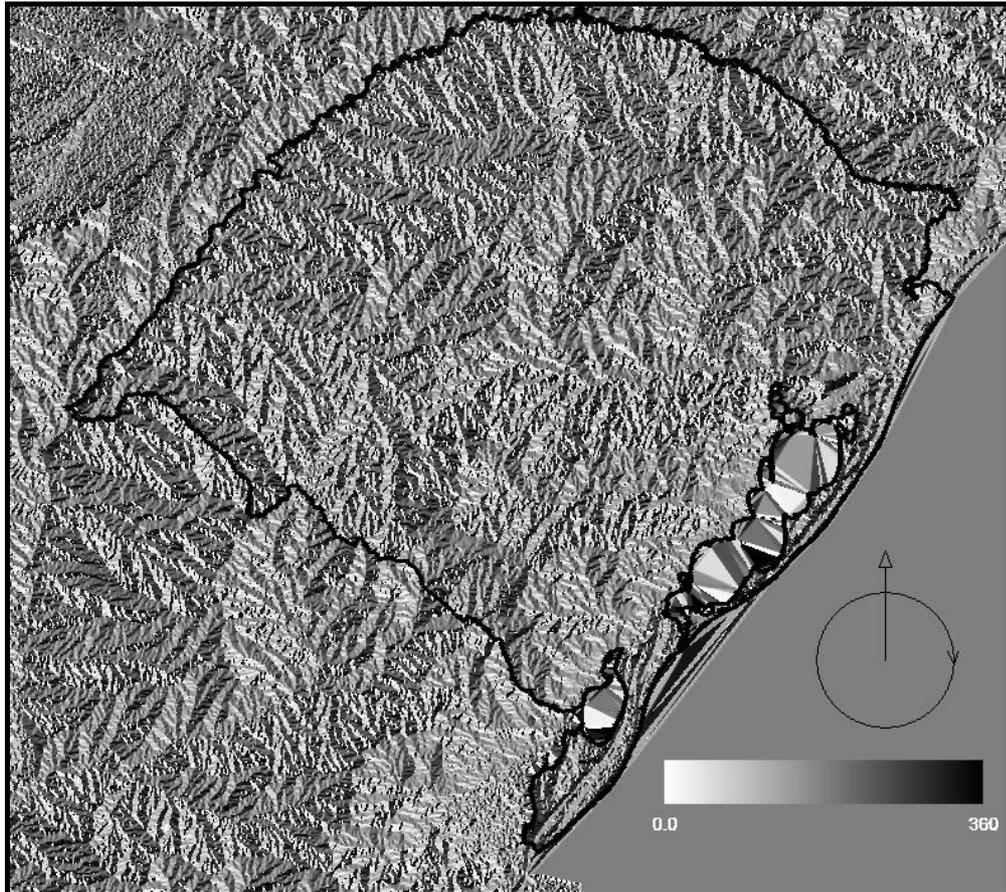


Figura 23 – Mapa de direção de encosta do Rio Grande do Sul.

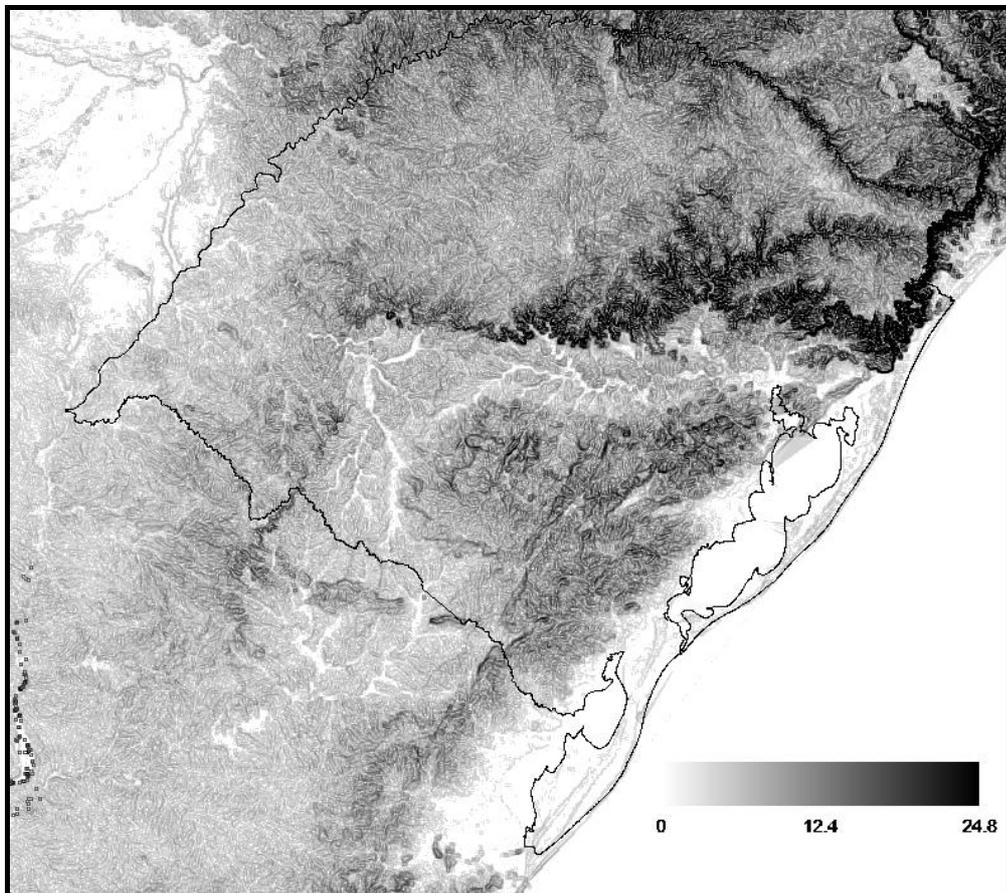


Figura 24 – Mapa de declividade (em graus) do Rio Grande do Sul.

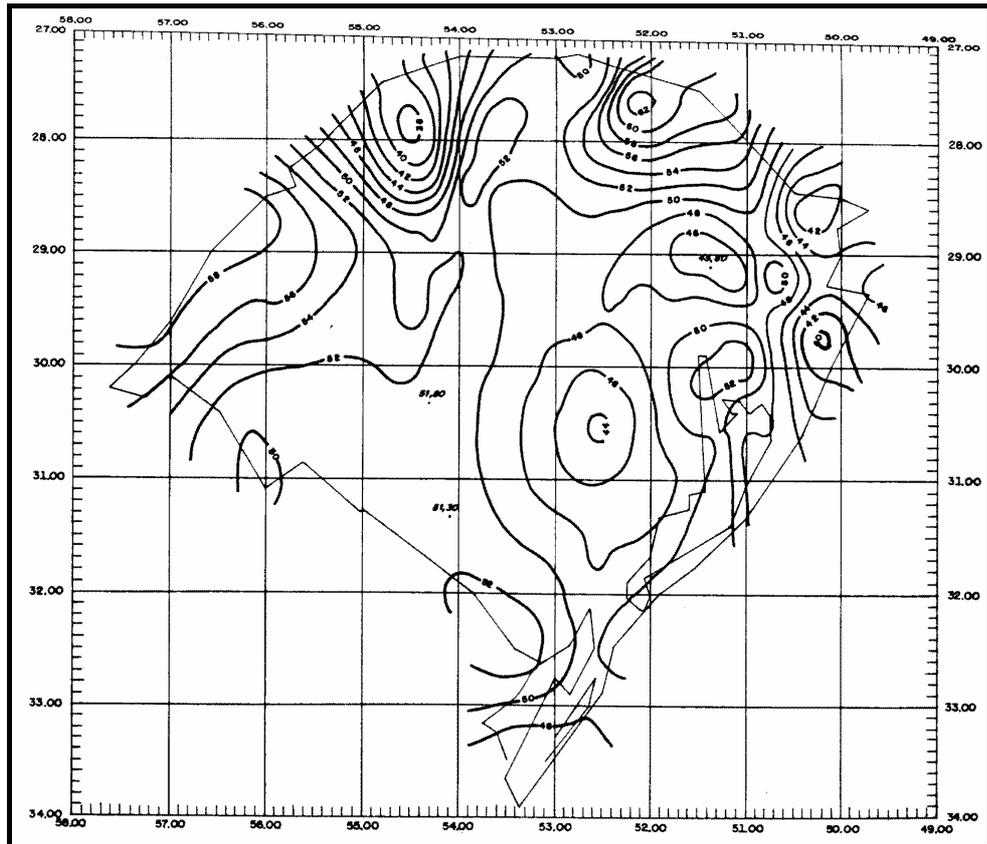


Figura 25 – Mapa de isolinhas de ETp para o 1º decêndio de fevereiro.

Fonte: Beltrame et al., 1994.

3.2 Imagens de Satélite

As imagens do sensor AVHRR foram obtidas no *site*⁷ da NOAA. Na página da internet, foram introduzidas as coordenadas da área de interesse e o período (01 de janeiro de 1998 a 31 de dezembro de 1998), retornando uma listagem de 790 imagens. Todas as imagens do formato HRPT/LAC foram selecionadas para posterior *download* via protocolo de transferência de dados ftp.

As imagens obtidas foram georreferenciadas, recortadas e avaliadas visualmente. Foram selecionadas 44 imagens diurnas com pouca cobertura de nuvens. A listagem das imagens selecionadas está no Quadro 5.

A Figura 26 apresenta a composição colorida (RGB 123) das imagens do dia 1º de setembro e 30 de novembro em seu estado bruto, ou seja, sem nenhum tipo de processamento.

⁷ www.saa.noaa.gov

Quadro 5 – Listagem das imagens AVHRR/NOAA 14.

Data	Dia Juliano	Hora GMT	Nome do arquivo
19/1/1998	019	18:25:18.230	A5978741.L9727361
25/3/1998	084	18:12:45.230	A6046791.L9813861
26/3/1998	085	18:01:34.063	A6046791.L9813891
1/4/1998	091	18:36:21.230	A6061441.L9833381
2/4/1998	092	18:25:09.230	A6061441.L9833711
3/4/1998	093	18:13:55.730	A6061441.L9833621
9/4/1998	099	18:47:49.396	A6061441.L9833431
6/5/1998	126	18:52:22.563	A6082891.L9857211
7/5/1998	127	18:41:09.563	A6082891.L9857221
8/5/1998	128	18:29:56.730	A6082891.L9857231
18/5/1998	138	18:19:49.730	A6082891.L9856971
19/5/1998	139	18:08:39.563	A6082891.L9856981
2/6/1998	153	18:55:40.730	A6100381.L9875441
3/6/1998	154	18:44:27.563	A6100381.L9875451
4/6/1998	155	18:33:12.730	A6100381.L9875461
5/6/1998	156	18:21:59.730	A8895031.L4987701
20/6/1998	171	18:57:47.563	A8895031.L4987851
26/6/1998	177	19:32:32.230	A8895031.L4987921
3/7/1998	184	18:13:53.230	A7302831.L2075441
15/7/1998	196	19:23:10.230	A7302831.L2075571
29/7/1998	210	18:27:56.730	A7302831.L2075361
29/8/1998	241	19:27:30.396	A8631921.L4519891
1/9/1998	244	18:53:44.230	A8669801.L4576141
15/9/1998	258	19:40:08.730	A8669801.L4576321
16/9/1998	259	19:28:53.230	A8669801.L4576341
29/9/1998	272	18:44:37.396	A8669801.L4576491
30/9/1998	273	18:33:20.563	A8669801.L4576511
7/10/1998	280	18:56:27.896	A6646391.L0892371
19/10/1998	292	18:23:16.396	A6646391.L0892091
21/10/1998	294	19:42:50.230	A6646391.L0892131
22/10/1998	295	19:31:34.230	A6646391.L0892151
28/10/1998	301	18:23:49.230	A6646391.L0892221
31/10/1998	304	19:32:02.230	A6646391.L0892281
19/11/1998	323	19:21:37.230	A6721591.L1031811
20/11/1998	324	19:10:18.063	A6721591.L1031821
23/11/1998	327	18:36:25.896	A6721591.L1031881
26/11/1998	330	19:44:34.063	A6721591.L1031761
27/11/1998	331	19:33:15.230	A6721591.L1031781
28/11/1998	332	19:21:57.230	A6721591.L1031791
30/11/1998	334	18:59:19.396	A6721591.L1031801
1/12/1998	335	18:47:59.563	A6772051.L1119331
15/12/1998	349	19:33:44.730	A6772051.L1119421
23/12/1998	357	19:45:16.563	A6772051.L1119561
24/12/1998	358	19:33:56.063	A6772051.L1119581

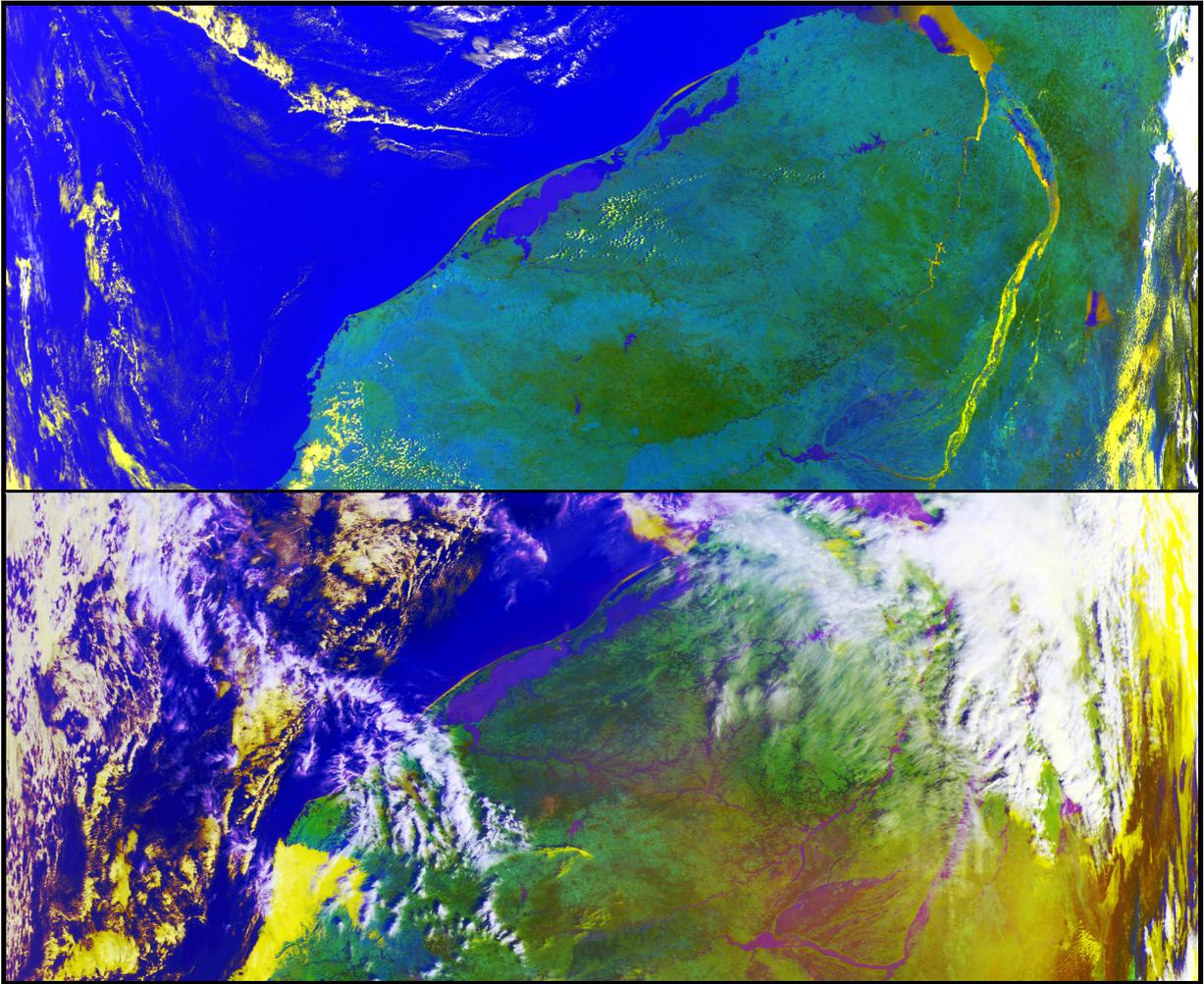


Figura 26 – Composições coloridas para as imagens brutas para os dias 01/09/98 e 30/11/98.

3.3 Estações

Foram obtidos, junto ao 8º Distrito do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e à Fundação Estadual de Pesquisa Agropecuária (FEPAGRO), dados meteorológicos de algumas de suas estações em escala diária e para o ano de 1998. Na internet, no *site* do *Instituto Nacional de Investigación Agropecuaria* (INIA) estavam disponíveis também esses dados em três estações localizadas no Uruguai, importantes para a interpolação. Nem todas as estações possuíam todos os dados necessários ao cálculo da evapotranspiração de referência nem registros de velocidade do vento, variável necessária para o SEBAL. A Figura 27 a apresenta os dados de ETo anual interpolados para todo o Rio Grande do Sul na forma de isolinhas. O Quadro 6 contém a listagem de estações meteorológica utilizadas no cálculo da ETo.

Foram obtidas ainda, junto a Conti (2002) valores de precipitação anual de várias estações pluviométricas do Estado. A Figura 28 apresenta as isoietas para o ano de 1998, obtidas da interpolação dos totais acumulados no referido ano.

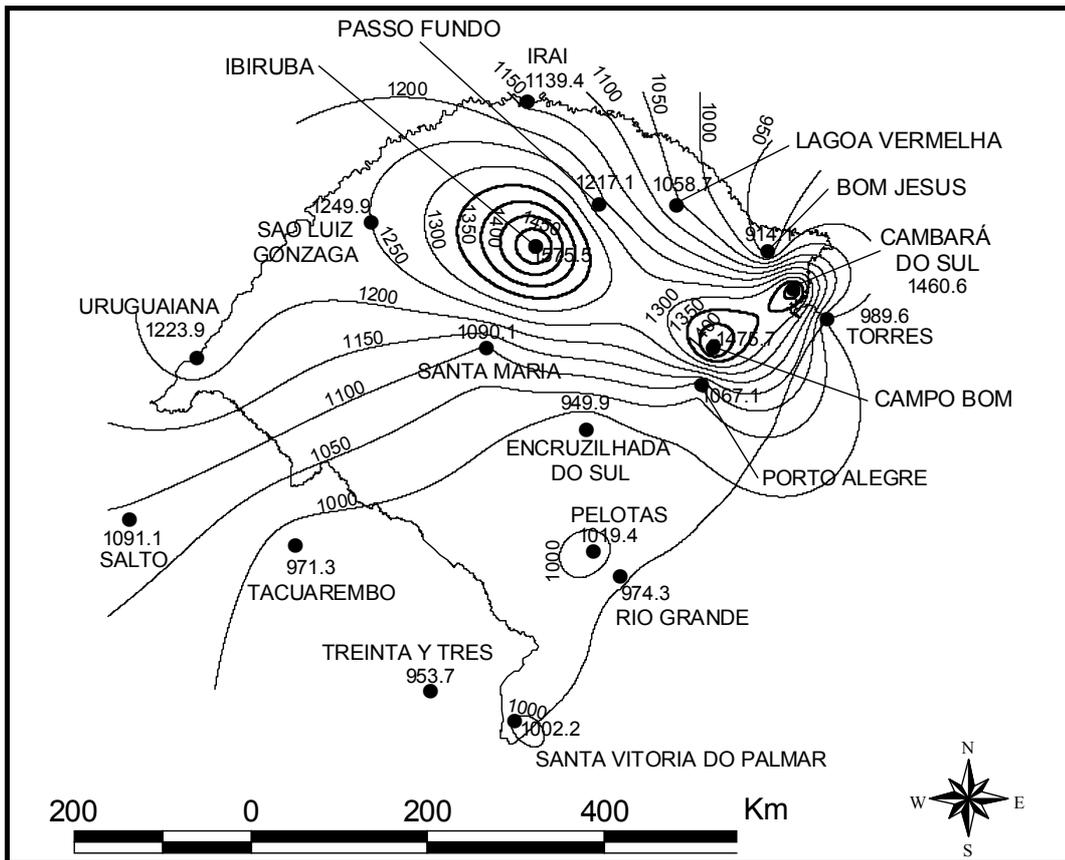


Figura 27 – Mapa de ET0 para o ano de 1998 (mm ano⁻¹).

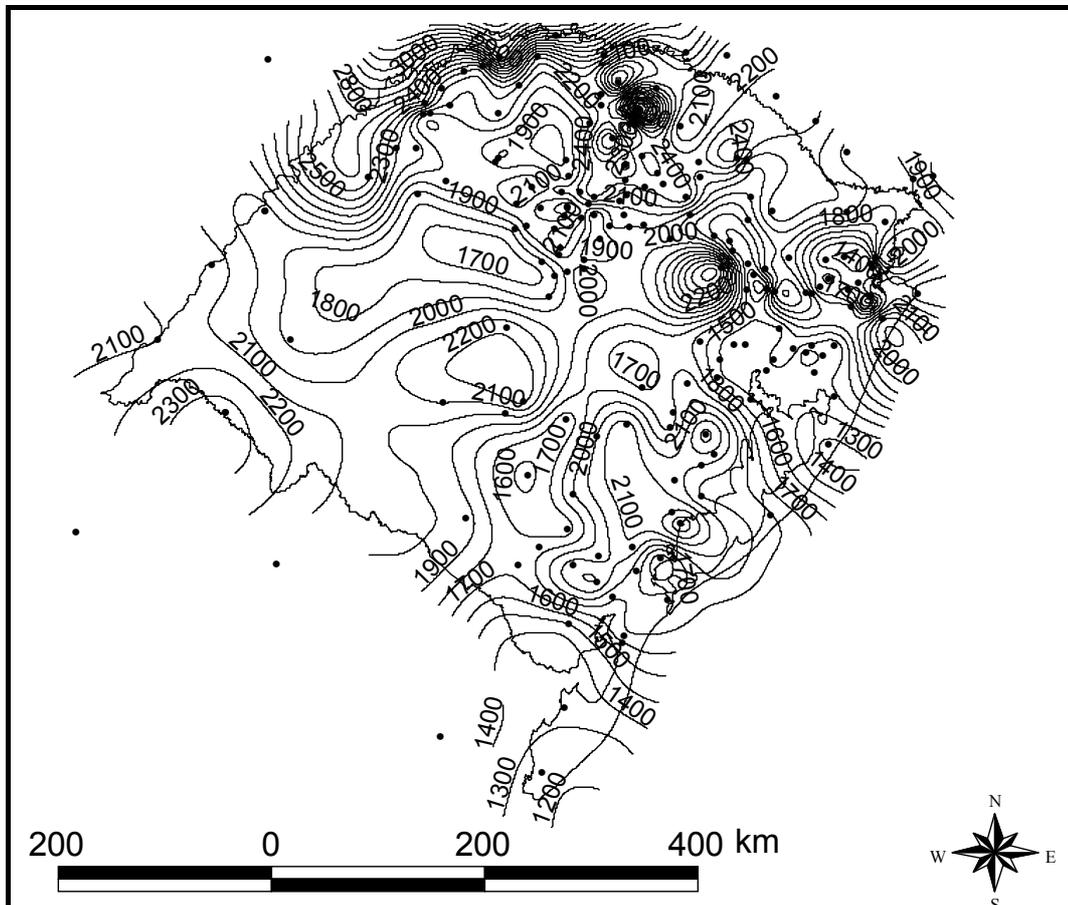


Figura 28 – Mapa de isoietas para o ano de 1998.

Quadro 6 – Postos meteorológicos.

NOME	Órgão	Vel. do Vento	ETo	Latitude (°)	Longitude (°C)
Bagé	8º DISME - INMET	Sem dados	Sem dados	-31.33	-54.10
Bom Jesus	8º DISME - INMET	OK	OK	-28.67	-50.43
Cambará do Sul	8º DISME - INMET	OK	Preenchidos	-29.05	-50.13
Campo Bom	8º DISME - INMET	OK	Preenchidos	-29.68	-51.05
Caxias do Sul	8º DISME - INMET	Sem dados	Sem dados	-29.17	-51.20
Cruz Alta	8º DISME - INMET	Sem dados	Sem dados	-28.63	-53.60
Encruzilhada do Sul	8º DISME - INMET	OK	OK	-30.53	-52.52
Ibirubá	8º DISME - INMET	OK	Preenchidos	-28.65	-53.12
Iraí	8º DISME - INMET	OK	OK	-27.18	-53.23
Lagoa Vermelha	8º DISME - INMET	OK	Sem dados	-28.22	-51.50
Passo Fundo	8º DISME - INMET	OK	OK	-28.22	-52.40
Pelotas	8º DISME - INMET	OK	OK	-31.78	-52.42
Porto Alegre	8º DISME - INMET	OK	OK	-30.05	-51.17
Rio Grande	8º DISME - INMET	OK	OK	-32.03	-52.10
Santa Maria	8º DISME - INMET	OK	OK	-29.70	-53.70
Santa Vitória do Palmar	8º DISME - INMET	OK	OK	-33.52	-53.35
São Luiz Gonzaga	8º DISME - INMET	OK	OK	-28.40	-55.02
Torres	8º DISME - INMET	OK	Preenchidos	-29.35	-49.72
Uruguaiana	8º DISME - INMET	OK	OK	-29.75	-57.08
São Gabriel	FEPAGRO	OK	OK	-30.34	-54.32
Salto	INIA	OK	OK	-31.38	-57.95
Tacuarembó	INIA	OK	OK	-31.70	-55.98
Treinta y Tres	INIA	OK	OK	-33.21	-54.38

Foram obtidos ainda, junto ao site HidroWeb⁸ da Agência Nacional de Água (ANA), dados de vazão média anual de algumas bacias hidrográficas do Estado. O Quadro 7 lista as estações obtidas e a Figura 29 a localização e o limite das mesmas dentro do Estado do Rio Grande do Sul.

Tantos os dados de precipitação anual e vazão média anual serão utilizados na fase de verificação das estimativas, conforme será visto posteriormente.

Quadro 7 – Estações fluviométricas.

⁸ <http://hidroweb.ana.gov.br>

Código	Nome	Região	Área de drenagem (km ²)	Vazão média anual (m ³ s ⁻¹)
87380000	Campo Bom	Vale do Caí	2860.01	89.8
74900000	Linha União	Médio Uruguai	1262.03	75.3
74370000	Palmitinho	Alto Uruguai	2048.04	128.0
86410000	Passo Barra do Guaiaveira	Taquarí-Antas	2831.20	114.0
85600000	Passo das Tunas	Jacuí	6802.31	325.0
87905000	Passo do Mendonça	Camaquã	15540.71	695.0
86100000	Passo Gabriel	Taquarí-Antas	1593.96	52.7
72430000	Passo Granzotto	Alto Uruguai	1620.34	81.9
74270000	Passo Rio da Várzea	Alto Uruguai	5348.11	317.0
72630000	Passo Santa Tereza	Alto Uruguai	2798.98	133.0
85642000	Passo São Lourenço	Jacuí	27376.99	1154.0
86160000	Passo Tainhas	Taquarí-Antas	1112.95	36.6
74460000	Ponte do Rio Turvo	Alto Uruguai	500.55	23.7
85470000	Ponte São Gabriel	Jacuí	965.97	33.6
85438000	Restinga Seca	Jacuí	910.22	51.3
74470000	Três Passos	Alto Uruguai	1539.66	78.6
74700000	Tucunduva	Alto Uruguai	1137.60	67.0

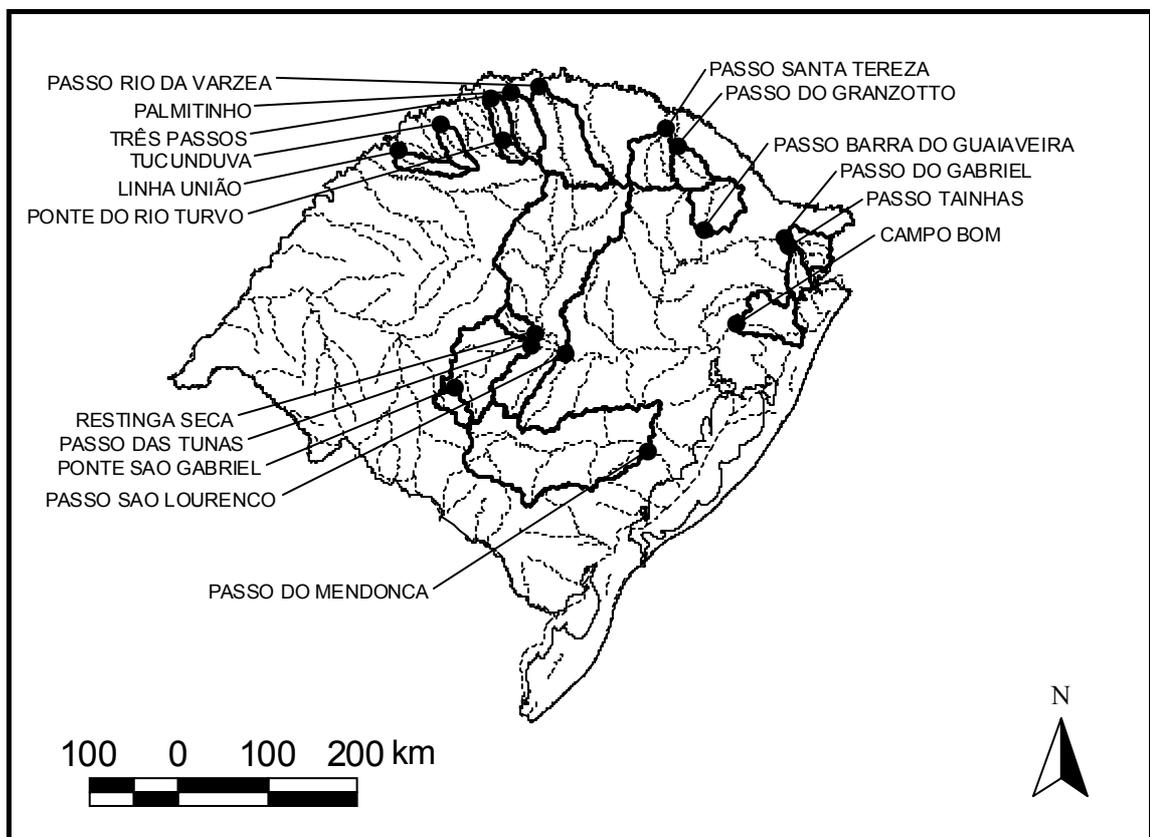


Figura 29 – Postos fluviométricos e limites da área de drenagem para algumas bacias hidrográficas do Rio Grande do Sul.

4 METODOLOGIA

A metodologia do presente trabalho foi dividida em quatro partes: pré-processamento, balanço de radiação, balanço de energia e estimativa da evapotranspiração.

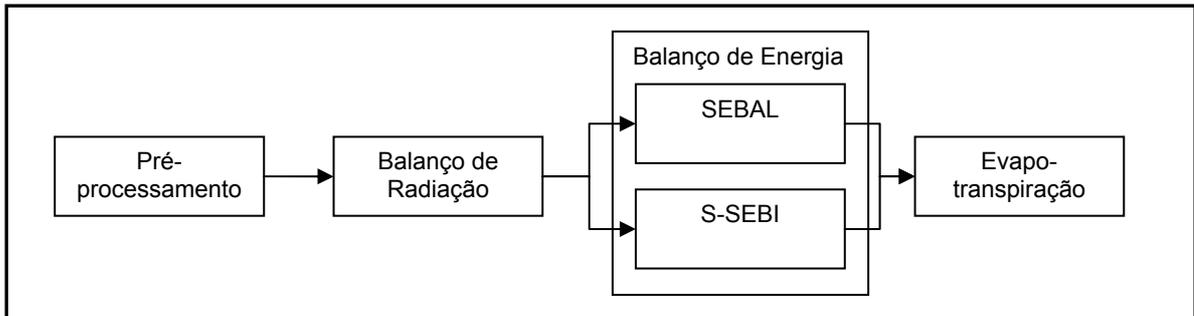


Figura 30 – Etapas da metodologia empregada.

4.1 Pré-Processamento

O pré-processamento consiste, em transformar os dados das imagens encontrados em estado bruto (níveis de cinza) em valores de radiância. Nessa etapa, os principais procedimentos são a correção radiométrica, correção geométrica, recorte da área de interesse e mascaramento de nuvens e focos de queimadas.

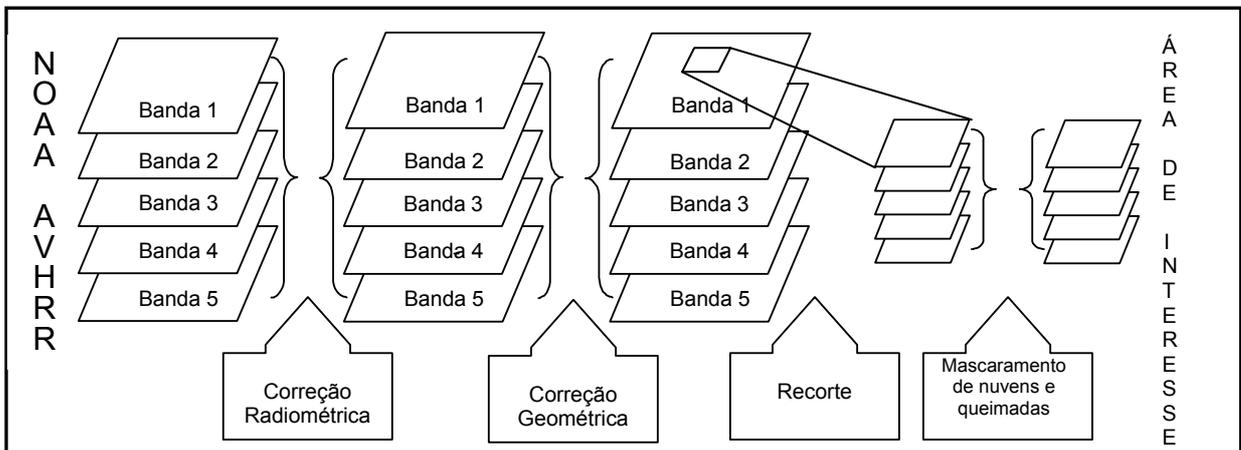


Figura 31 – Etapas do pré-processamento.

4.1.1 Correção Radiométrica e Calibração

Correção radiométrica são os procedimentos utilizados para a remoção de erros nas imagens causados por fatores como mudança nas condições de iluminação da cena, condições atmosféricas, geometria de visada e características das respostas dos instrumentos (Di e Rundquist, 1994). Devido ao grande ângulo de visada do sensor AVHRR,

o ângulo zenital solar pode variar significativamente em uma mesma cena, ocasionando diferentes quantidades de radiação recebidas pelos diversos alvos. Em aplicações regionais, a correção do ângulo zenital solar é necessária, sendo feita por meio da seguinte equação:

$$DN_o = \frac{DN_\theta}{\cos Z} \quad (4.1)$$

em que: DN_o é o número digital para ângulo zenital solar igual a zero, DN_θ é o número digital medido pelo sensor e Z é o ângulo zenital solar no momento da aquisição da imagem.

O ângulo zenital solar é obtido no arquivo binário da imagem AVHRR. Cada linha do formato LAC/HRPT de uma imagem AVHRR possui 2048 pixels e a cada 40 pixels existem medidas do ângulo zenital solar, iniciando no pixel 25 (25, 65, 105, ..., 1945, 1985, 2025). Portanto, existem 51 valores de ângulo zenital solar para cada linha. Os pixels intermediários podem ser linearmente interpolados.

A segunda etapa no processamento digital das imagens AVHRR é a calibração, definida como a transformação do número digital (corrigido ou não) em reflectância espectral (%) para os canais 1 e 2 e temperatura de brilho (K) para os canais 3, 4 e 5. Nesta etapa, não há nenhum tipo de correção para os efeitos atmosféricos.

A calibração dos canais da faixa do visível é feita por meio de uma equação linear:

$$\alpha_i = I_i + S_i * DN \quad (4.2)$$

em que: i é o número do canal, α_i é a reflectância espectral em porcentagem, I_i é o coeficiente escalar, S_i é o coeficiente angular e DN é o valor de nível de cinza. Os coeficientes utilizados são obtidos no arquivo do tipo binário que contém as imagens.

A calibração dos canais 3, 4 e 5 é obtida por meio da inversão da equação de Planck:

$$T(E) = \frac{C2 \times v}{\ln\left(1 + \frac{C1 \times v^3}{E}\right)} \quad (4.3)$$

em que: $T(E)$ é a temperatura de brilho para uma radiância E (K), ν é o número de onda central (cm^{-1}), C_1 e C_2 são constantes ($C_1 = 1.1910659 \times 10^{-5} \text{ mW m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \text{ cm}^4$ e $C_2 = 1.438833 \text{ cm K}$).

A radiância medida pelos sensores do AVHRR nos canais termais (3, 4 e 5) é obtida por meio da seguinte relação linear:

$$E_i = I_i + S_i \times \text{DN} \quad (4.4)$$

em que: E_i é a radiância do canal i ($\text{mW m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \text{ cm}$), I_i é o intercepto, S_i é a declividade e DN é o nível de cinza de cada pixel (de 0 a 1023).

Devemos observar que as temperaturas de brilho não estão submetidas à nenhum tipo de correção atmosférica.

4.1.2 Correção Geométrica e Registro

Segundo Moreira (2003), a correção geométrica visa eliminar erros ocasionados pelo movimento do satélite e erros determinados pela curvatura do planeta. O processo de correção geométrica das imagens elimina as distorções geométricas sistemáticas introduzidas na etapa de formação das imagens (INPE, 2003).

O registro de uma imagem compreende uma transformação geométrica que relaciona coordenadas de imagem (linha, coluna) com coordenadas de um sistema de referência. Para isso, utilizam-se transformações geométricas simples (usualmente transformações polinomiais de 1º e 2º graus) para estabelecer um mapeamento entre coordenadas de imagem e coordenadas geográficas (INPE, 2003).

O registro pode ser feito por meio de cartas topográficas, coordenadas obtidas em campo por meio de GPS ou outras imagens já corrigidas. O registro, quando feito imagem a imagem, é denominado retificação geométrica (Moreira, 2003). No caso do AVHRR, devido a sua grande resolução espacial e enorme volume de imagens geradas, o registro feito das maneiras acima mencionadas é uma tarefa praticamente impossível de ser realizada.

O tipo de arquivo do AVHRR (level 1b) contém uma série de informações anexados aos dados coletadas pelo sensor AVHRR. No formato HRPT/LAC, cada linha da grade de radiâncias contém medidas de ângulo zenital solar e localização (latitude e longitude) coletados a cada 40 pontos, iniciando do pixel 25 (25, 65, 105, ... , 1945, 2025), totalizando

em 51 valores de localização. Os valores de latitude e longitude são armazenados em campos de dois bytes com resolução de 0.0133 graus abaixo do nadir, o que é menor que a resolução de um pixel (Kidwell, 1995).

Com base nessas informações, Di e Rundquist (1994) desenvolveram um algoritmo para georreferenciamento e calibração automático das imagens AVHRR. O mesmo, no entanto, não será descrito por considerarmos etapa de menor relevância dentro do objetivo do trabalho.

A projeção cartográfica utilizada foi a policônica, segundo recomendação de ENVI (2002). O Datum horizontal utilizado foi o SAD/69 (South American Datum 1969, elipsóide com os parâmetros $A = 6378160.0$ e $B = 6356774.7$, falso norte e falso leste igual a 0, latitude de origem igual a $30^{\circ}30'$ e longitude de origem igual a $53^{\circ}30'$). A Figura 32 mostra a banda 2 georreferenciada do dia 11 de novembro de 1998 com o limite do Estado do Rio Grande do Sul.

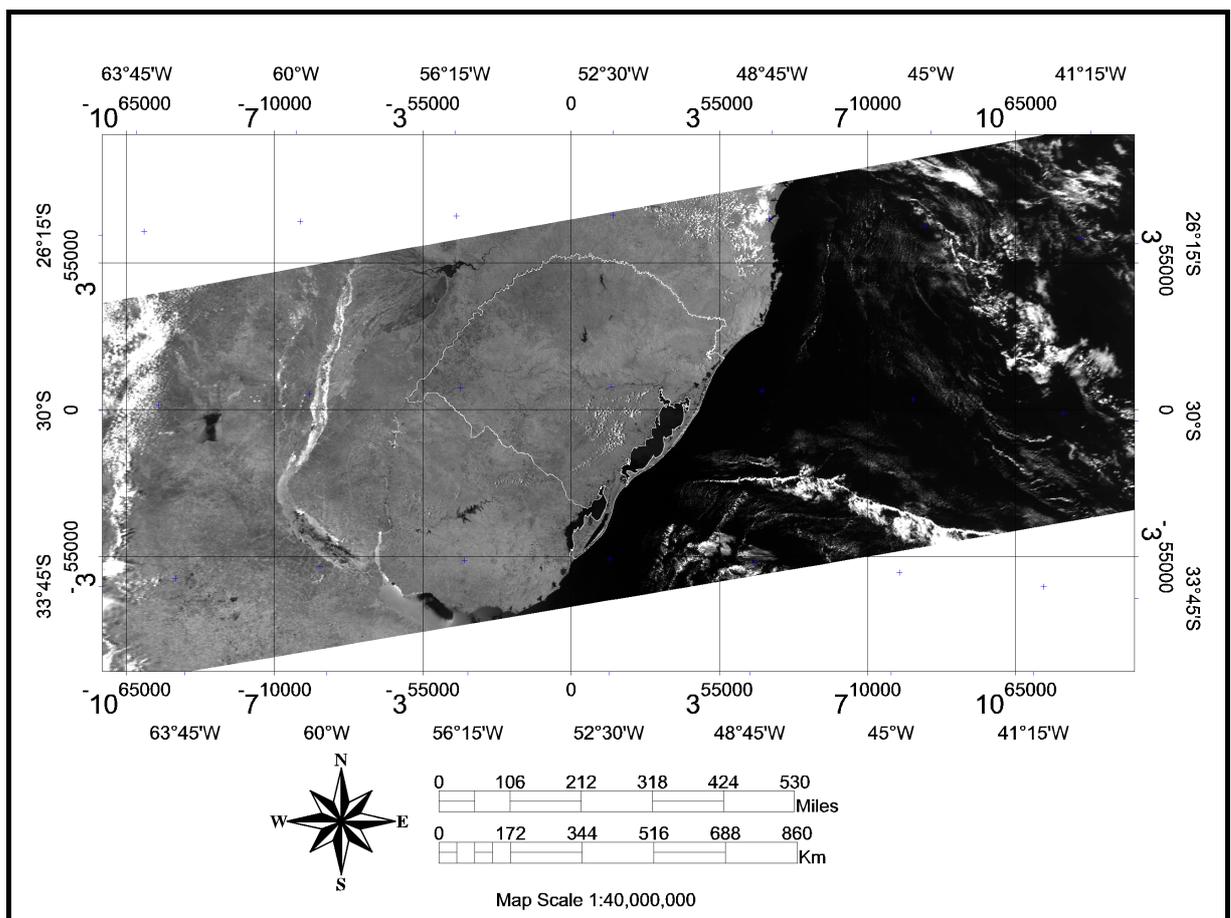


Figura 32 – Banda 2 georreferenciada do AVHRR (dia 30/11/98) e o limite do Estado do Rio Grande do Sul.

Uma vez georreferenciadas as imagens facilmente procede-se o recorte da área de interesse. A Figura 33 apresenta a banda 2 recortada na área de interesse.

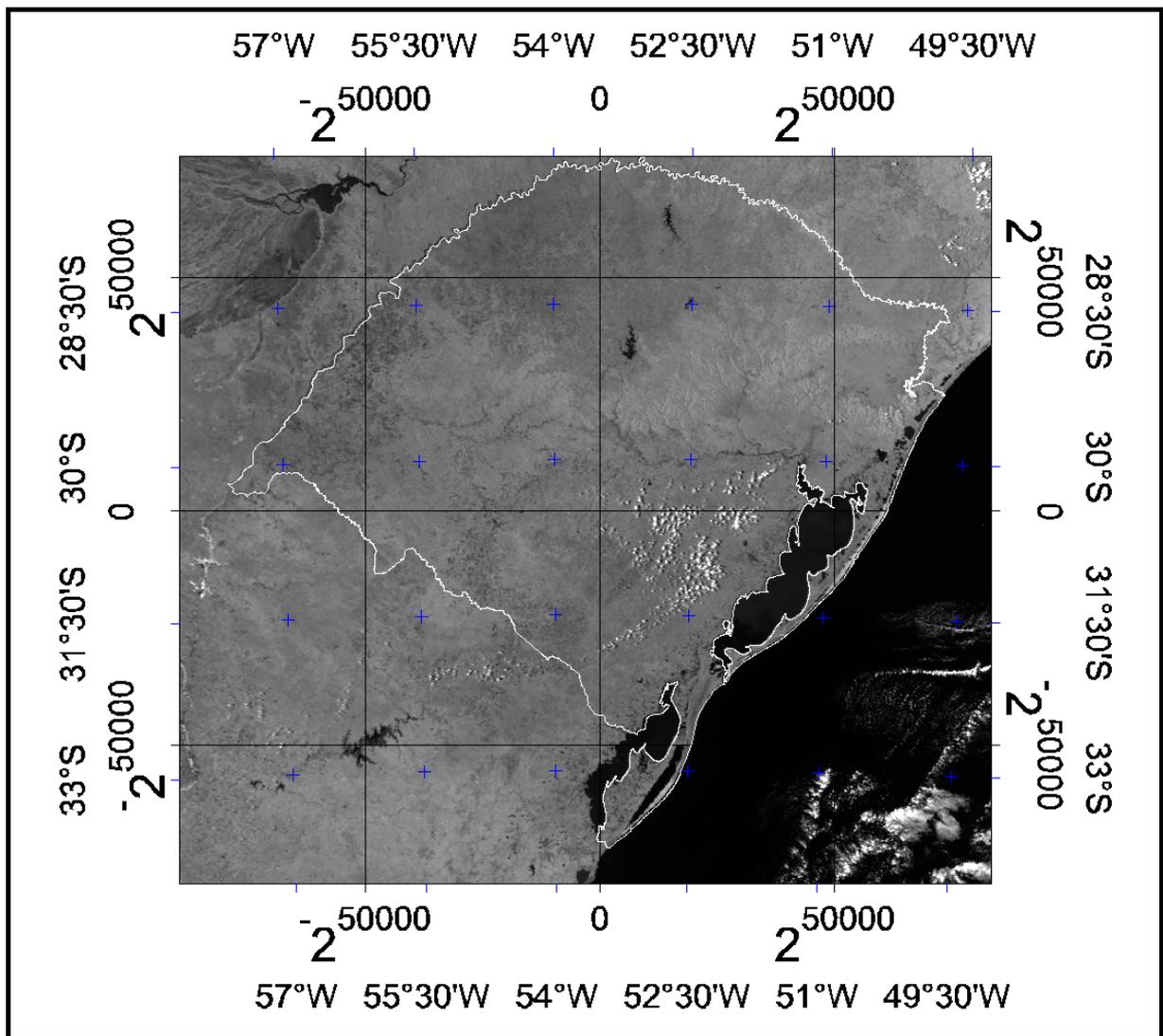


Figura 33 – Recorte da banda 2 do AVHRR (dia 30/11/98) e o limite do Estado do Rio Grande do Sul.

4.1.3 Detecção da cobertura de nuvens e queimadas

A grande desvantagem do uso de sensores que operam nas faixas ópticas e do termal, para obtenção da evapotranspiração é que as imagens não podem ter cobertura de nuvens. Em média, em qualquer instante, pelo menos 50% da superfície do planeta está coberta por nuvens (Kustas e Norman, 1996). Logo, o critério principal para a seleção das imagens foi a pouca presença de nuvens na cena. No entanto, quase sempre, algumas porções de nuvens estão presente e devem ser identificadas.

A literatura apresenta uma série de algoritmos para efetuar essa tarefa (Di Vittorio e Emery, 2002; Lee et al., 1999; Piazza, 1998; França e Cracknell, 1995; Cihlar e Howarth, 1994; Maturi e Pichel, 1993). A maioria desses algoritmos considera o comportamento espectral das nuvens como critério de observação. Recentemente, abordagens estatísticas multi-espectrais são reportadas na literatura, baseadas principalmente em limiares de reflectância, histogramas dimensionais, metodologias de reconhecimento de padrões etc. A

maioria desses métodos, entretanto, requerem limiares de alvos bem definidos e conjunto de dados de treinamento se a região de observação é modificada (Lee et al., 1999). Ou seja, as metodologias podem ser bem aplicadas à uma região do globo, mas apresentar resultados ruins em outros locais. Especificamente para o Brasil, pouco foi encontrado na literatura sobre esse assunto.

Algumas metodologias encontradas na literatura foram aplicadas no presente estudo, tendo sido observado, no entanto, a necessidade de um ajuste nos valores propostos para os condicionantes locais. Dessa maneira, optamos por utilizar a metodologia mais simplificada, dado que não é objetivo do trabalho o estudo de melhores técnicas de mascaramento de nuvens para a área de estudo. Assim, partindo de valores apresentados na literatura e por tentativa e ajuste, foram aplicados os seguintes limiares para cada uma das imagens selecionadas:

Tabela 2 – Valores de limiares utilizados para mascaramento de nuvens.

DJ	Bandas																		
	1	2	3	4		1	2	3	4		1	2	3	4		1	2	3	4
19	15	27	280	280	139	7	27	288	288	244	10	20	283	283	323	18	26	288	288
84	15	27	280	280	153	7	11	284	284	258	10	21	284	284	324	18	25	288	288
85	10	27	285	285	154	7	11	284	284	259	10	21	284	284	327	18	25	288	288
91	10	27	285	285	155	7	15	284	284	272	10	21	284	284	330	18	38	288	288
92	10	27	285	285	156	7	15	284	284	273	10	21	284	284	331	18	36	288	288
93	10	27	285	285	171	7	15	280	280	280	10	21	284	284	332	18	36	288	288
99	10	27	285	285	177	7	15	280	280	292	15	23	284	284	334	18	36	288	288
126	10	27	285	285	184	7	15	280	280	294	15	25	284	284	335	18	36	288	288
127	10	27	285	285	196	7	11	282	282	295	15	25	290	290	349	18	36	288	288
128	10	27	285	285	210	7	20	282	282	301	18	22	288	288	357	18	36	290	288
138	7	27	288	288	241	10	20	283	283	304	18	25	288	288	358	18	36	290	290

DJ – Dia Juliano

O princípio físico utilizado é que as nuvens possuem alta reflectância nas bandas 1 e 2 (faixa do visível e do infra-vermelho próximo) e baixa emitância na faixa do termal (banda 4 e 5), uma vez que são mais frias que a superfície.

Outra questão a ser avaliada antes de iniciar o processamento visando o cálculo dos parâmetros necessários, é a identificação de focos de queimadas. Nesses pontos, a temperatura da superfície é extremamente alta, o que poderá fornecer parâmetros sem significado físico, dentro do processamento.

Pereira et al. (2004) apresentam as técnicas de processamento executadas pelo CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do INPE) em nível operacional. O INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) também possui monitoramento dos focos de queimadas utilizando as imagens do NOAA/AVHRR. Nesse último, o critério utilizado é a

temperatura de brilho do canal 3. São considerados focos de queimadas os pixels com temperatura de brilho igual ou superior a 320 K. No presente trabalho, esse valor foi modificado para 325 K.

A todos os pixels classificados como nuvens ou focos de queimada foi atribuído o valor de falha. Uma tentativa de preenchê-los com uma média dos valores vizinhos não foi bem sucedida porque esses pixels vizinhos às áreas classificadas como nuvens, em geral, apresentaram algum nível de contaminação, gerando assim descontinuidades irreais na superfície. Esse efeito de borda às nuvens ocorre por razão do grande tamanho do pixel da imagem AVHRR. A fim de eliminar os pixels das bordas das nuvens que não foram mascarados, foi utilizado um filtro que classifica os mesmos como nuvem se localizado ao lado de qualquer pixel inicialmente classificado como nuvem.

4.2 Balanço de Radiação

Esta fase tem por objetivo calcular o balanço de radiação, principal entrada para os modelos de balanço de energia. O fluxograma dessa etapa é apresentado na figura abaixo.

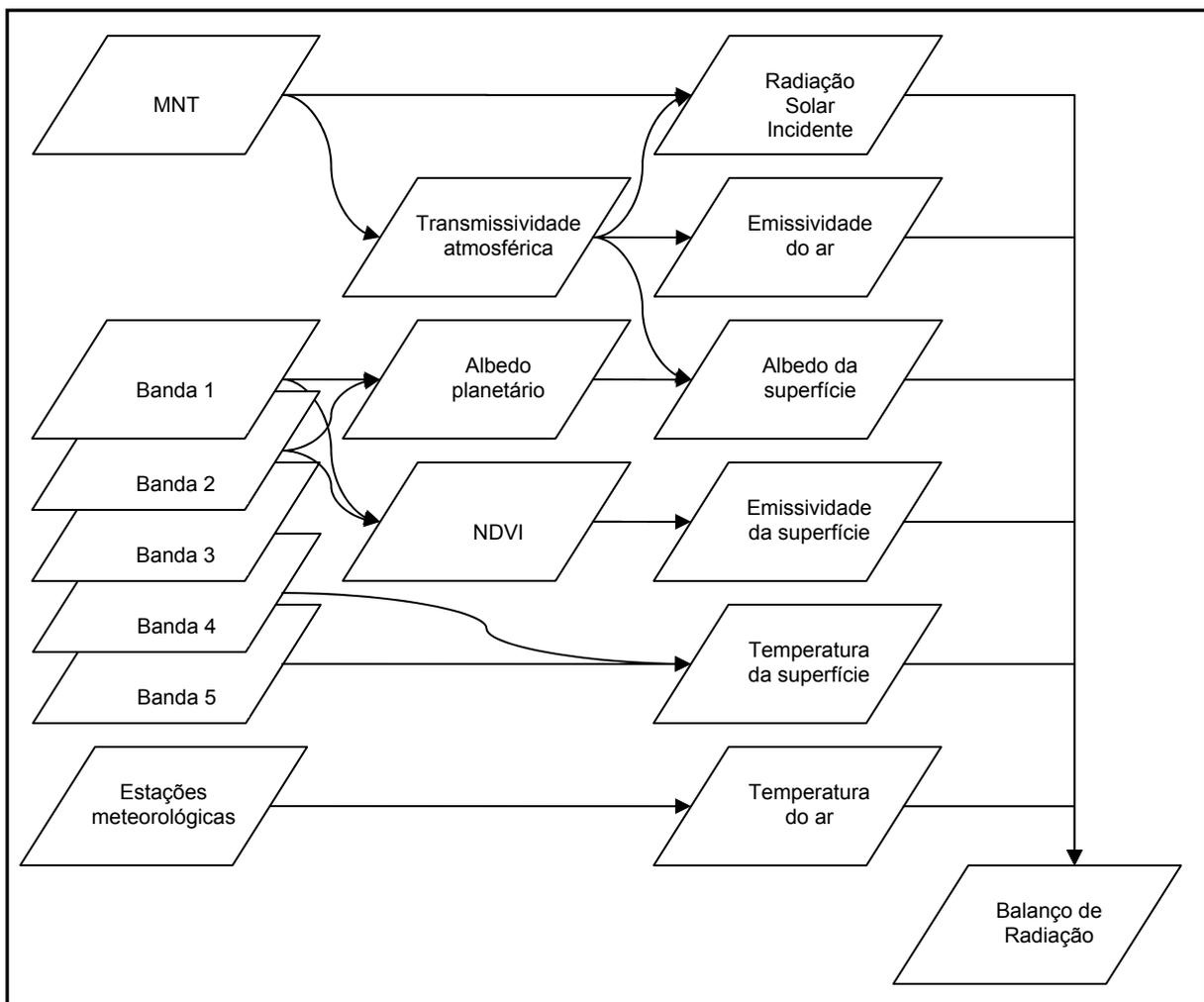


Figura 34 – Fluxograma do cálculo do balanço de radiação.

4.2.1 Albedo da Superfície

Segundo Pinker (1985) o albedo é definido como a razão entre a radiação eletromagnética refletida e incidente num certo intervalo de comprimento de onda e a reflectância refere-se a um específico comprimento de onda e direção. Silva (2004) define albedo como a refletividade de uma superfície no domínio da radiação eletromagnética de 0.3 a 3.0 μm . Logo, uma vez conhecidos os valores das reflectâncias espectrais das bandas 1 e 2, que são observações no topo da atmosfera, procede-se o cálculo do albedo planetário. Hucek e Jacobowitz (1995), citados por Silva (2004), propuseram a seguinte combinação linear:

$$\alpha_{\text{TOA}} = 0.40 * \alpha_1 + 0.43 * \alpha_2 + 2.2 \quad (4.5)$$

em que: α_1 e α_2 são as reflectâncias espectrais dos canais 1 e 2, respectivamente (em %).

A retirada dos efeitos atmosféricos, para a obtenção do albedo da superfície, é feita por meio de uma equação linear (equação 4.6). Os parâmetros α_a e τ_{sw} são o albedo da atmosfera e a transmitância atmosférica de dois sentidos, respectivamente (Roerink, et al., 2000).

$$\alpha_{\text{co}} = \frac{\alpha_{\text{TOA}} - \alpha_a}{\tau_{\text{sw}}^2} \quad (4.6)$$

Bastiaanssen (2000) recomenda, para o parâmetro α_a o valor 0.03, apesar desse coeficiente variar de 0.025 a 0.04. O parâmetro τ_{sw} , para dias de céu claro, pode ser estimado para cada pixel em função da altitude z (Allen et al., 2002):

$$\tau_{\text{sw}} = 0.75 + (2 \times 10^{-5} \times z) \quad (4.7)$$

O ajuste dos parâmetros α_a e τ_{sw}^2 foi feito, por sua vez, segundo metodologia proposta por Allen et al. (2002), em que com o valor do albedo da superfície conhecido em dois pixels, é possível ajustar os parâmetros mediante um sistema de equações lineares. Foram então escolhidas duas áreas de lagoa e campo, onde se estimou ter valores de albedo iguais a 0.6 e 0.18. Estes valores foram arbitrados segundo tabelamentos obtidos na literatura. Os ajustes para os parâmetros em questão estão na Tabela 3

Tabela 3 – Valores do parâmetros α_a e τ_{sw}^2 ajustados.

DJ	α_a	τ_{sw}^2									
19	0.059	0.415	139	0.039	0.338	244	0.045	0.282	323	0.050	0.447
84	0.053	0.425	153	0.038	0.173	258	0.046	0.388	324	0.064	0.305
85	0.042	0.527	154	0.039	0.191	259	0.052	0.327	327	0.043	0.489
91	0.044	0.352	155	0.033	0.264	272	0.040	0.372	330	0.042	0.700
92	0.033	0.467	156	0.039	0.283	273	0.054	0.337	331	0.044	0.587
93	0.045	0.461	171	0.028	0.321	280	0.039	0.367	332	0.054	0.411
99	0.043	0.298	177	0.036	0.237	292	0.076	0.306	334	0.046	0.405
126	0.040	0.217	184	0.040	0.302	294	0.056	0.474	335	0.040	0.542
127	0.034	0.273	196	0.039	0.213	295	0.055	0.406	349	0.070	0.311
128	0.036	0.300	210	0.034	0.309	301	0.073	0.322	357	0.051	0.586
138	0.035	0.318	241	0.045	0.325	304	0.055	0.444	358	0.047	0.482

4.2.2 Índice de Vegetação

O índice de vegetação utilizado foi o Índice de Vegetação das Diferenças Normalizadas NDVI, calculado segundo a equação abaixo:

$$NDVI = \frac{\alpha_2 - \alpha_1}{\alpha_2 + \alpha_1} \quad (4.8)$$

em que: α_2 e α_1 são as reflectâncias dos canais 2 e 1 do AVHRR, respectivamente.

4.2.3 Temperatura da Superfície

A literatura apresenta uma série de formulações para o cálculo da temperatura da superfície. As principais incertezas na estimativa da temperatura da superfície referem-se aos efeitos da absorção atmosférica e da emissividade da superfície. A fim de minimizar esses efeitos, várias formulações têm sido propostas, apesar de ainda não existir um método totalmente satisfatório (Silva, 2004).

Entre as metodologias elaboradas para estimar a temperatura da superfície, uma das mais utilizadas denomina-se *split-window*, ou método multi-canal. Essa técnica consiste na correção do efeito da atenuação atmosférica sobre a temperatura de brilho através do uso das temperaturas de brilho de dois ou até três canais, uma vez que as bandas espectrais se caracterizam por transmitâncias atmosféricas diferentes (Lorenzetti e Araújo, 2004).

Silva (2004) apresentou dois métodos pesquisados na literatura do assunto, propostos por Ouaidrari et al. (2002) e que tiveram por objetivo fornecer modelos passíveis de aplicação em diversos ambientes. Neste estudo, foram obtidos coeficientes que podem

ser usados amplamente em diferentes áreas do globo. O modelo aplicado é resultado de modificações introduzidas por Ouaidrari et al. (2002) no algoritmo proposto por Sobrino et al. (1997) e tem a seguinte formulação:

$$T_o = A + B \times T_4 + C \times (T_4 - T_5) + D \times (T_4 - T_5)^2 + (E \times TV + F) \times (1 - \varepsilon) \quad (4.9)$$

em que: T_o é a temperatura da superfície (K), T_4 e T_5 são as temperaturas de brilho dos canais 4 e 5 (K), respectivamente, $A = 12,3626$, $B = 0,9549$, $C = 1,8474$, $D = 0,2038$, $E = 2,0049$, $F = 52,3183$, TV o conteúdo total de vapor de uma coluna de ar que se estende da superfície ao topo da atmosfera (variando de 0 a 7 g.cm⁻²) e ε a emissividade da superfície.

O parâmetro TV foi testado para várias temperaturas de brilho e apresentou pouca sensibilidade. Como não se dispunha de medidas deste parâmetro, normalmente obtido de medidas de perfis atmosféricos, foi adotado um valor fixo de 5 g cm⁻². A emissividade da superfície pode ser estimada em função do NDVI, conforme formulação a seguir apresentada pela equação 4.13.

4.2.4 Radiação Líquida

A radiação líquida foi obtida por meio da equação (2.49). Os termos dessa equação foram obtidos segundo metodologia apresentada por Bastiaanssen (2000).

O primeiro termo do balanço de radiação é a radiação incidente de ondas curtas.

$$R_s = S_o \times \cos Z \times \tau_{sw} \times dr \quad (4.10)$$

em que: R_s é a radiação incidente de ondas curtas (em W m⁻²), S_o é a constante solar (1367 W m⁻²), Z é o ângulo zenital solar, τ_{sw} é a transmissividade atmosférica e dr é o inverso do quadrado da distância Terra-Sol em unidade astronômica.

O ângulo zenital solar, para áreas planas, é função do dia do ano, da latitude e da hora do dia. Em áreas montanhosas, a declividade e a direção das encostas são variáveis importantes no balanço de radiação. Na presente metodologia, a influência do terreno foi considerada, tendo sido utilizada a equação (2.42).

O inverso do quadrado da distância Terra-Sol pode ser calculado pela equação abaixo:

$$dr = 1 + 0.033 \times \cos\left(DJ \times \frac{2\pi}{365}\right) \quad (4.11)$$

em que: DJ é o dia Juliano.

A radiação de onda longa emitida pela superfície é calculada em função da TST, utilizando lei de Stefan-Boltzmann, em que a radiação de onda longa emitida por determinado corpo é proporcional a quarta potência da sua temperatura:

$$R_{\text{emit}} = \varepsilon_o \times \sigma \times T_o^4 \quad (4.12)$$

em que: ε_o é a emissividade da superfície ($0 < \varepsilon_o < 1$), σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5.72 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).

A emissividade da superfície foi calculada com base nos valores do NDVI, segundo formulação proposta por Van de Griend e Owe (1993), citado por Silva (2004):

$$\varepsilon_o = 1.009 + 0.047 \ln(\text{NDVI}) \quad (4.13)$$

O componente da radiação de onda longa emitida pela atmosfera é dado pela seguinte expressão:

$$R_{\text{atm}} = 1.08 \times [-\ln(\tau_{\text{sw}})]^{0.265} \times \sigma \times T_a^4 \quad (4.14)$$

em que: τ_{sw} é a transmissividade da atmosfera e T_a é a temperatura do ar (K). No presente caso, foi utilizada uma cobertura interpolada com as temperaturas do ar registradas em algumas estações meteorológicas do estado, obtidas às 15:00 hs. No restante das estações em que não se dispunha desses dados, foram utilizadas as temperaturas máximas registradas no dia. Foi utilizada a hipótese que a temperatura máxima ocorre, em geral muito próximo do horário da passagem do satélite (após o meio dia).

4.3 *Balanço de Energia*

4.3.1 Fluxo de calor no solo

Na literatura pesquisada, foram encontradas somente duas formulações para o cálculo do calor do solo a partir de imagens de satélite (equações 2.63 e 2.64). Essas equações relacionam o quociente G/R_n em função da temperatura da superfície, albedo e índice de vegetação. Assim, o ideal seria efetuarmos esse ajuste para a área de interesse, mas a obtenção dessa função exigiria a medição de fluxos de calor no solo e radiação líquida para uma série de localidades, e essas informações são de difícil aquisição. Desta maneira, para alvos com NDVI maior que zero, foi utilizada a equação mais recentemente formulada, ou seja, a equação (2.63). Para as superfícies líquidas, ou seja, com NDVI negativo, foi considerado o termo G como sendo metade da radiação líquida, conforme recomendações encontradas na literatura (Allen et al., 2002).

4.3.2 Fluxo de calor sensível – SEBAL

O cerne do SEBAL está no cálculo do calor sensível. O mesmo é feito utilizando uma medida da velocidade do vento e temperatura da superfície, feita por uma estação presente ou perto da cena, no momento mais próximo possível da passagem do satélite. Foram utilizados registros de velocidade do vento obtidos às 15:00 horas (hora local), medida mais próxima do momento da passagem do satélite.

Allen et al. (2002), recomenda dividir a cena da imagem se a mesma contiver uma grande variedade de usos de solo e feições. Como a área utilizada é bastante grande, a mesma foi dividida em quatro regiões hidrográficas. Cada região possui uma estação com medida de velocidade de vento localizada dentro do seu limite. Assim, para cada imagem, o algoritmo foi executado em cada uma das regiões. A Figura 35 mostra as regiões e as respectivas estações com dados de velocidade do vento.

O cálculo do calor sensível utiliza a equação (2.73) e a hipótese de que a diferença entre as temperaturas aerodinâmicas (δT_a) é uma relação linear, função da temperatura da superfície. Assim, temos:

$$\delta T_a = a + b \times T_o \quad (4.15)$$

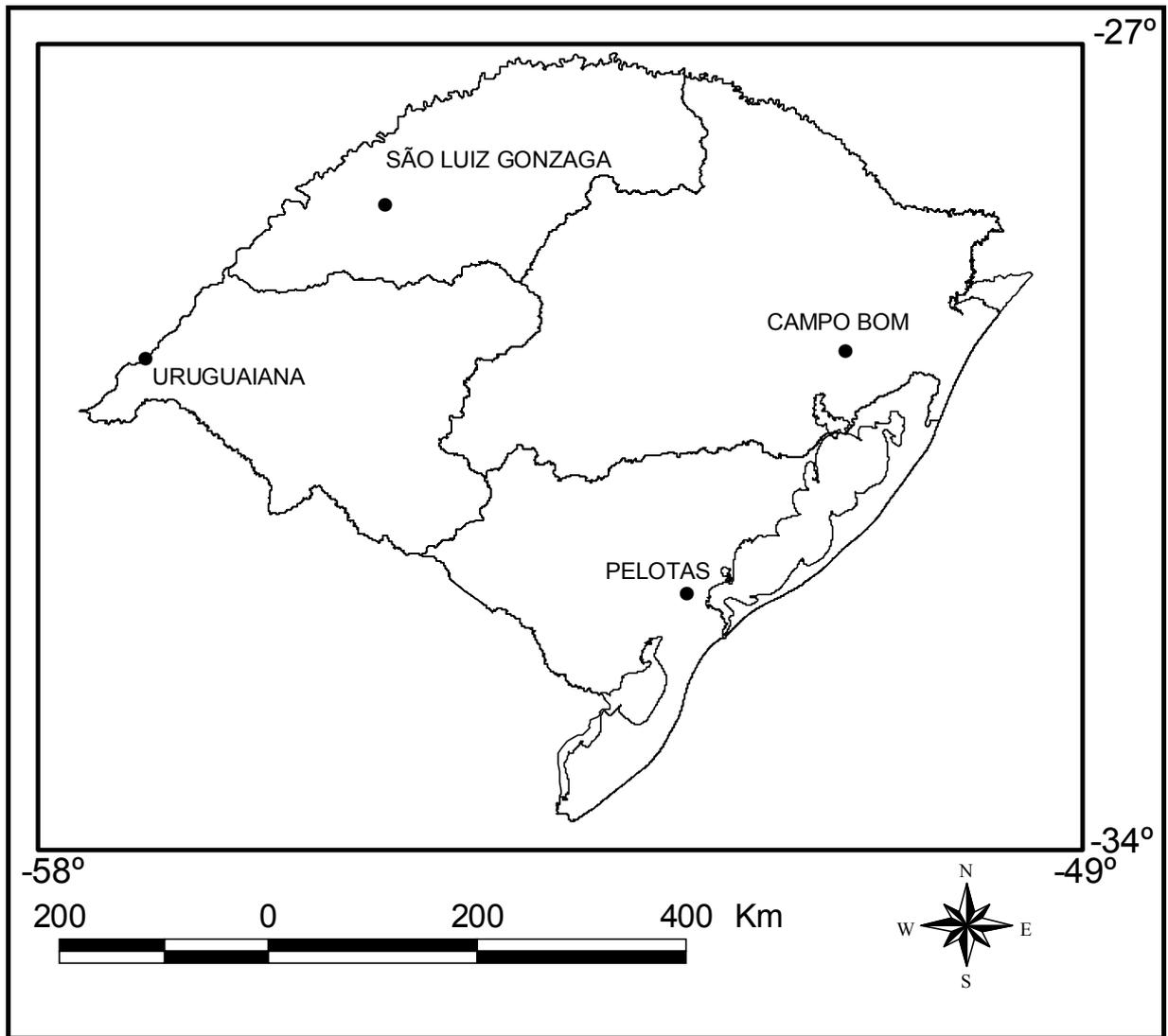


Figura 35 – Regiões hidrográficas e localização da estação meteorológica correspondente.

Os coeficientes dessa equação linear são ajustados a partir de um treinamento, com dois pixels âncoras, escolhidos na imagem que se está processando. Esses pixels, denominados pixel frio e quente, são dois locais escolhidos na imagem, um representando uma área úmida (e fria) e outro uma área seca (e quente). Dessa maneira, a hipótese utilizada pelo SEBAL é que no pixel frio, toda a energia disponível é utilizada na evapotranspiração, sendo o calor sensível nulo, e no pixel quente, a energia disponível é utilizada somente para aquecer o ar, inexistindo transporte de umidade. Teremos, então, um sistema de duas equações e duas incógnitas, o que permite obter os coeficientes **a** e **b** da equação 4.15.

$$H^{pf} = \frac{\rho_a c_p (a + b \times T_o^{pf})}{r_{ah}^{pf}} = 0 \quad (4.16)$$

$$R_n^{pq} = \frac{\rho_a c_p (a + b \times T_o^{pq})}{r_{ah}^{pq}} + G_o^{pq} \quad (4.17)$$

em que: os índices pf e pq, são pixel frio e pixel quente, respectivamente.

Nas aplicações encontradas na literatura, a escolha desses pixels é feita manualmente. A literatura recomenda a escolha de um corpo d'água ou uma área irrigada para o pixel frio e uma área de solo exposto para o pixel quente (Allen et al., 2002). Como no presente trabalho foram selecionadas 44 imagens, e cada imagem dividida em 4 regiões, a escolha manual desse pixels âncora é uma tarefa extremamente volumosa. Dessa maneira, foi proposto um procedimento automático.

O procedimento desenvolvido é baseado na escolha de pixels a partir da definição de duas faixas de temperatura da superfície, uma para o pixel frio e outra para o pixel quente. Essas faixas foram escolhidas a partir de uma distância da média do histograma de freqüências da temperatura da superfície, conforme o Gráfico 13.

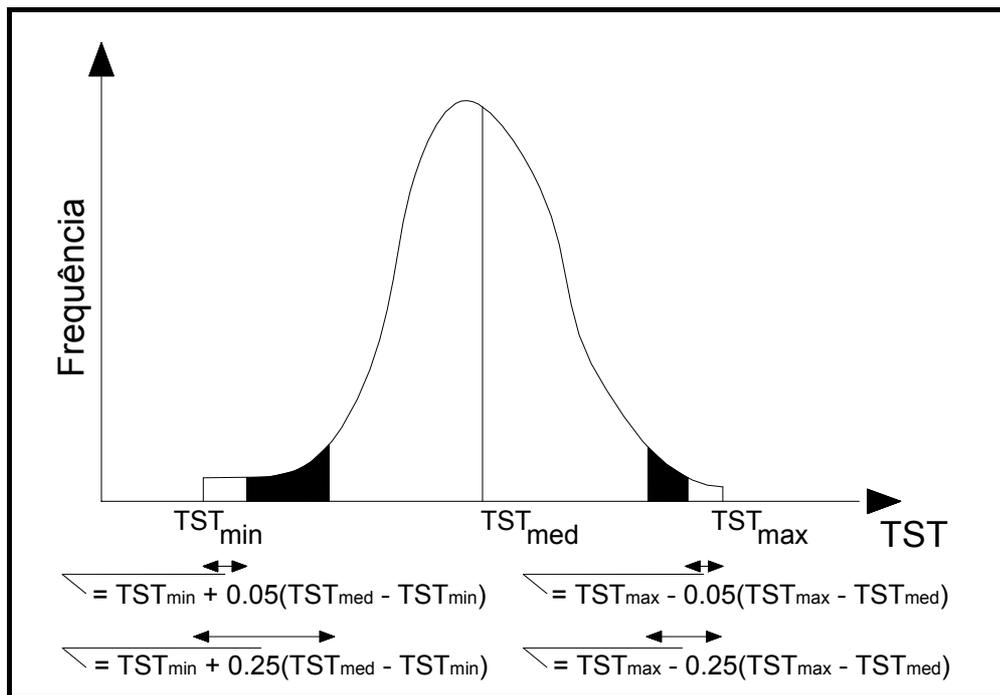


Gráfico 13 – Histograma de freqüências da temperatura da superfície para seleção dos pixels âncora.

São selecionados, então, todos os pixels com temperaturas de superfícies entre esses intervalos e procura-se selecionar os pixels com características espectrais as mais parecidas possível de áreas irrigadas e de solo desnudo. No caso de áreas irrigadas, foram selecionados aqueles pixels com NDVI maior que 0.5. Para solo exposto, o critério foi NDVI maior que zero e menor que 0.4. São computados, então, a temperatura média das áreas

irrigadas e solos desnudos e escolhidos aqueles pixels com temperatura mais próxima dessas médias. Na hipótese de não existirem pixels classificados como áreas irrigadas ou solo exposto dentro dos limites de temperatura, escolhem-se os pixels com maior NDVI, para o caso de área irrigada, e menor NDVI não negativo para o solo desnudo.

Uma vez estabelecidos os pixels âncora, é possível obter todas as variáveis do sistema de equações, exceto a resistência aerodinâmica (r_{ah}). O cálculo da mesma envolve a utilização de uma medida da velocidade do vento em uma estação e a altura média da vegetação circundante à mesma. Admite-se a hipótese de atmosfera em condição de estabilidade neutra. A equação utilizada é a seguinte:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \times k} \quad (4.18)$$

em que: z_1 e z_2 são normalmente adotados igual a 0.1 e 2 metros. A variável a ser encontrada aqui é a velocidade de fricção para cada pixel da cena. Para tanto, utiliza-se um procedimento que inicia com o cálculo dessa velocidade na estação de medição.

A velocidade de fricção na estação (u_*^{est}) é calculada a partir da medida de velocidade do vento (u_x) e da altura média da vegetação (h) presente no local em que foi medida. No caso desta última variável, o correto é visitar a estação e avaliar uma altura média da vegetação circundante. No presente trabalho, como estamos trabalhando com 4 estações distribuídas em todo o estado, não foi possível fazer essa avaliação, tendo sido arbitrada uma altura de 3 centímetros para todas as estações. Assim, com o coeficiente de rugosidade local, utiliza-se um perfil logaritmo de velocidade de vento para a condição de estabilidade neutra. Logo:

$$z_{om} = 0.12 \times h \quad (4.19)$$

$$u_*^{est} = \frac{k \times u_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om}}\right)} \quad (4.20)$$

em que: z_{om} é a rugosidade da superfície para o transporte de calor (m), z_x é a altura do anemômetro e u_x é a velocidade do vento.

Na hipótese de a medida de velocidade do vento ser nula, foi admitido um valor inicial de 0.1 m s^{-1} . A literatura pesquisada não apresenta procedimento nesse caso nem

aborda essa hipótese. Além disso, foi constatado que, para baixas medidas de velocidade de vento, o cálculo iterativo que se procederá não converge. Assim, nesse caso, foi proposto um aumento no valor da velocidade do vento com intervalo de 0.1 m s^{-1} , até que o processo de cálculo atinja convergência. Em geral, isso só ocorre com valores maiores que 0.6 m s^{-1} .

Ainda sob a condição de estabilidade atmosférica neutra, é calculada a velocidade do vento (u_{ref}) a uma altura de referência (*blending height* - z_{ref}), nível em que o efeito da rugosidade da superfície sobre o escoamento do ar é considerado nulo. Em geral, utilizam-se 100 ou 200 metros, tendo sido utilizado 100 metros. Assim:

$$u_{\text{ref}} = u_* \frac{\ln\left(\frac{z_{\text{ref}}}{z_{\text{om}}}\right)}{k} \quad (4.21)$$

Com o valor da velocidade do vento em um nível bem acima da superfície, é calculada a velocidade de fricção para todos os pixels (u_*), por meio da hipótese de que u_{ref} é constante para toda a cena. Assim temos:

$$u_* = \frac{u_{\text{ref}} k}{\ln\left(\frac{z_{\text{ref}}}{z_{\text{om}}}\right)} \quad (4.22)$$

em que: z_{om} é a rugosidade para o transporte de momentum para cada pixel pode ser obtida de duas maneiras (Allen et al., 2002). A primeira é por meio de um mapa de uso do solo, em que valores de rugosidade obtidos na literatura podem ser atribuídos a classes de uso. A Tabela 4 apresenta alguns valores. A segunda maneira é calcular utilizando o NDVI e o albedo, por meio de relações empíricas.

Tabela 4 – Valores de rugosidade para o transporte de momentum para classes de uso do solo.

Classe	z_{om} (m)
Água	0.0005
Cidade	0.2
Florestas	0.5
Pasto	0.02
Deserto com vegetação	0.1
Neve	0.005

$$z_{om} = \exp \left[a \left(\frac{NDVI}{r_o} \right) + b \right] \quad (4.23)$$

Os coeficientes **a** e **b** adotados foram 0.7361 e -3.8687, respectivamente, obtidos por meio do ajuste da plotagem de $\ln(z_{om})$ x $NDVI/r_o$ de alguns pixels amostrais que representem tipos de vegetação locais e outras coberturas (Gráfico 14). Os valores de NDVI e albedo utilizados foram valores médios das 44 imagens utilizadas. O uso do albedo para modificar o NDVI tem por objetivo auxiliar a distinção entre alturas diferentes de vegetação que possuem semelhantes NDVI (Allen et al., 2002).

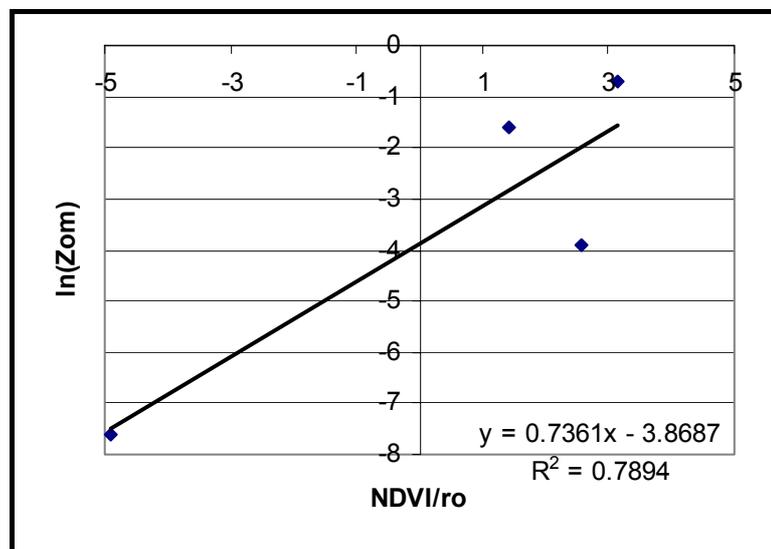


Gráfico 14 – Ajuste da plotagem de $\ln(z_{om})$ x $NDVI/r_o$ de alguns pixels amostrais.

Assim, por meio das equações (4.18) a (4.23), é possível obter uma cobertura com valores de resistência aerodinâmica e calor sensível para toda a cena. Ressalta-se, novamente, que sob a hipótese de condição de estabilidade neutra da atmosfera. Nesse instante, após a resolução do sistema de equações, a fim de obter os coeficientes **a** e **b**, inicia-se um processo iterativo a fim de corrigir a condição de estabilidade da atmosfera. Essa correção é feita aplicando a teoria de Monin-Obukhov. O fluxograma desse processo iterativo está apresentado na Figura 36.

O comprimento de Monin-Obukhov (L) é utilizado para definir as condições de estabilidade da atmosfera (Silva, 2004) e é calculado por meio da seguinte expressão:

$$L = - \frac{\rho_a C_p u_*^3 T_o}{k g H} \quad (4.24)$$

em que: g é o módulo do campo gravitacional (9.81 m s^{-2}) e H é o fluxo de calor sensível (W m^{-2}).

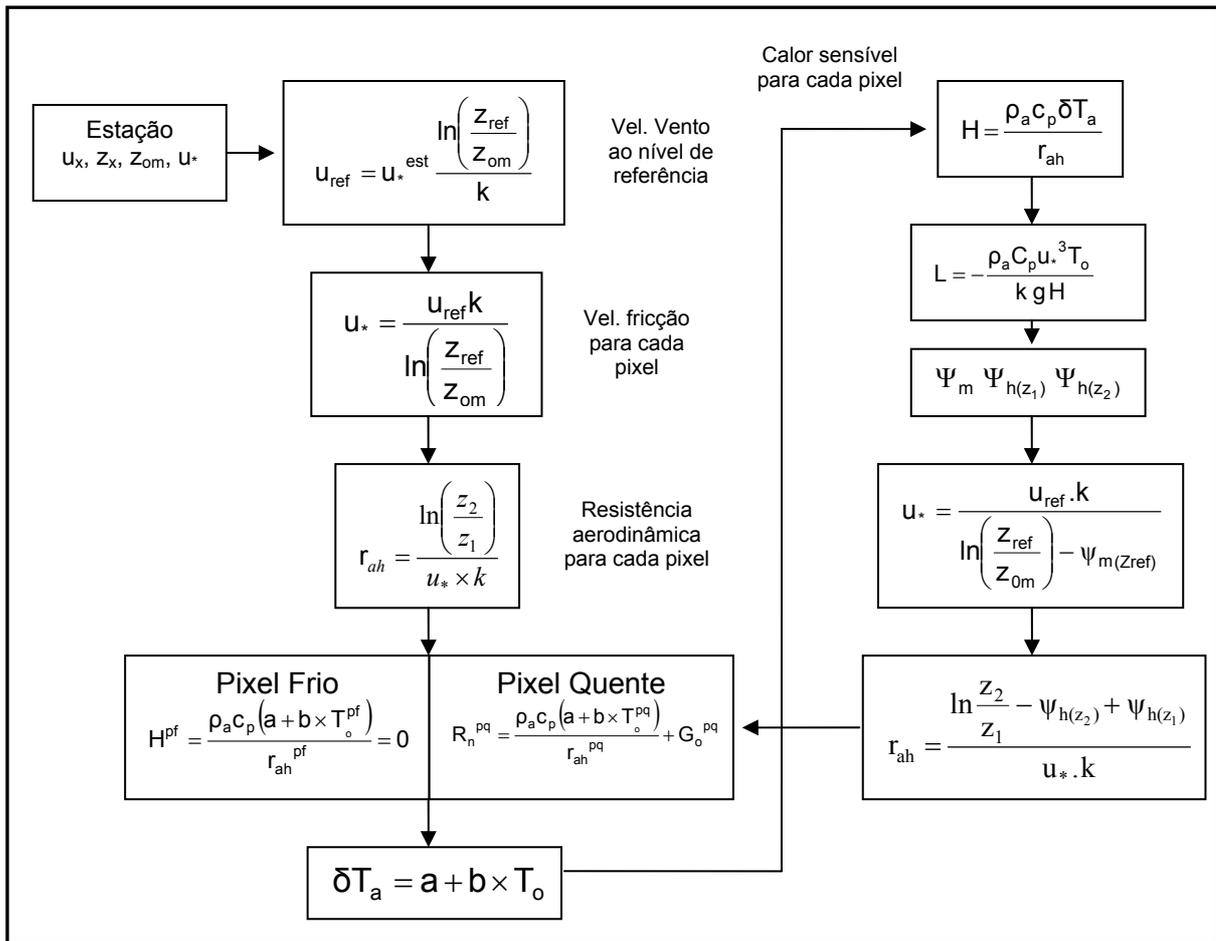


Figura 36 – Fluxograma das etapas do processamento de calor sensível.

Fonte: Adaptado de Allen et al., 2002.

Os valores de L definem as condições de estabilidade da seguinte forma: se $L < 0$, a atmosfera é considerada instável; se $L > 0$, a atmosfera é considerada estável e se $L = 0$, a atmosfera é considerada neutra (Silva, 2004). Dependendo das condições atmosféricas, os valores das correções de estabilidade para o transporte de momentum (ψ_m) e de calor (ψ_h) deverão ser considerados. Para essa correção, Allen et al. (2002) recomenda utilizar as formulações propostas por Paulson (1970) e Webb (1970):

- Se $L < 0$ (condição de instabilidade):

$$\psi_{m(\text{ref})} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(\text{ref})}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + x_{(\text{ref})}^2}{2} \right) - 2 \arctg(x_{(\text{ref})}) + 0,5\pi \quad (4.25)$$

$$\Psi_{h(z_2)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(z_2)}^2}{2} \right) \quad (4.26)$$

$$\Psi_{h(z_1)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(z_1)}^2}{2} \right) \quad (4.27)$$

em que:

$$x_{(\text{ref})} = \left(1 - 16 \frac{100}{L} \right)^{0,25} \quad (4.28)$$

$$x_{(z_2)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0,25} \quad (4.29)$$

$$x_{(z_1)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L} \right)^{0,25} \quad (4.30)$$

• Se $L > 0$ (condição de estabilidade):

$$\Psi_{m(\text{ref})} = -5 \left(\frac{100}{L} \right) \quad (4.31)$$

$$\Psi_{m(z_2)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (4.32)$$

$$\Psi_{m(z_1)} = -5 \left(\frac{0,1}{L} \right) \quad (4.33)$$

• Se $L = 0$ (condição de neutralidade):

$$\Psi_m = 0 \text{ e } \Psi_h = 0 \quad (4.34)$$

O valor corrigido para a velocidade de fricção e resistência aerodinâmica é dado pelas seguintes equações:

$$u_* = \frac{u_{\text{ref}} \cdot k}{\ln \left(\frac{z_{\text{ref}}}{z_{0m}} \right) - \Psi_{m(z_{\text{ref}})}} \quad (4.35)$$

$$r_{\text{ah}} = \frac{\ln \frac{z_2}{z_1} - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* \cdot k} \quad (4.36)$$

Obtidos os valores r_{ah} , retoma-se o sistema de equações para novo cálculo do calor sensível, sucessivamente, até que ocorra convergência nos coeficientes. Bastiaansen (2000) afirma que aproximadamente cinco iterações são suficientes para obter aproximações satisfatórias.

4.3.3 Fluxo de calor latente – SEBAL

O fluxo de calor latente é computado como resto da equação de balanço de energia instantânea, uma vez que todos os demais termos são conhecidos, ou seja, radiação líquida, fluxo de calor no solo e fluxo de calor sensível.

$$LE = R_n - H - G \quad (4.37)$$

4.3.4 Fluxo de calor sensível e latente – S-SEBI

O cálculo dos fluxos de calor latente e sensível por meio do S-SEBI não ocorre separadamente, mas por meio da fração evaporativa (Λ). A base teórica do método foi apresentada na revisão bibliográfica. De acordo com a mesma, a fração evaporativa pode ser estimada considerando a distribuição da temperatura e albedo. O fluxograma das entradas e variáveis calculadas no S-SEBI está apresentado na Figura 37.

O ajuste das retas que irão fornecer o valor da fração evaporativa foi feito manualmente, mediante plotagem em um gráfico, estando no eixo das abscissas o albedo e a temperatura da superfície.

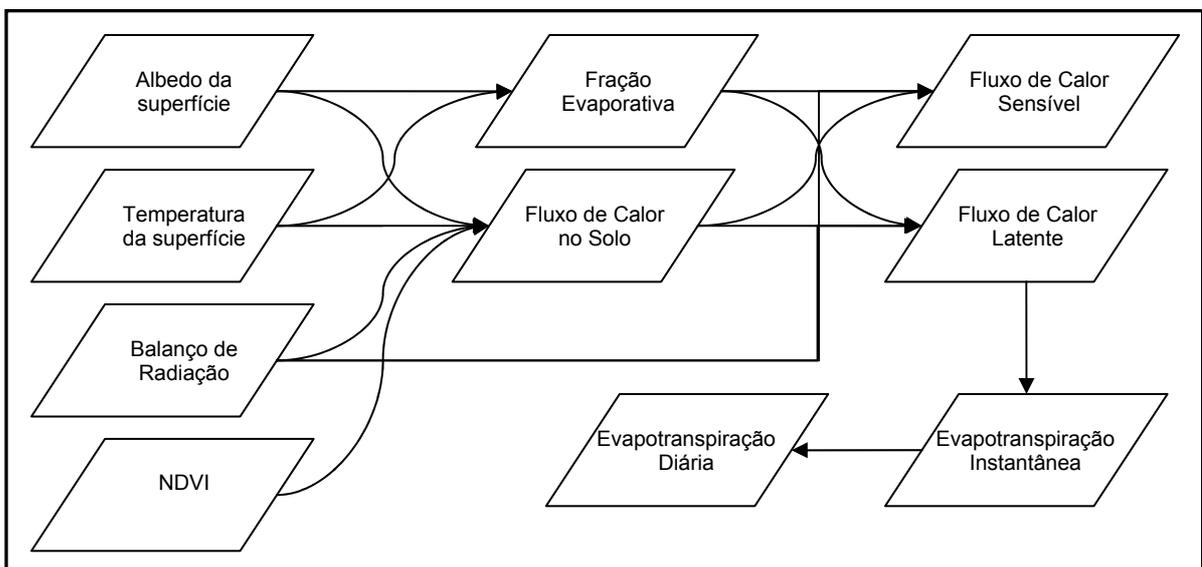


Figura 37 – Fluxograma do cálculo do balanço de energia e evapotranspiração por meio do S-SEBI.

$$T_H = a_H + b_H \times r_o \quad (4.38)$$

$$T_{LE} = a_{LE} + b_{LE} \times r_o \quad (4.39)$$

$$\Lambda = \frac{a_H + b_H \times r_o - T_o}{a_H - a_{LE} + (b_H - b_{LE}) \times r_o} \quad (4.40)$$

em que: a_H , a_{LE} , b_H e b_{LE} são os coeficientes de ajuste, T_o é a temperatura da superfície e r_o é o albedo da superfície.

O Gráfico 15 apresenta os gráficos albedo versus temperatura da superfície e os ajustes das retas para a imagem do dia 19 de janeiro. Os demais ajustes estão nos anexos.

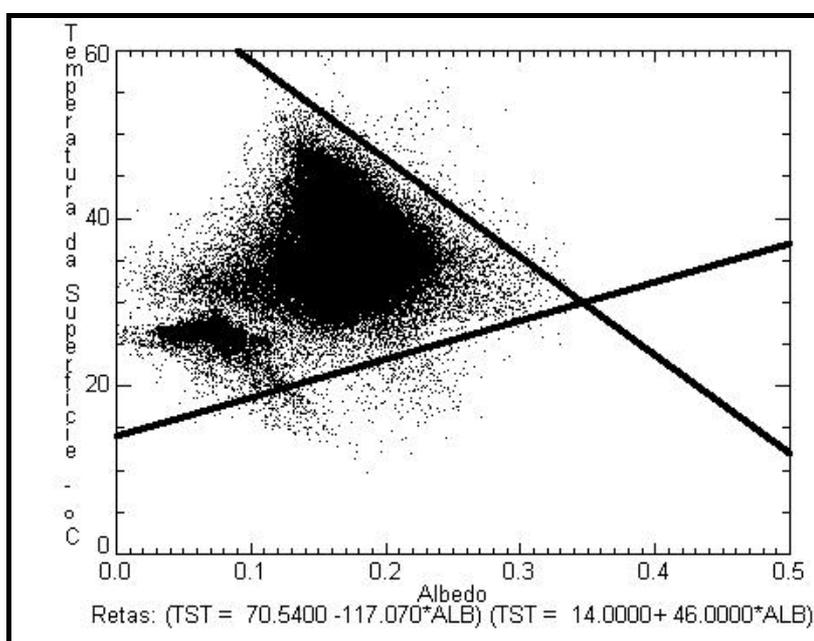


Gráfico 15 – Ajuste das retas T_H e T_{LE} para a imagem do dia 19/01/98.

Os fluxos são calculados a partir da radiação líquida, calor do solo e da fração evaporativa segundo as seguintes equações:

$$H = (1 - \Lambda) \times (R_n - G_o) \quad (4.41)$$

$$LE = \Lambda \times (R_n - G_o) \quad (4.42)$$

4.4 Evapotranspiração

A última etapa da metodologia é o cálculo propriamente dito da evapotranspiração, obtido a partir dos valores de calor latente encontrados.

4.4.1 Evapotranspiração instantânea

Calculados os fluxos componentes do balanço de energia, é possível calcular a evapotranspiração instantânea por meio da equação:

$$ET_i = 3.6 \times \frac{LE}{\lambda} \quad (4.43)$$

em que: ET_i é dado em mm/h, LE em $W m^{-2}$ e λ é o calor latente de vaporização (em $J g^{-1}$).

O calor latente de vaporização é calculado pela equação abaixo:

$$\lambda = 2497 - 2.37 \times T_a \quad (4.44)$$

em que: T_a é a temperatura do ar (em $^{\circ}C$).

4.4.2 Evapotranspiração de referência

Foram calculadas a evapotranspiração de referência instantânea em quinze localidades do Estado do Rio Grande do Sul, utilizando para tanto, dados médios diários e dados adquiridos às 15:00 horas, em relação à hora local. Esse momento é muito próximo da passagem do satélite. Para o cálculo da evapotranspiração de referência diária foi utilizada a equação (2.21) e para a evapotranspiração de referência instantânea a equação 4.45. A diferenças entre as equações está nas unidades das medidas.

$$ET_{oi} = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{37}{T_{hr} + 273} u_2 (e^{\circ}(T_{hr}) - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (4.45)$$

em que: ET_{oi} é a evapotranspiração de referência instantânea ($mm\ hora^{-1}$), R_n é a radiação líquida para superfície de referência ($MJ\ m^{-2}\ hora^{-1}$), G_o é o fluxo de calor do solo ($MJ\ m^{-2}\ hora^{-1}$), T_{hr} é a temperatura média horária do ar media a 2 metros de altura ($^{\circ}C$), u_2 é a velocidade do vento medida a 2 metros ($m\ s^{-1}$), e_s é a pressão de vapor de saturação (kPa), e_a é a pressão de vapor (kPa), Δ é a declividade da curva de pressão de vapor ($kPa\ ^{\circ}C^{-1}$) e γ é a constante psicrométrica ($kPa\ ^{\circ}C^{-1}$).

4.4.3 Evapotranspiração diária

Uma vez estabelecidos os valores de evapotranspiração real, obtidos pelo SEBAL e S-SEBI, e de evapotranspiração de referência instantânea, o quociente entre essas grandezas fornece um coeficiente, denominado de fração evapotranspiratória de referência (ETrF). Esse coeficiente possui o mesmo significado físico do produto do coeficiente de cultura (Kc) pelo coeficiente de estresse hídrico (Ks), conforme equação 2.15, e é função do tipo de cobertura da superfície.

$$ETrF = \frac{ETi}{EToi} \quad (4.46)$$

em que: ETi é a evapotranspiração real instantânea (mm hora⁻¹) calculada pelo SEBAL ou pelo S-SEBI e EToi é a evapotranspiração de referência instantânea (mm hora⁻¹) calculada pela equação de Penman-Monteith com os dados das 15:00 hs.

A literatura afirma que o termo ETrF apresenta comportamento aproximadamente constante para um período de alguns dias. Assim, com a série de evapotranspiração de referência diária é possível obter a série de evapotranspiração real, por meio da equação 4.47. A evapotranspiração de referência diária é calculada com os dados médios diários obtidos nas estações meteorológicas utilizadas:

$$ETd = ETrF \times ETo \quad (4.47)$$

em que: ETd é a evapotranspiração real (mm dia⁻¹), ETrF é a fração de referência e ETo é a evapotranspiração de referência (mm dia⁻¹).

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

O presente capítulo tem por objetivo apresentar os resultados gerados, analisá-los e compará-los com outros valores encontrados na literatura. Como a área analisada é muito extensa, optou-se por escolher algumas regiões representativas de certos tipos de coberturas predominantes no Estado do Rio Grande do Sul e de interesse específico. Essas classes são: campo, área cultivada, floresta, área urbana, lagoa e banhado.

A área de campo escolhida localiza-se na porção centro-oeste do Estado, próximo à fronteira com o Uruguai, também denominada região da Campanha, e é caracterizada por pastagens naturais e uso extensivo para a pecuária. A amostra representativa de áreas cultivadas foi selecionada na região do Planalto, localizada na faixa noroeste, próxima à fronteira com a Argentina. Essa região é fortemente utilizada para a produção agrícola, caracterizada, principalmente, pela produção de culturas como soja e milho. A área florestada escolhida está localizada nas encostas da Serra Gaúcha, região essa coberta por grande porção de Mata Atlântica. A área urbana é a Região Metropolitana de Porto Alegre, à beira Lagoa do Guaíba. Com especial interesse, visando avaliar a evaporação e a evapotranspiração em banhados, selecionamos uma área na Lagoa dos Patos, o maior corpo d'água do Estado, e uma pequena porção da Estação Ecológica do Taim, reserva ecológica que possui grande importância ambiental.



Figura 38 – Localização das amostras utilizadas para análise.

Os dados apresentados nas tabelas desse capítulo são valores médios, máximos, mínimos e desvio padrão da média dos pixels dentro dos polígonos delimitadores das classes nas 44 imagens utilizadas (Figura 38). Ou seja, os valores máximos e mínimos não são valores extremos de um pixel de uma determinada classe, mas extremos dentro do ano de 1998. Com o objetivo de observar essa variação temporal, foram gerados gráficos das variáveis utilizadas para calcular a evapotranspiração com 44 pontos para cada uma das classes.

Além dos gráficos com as variações temporais das classes representativas utilizadas no decorrer do ano, foram geradas coberturas de todo o Estado com valores médios nas 44 datas em questão. Essas figuras têm por objetivo visualizar a variabilidade espacial da evapotranspiração e das variáveis intermediárias.

Cabe ressaltar que existe uma deficiência de imagens no início do ano. Nos três primeiros meses do ano existem somente três imagens. A primeira, no dia 19 de janeiro e a segunda, somente no dia 25 de março, período que totaliza 76 dias sem observação. Em geral, trata-se do período com as mais altas demandas evaporativas.

5.1 Georreferenciamento

A primeira etapa do processamento digital das imagens de satélite consiste no georreferenciamento. No presente trabalho, foi utilizado um sistema de georreferenciamento orbital devido ao grande número de imagens utilizadas. Esse tipo de correção geométrica apresenta, em geral, menor precisão. A Figura 39 mostra o limite do Estado do Rio Grande do Sul, em formato vetorial, sobreposta à duas imagens utilizadas. São apresentadas três regiões em detalhe: o extremo oeste, no encontro do Rio Quaraí com o Rio Uruguai, o Rio Uruguai na fronteira noroeste com a Argentina e uma faixa do litoral gaúcho. Notadamente, podemos perceber uma diferença entre o georreferenciamento das duas imagens.

A baixa precisão no georreferenciamento observado na Figura 39 traz algumas incertezas quando desejamos obter uma série temporal de alguma variável em determinado local. Por esse motivo, foi decidido trabalhar com um polígono representativo das classes de interesse e não somente um pixel. Além disso, quando efetuada uma análise pontual, como será visto no item 5.15, onde valores de evaporação e evapotranspiração real da cultura do milho foram comparados com as estimativas geradas, foi utilizada um valor médio de uma janela de 5 x 5 pixels, como ilustra a Figura 40.

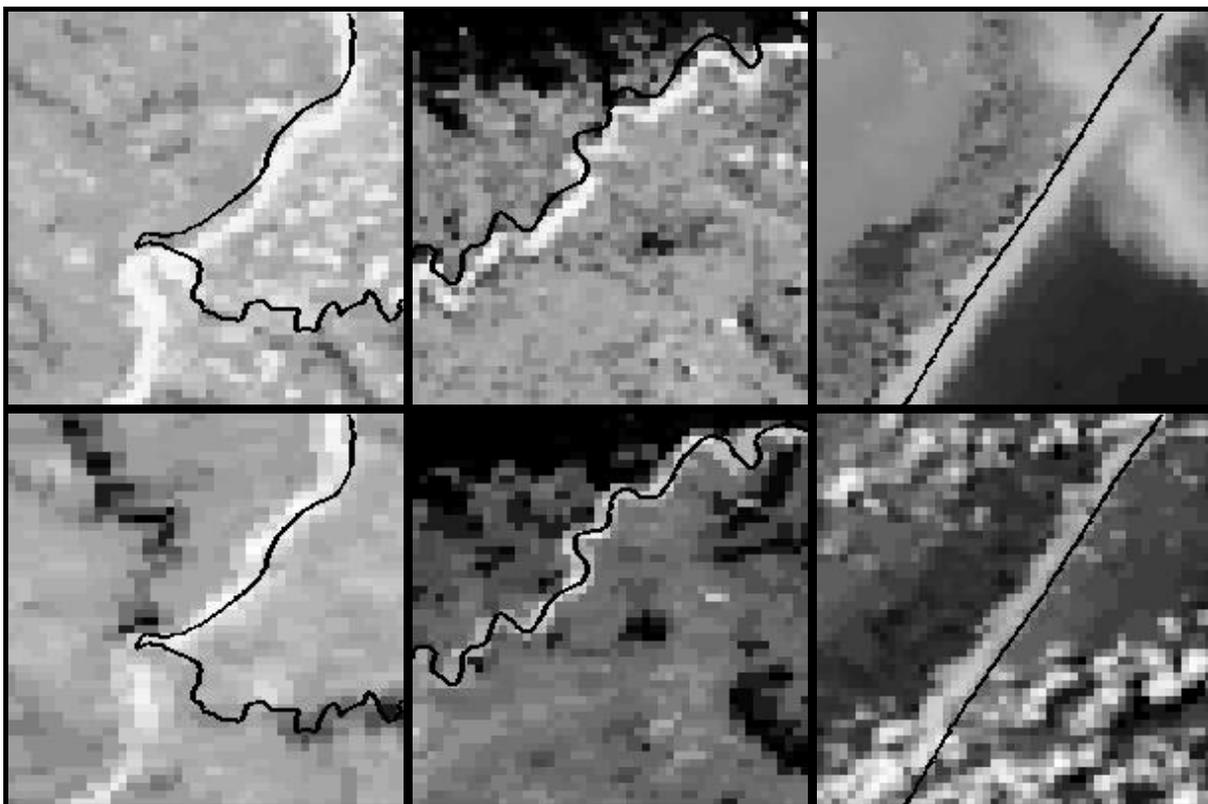


Figura 39 – Diferenças observadas no georreferenciamento em duas imagens (19/01/1998 superior e 25/03/98 inferior).

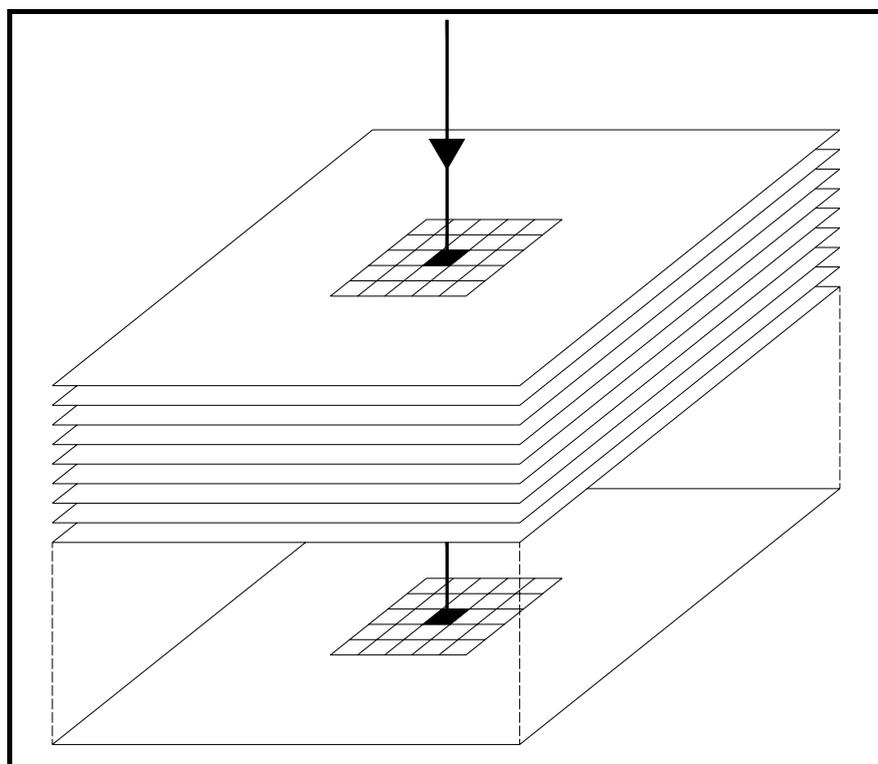


Figura 40 – Seqüência de coberturas e janela 5 x 5 para análise pontual.

5.2 Albedo da superfície

A Tabela 5 apresenta as estatísticas da variável albedo para as seis classes representativas da cobertura do Estado do Rio Grande do Sul. Verificamos que a classe lagoa apresenta um valor médio menor que as demais classes (0.07), existindo pouca variação entre as demais classes.

Tabela 5 – Estatísticas do albedo por classe para as imagens de 1998.

	Lagoa	Campo	Área cultivada	Floresta	Área urbana	Banhado
Média	0.07	0.18	0.16	0.16	0.15	0.14
Máximo	0.18	0.19	0.21	0.36	0.24	0.21
Mínimo	0.04	0.11	0.10	0.07	0.07	0.07
Desvio Padrão	0.025	0.011	0.033	0.060	0.047	0.034

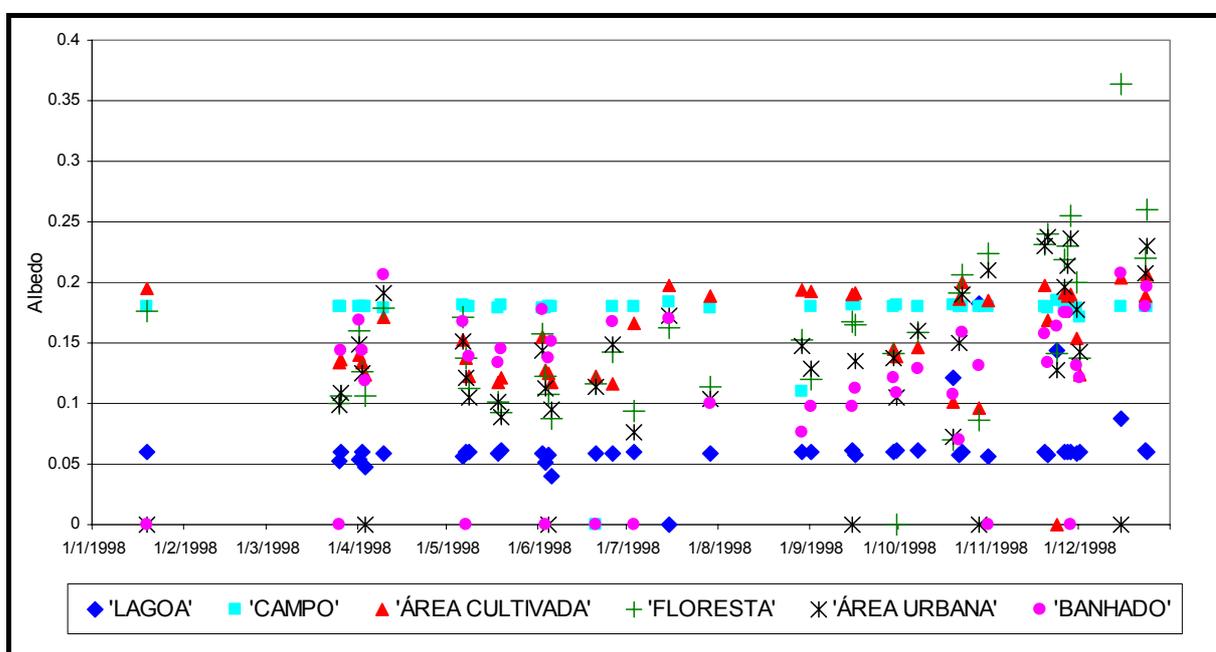


Gráfico 16 – Variação anual do albedo durante o ano de 1998.

Ao observar o Gráfico 16, é possível notar que as classes lagoa e campo apresentam um comportamento constante ao longo do ano, o que não ocorre para as demais classes. Isto se deve à metodologia de cálculo do albedo da superfície, uma vez que o mesmo é obtido a partir do albedo planetário e do ajuste de dois parâmetros retirados do ajuste das classes lagoa e campo. Outro fato importante a ser comentado é o aumento dos valores do albedo da superfície as demais classes, a partir da segunda metade do ano. Essa variação provavelmente está relacionada com a diminuição significativa das precipitações observadas na segunda parte do ano.

Allen et al. (2002) afirmam que o albedo dos corpos d'água pode variar de 0.025 a 0.348, dependendo do ângulo solar de elevação. Para grama ou pasto, essa variação é de

0.15 a 0.25. Para as culturas de milho e arroz, essa variação é de 0.14 a 0.22 e 0.17 a 0.22, respectivamente. Ainda segundo os mesmos autores, florestas coníferas e decíduas apresentam os seguintes valores: 0.10 a 0.15 e 0.15 a 0.20, respectivamente.

Bezerra (2004), em duas imagens LANDSAT de dezembro de 2000 e outubro de 2001, encontrou, para uma porção do lago de Sobradinho na Bahia, trecho de montante do Rio São Francisco e demais açudes, valores de albedo que variaram de 0.7 a 0.14, com uma média de 0.11. Para áreas irrigadas com fruticulturas e vegetação nativa típica do bioma Caatinga, foi encontrado um valor médio de albedo de 0.22. As duas imagens utilizadas apresentaram, ainda, para solos desprovidos de cobertura, albedos superiores à 0.43. Nas duas cenas estudadas, os valores variaram de 0.7 e 0.51, com médias em torno de 0.22 a 0.23. Em ambas imagens, uma análise dos histogramas demonstrou que houve pouca variação no albedo de um ano para o outro.

A Figura 41 mostra a distribuição espacial média do albedo obtido das 44 imagens utilizadas.

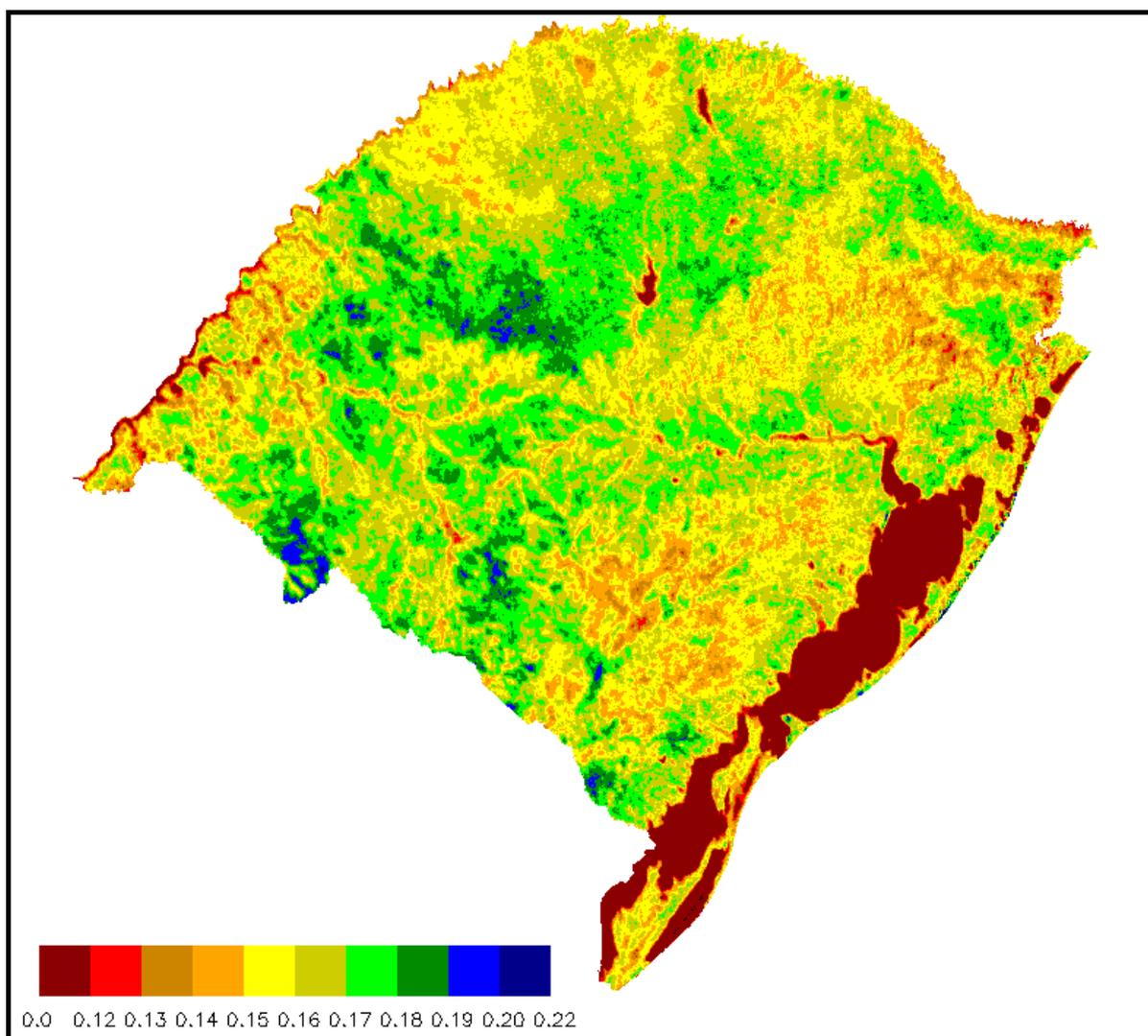


Figura 41 – Albedo médio do ano de 1998.

5.3 Índice de Vegetação

Os índices de vegetação têm por objetivo ressaltar o comportamento espectral de coberturas vegetadas em relação a outros alvos e são bons indicadores de biomassa. No caso específico do NDVI, esse índice, em teoria, varia de -1 a 1, sendo negativo para água e quanto mais próximo de 1, maior a presença de vegetação.

A Tabela 6 apresenta as estatísticas do NDVI para as imagens trabalhadas. A classe área urbana apresentou o menor índice (0.21) e a classe lagoa apresentou o valor negativo esperado (-0.32). Em relação às coberturas vegetadas, a classe com maior NDVI é a floresta (0.5), seguida do campo (0.46), banhado (0.39) e área cultivada (0.38). Cabe ressaltar que devido à dinâmica de variação das áreas cultivadas, existe uma forte variação da quantidade de biomassa no decorrer do ano. Isso é evidenciado pelos valores máximo e mínimo (0.66 e 0.22). Já a classe campo, em teoria, apresenta cobertura com maior constância no tempo.

Tabela 6 – Estatísticas do NDVI por classe para as imagens de 1998.

	Lagoa	Campo	Área cultivada	Floresta	Área urbana	Banhado
Média	-0.32	0.46	0.38	0.50	0.21	0.39
Máximo	-0.14	0.60	0.66	0.64	0.33	0.56
Mínimo	-0.40	0.25	0.22	0.30	0.10	0.08
Desvio Padrão	0.06	0.08	0.09	0.08	0.05	0.11

O Gráfico 17 nos permite observar que as classes lagoa e área urbana apresentaram pouca variação anual do NDVI. Outra tendência observada é a diminuição gradual do NDVI para as classes floresta, campo e banhado no decorrer do período de inverno e um aumento da classe área cultivada. Esse aumento do NDVI pode ser efeito do desenvolvimento de alguma cultura de inverno cultivada nessa região.

Bezerra (2004) encontrou os seguintes valores de NDVI: 0.70 para pivô central, 0.13 para solo exposto, 0.3 para vegetação de Caatinga e -0.40 para o Lago Sobradinho.

A Figura 42 apresenta a distribuição média do NDVI no Estado do Rio Grande do Sul no ano de 1998. Podemos verificar que os maiores valores (áreas azuis) estão localizados nos campos altos de cima da Serra e nas encostas do Planalto no centro do Estado. Valores inferiores (0.4 a 0.5) são predominantes no Estado (áreas verdes). Na região do Planalto, fronteira oeste e faixa litorânea encontram-se valores de 0.4 a 0.3, correspondentes, principalmente aos usos agrícolas das culturas da soja, milho e arroz irrigado. Os corpos d'água estão bem delimitados (área vermelhas), com valores negativos.

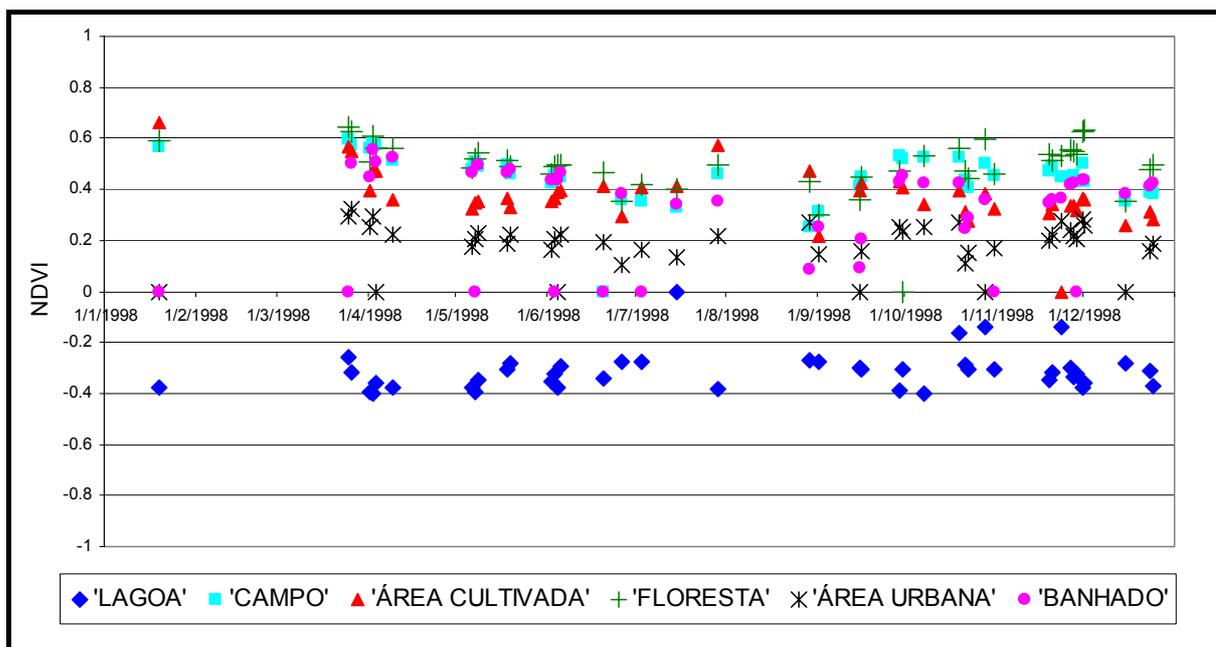


Gráfico 17 – Variação anual do NDVI durante o ano de 1998.

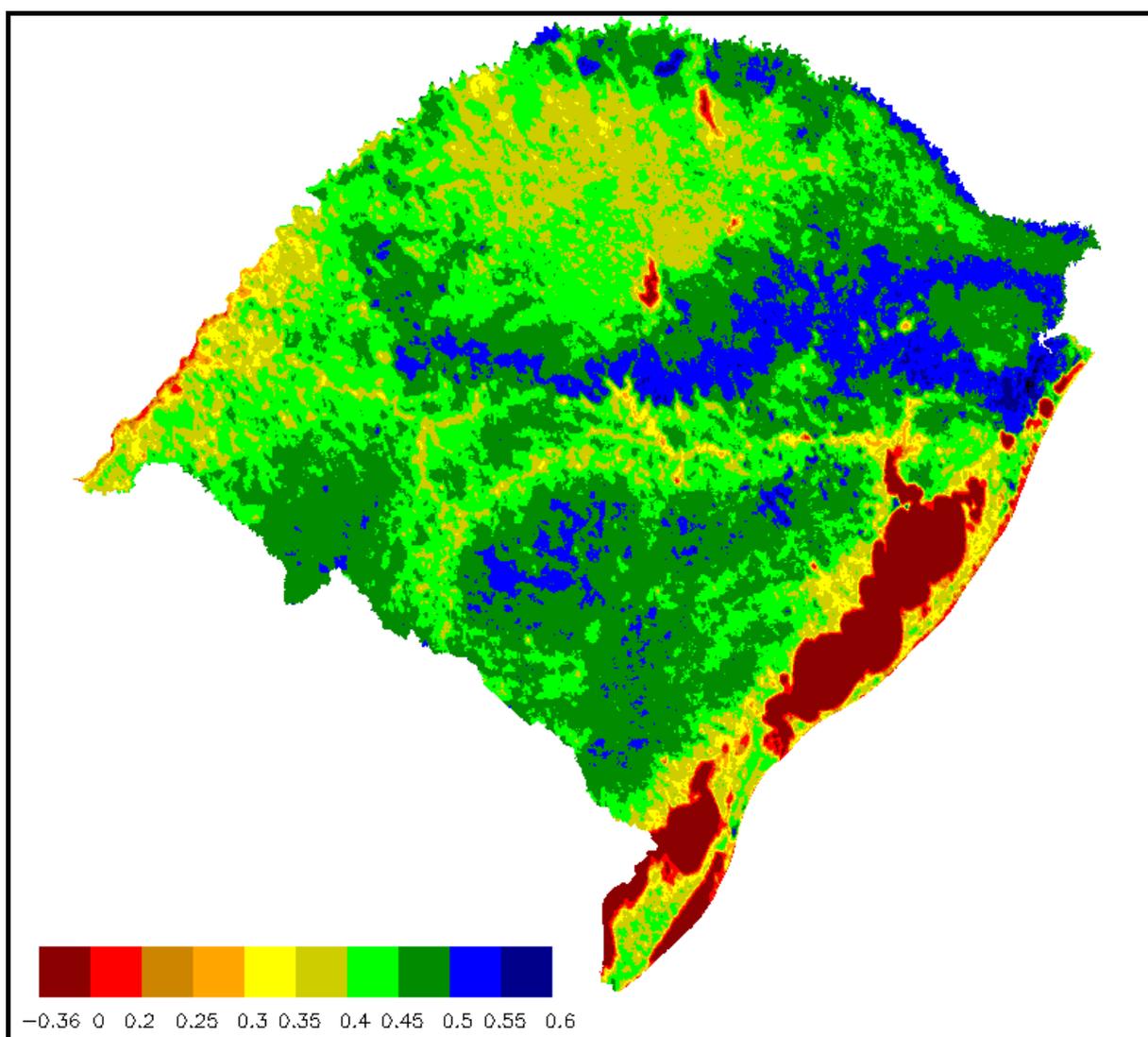


Figura 42 – NDVI médio do ano de 1998.

5.4 Temperatura da superfície

A temperatura da superfície apresentou uma variação bem definida durante o ano. Essa variação é esperada, uma vez que a temperatura é função da radiação solar incidente na superfície. As classes que apresentaram menores temperaturas médias do ano foram a lagoa (21.1) e o banhado (23.5), resultado este esperado. Logo após, estão as classes floresta (25.2) e área cultivada (25.6). As classes restantes apresentaram as seguintes temperaturas: área urbana (31.1) e campo (29.9). Em relação a classe área cultivada, a temperatura do solo apresentou valores altos nos últimos dias de novembro e no mês de dezembro, provavelmente pela baixa quantidade de biomassa ocasionada pelo preparo do solo e início da semeadura das culturas. Além disso, praticamente em todas as imagens, essa foi a classe que apresentou maior temperatura do solo.

Tabela 7 – Estatísticas da Temperatura da Superfície (°C) por classe para as imagens de 1998.

	Lagoa	Campo	Área cultivada	Floresta	Área urbana	Banhado
Média	21.1	29.9	25.6	25.2	31.1	23.5
Máximo	28.4	43.0	50.9	37.7	46.4	30.3
Mínimo	15.5	17.5	17.2	16.3	20.9	13.9
Desvio Padrão	3.3	7.1	9.0	6.0	7.2	4.3

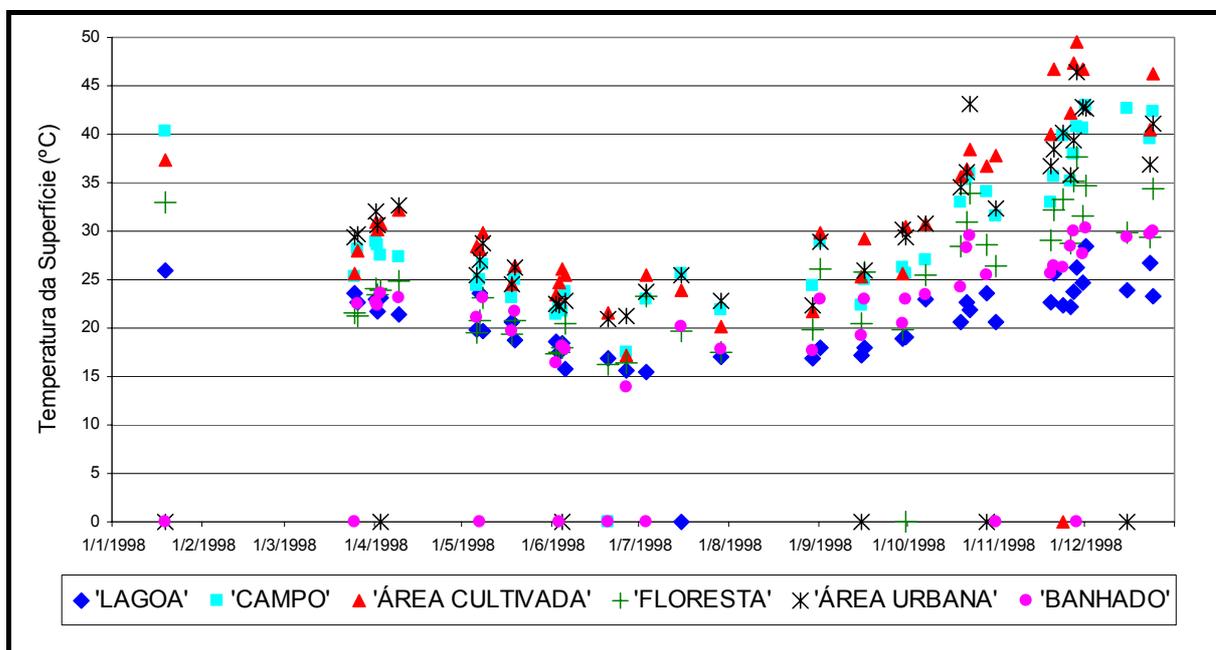


Gráfico 18 – Variação Temperatura da Superfície (°C) durante o ano de 1998.

A distribuição espacial média da temperatura da superfície terrestre do Estado do Rio Grande do Sul está na Figura 43. A faixa de variação foi de 18 a 34 °C. A figura nos permite observar que estão bem evidentes os gradientes de variação da temperatura da superfície em função da latitude e da altitude. Na região mais alta do Estado, ou seja, nas encostas da

Serra junto ao litoral, foram encontradas as menores temperaturas (áreas vermelhas). A pequena faixa litorânea no sul do Estado entre o oceano e a Lagoa Mangueira também apresentou as menores temperaturas. À medida que avançamos em direção ao interior do estado no sentido sudeste-noroeste, a temperatura tende a aumentar. As áreas mais quentes estão junto à fronteira com a Argentina.

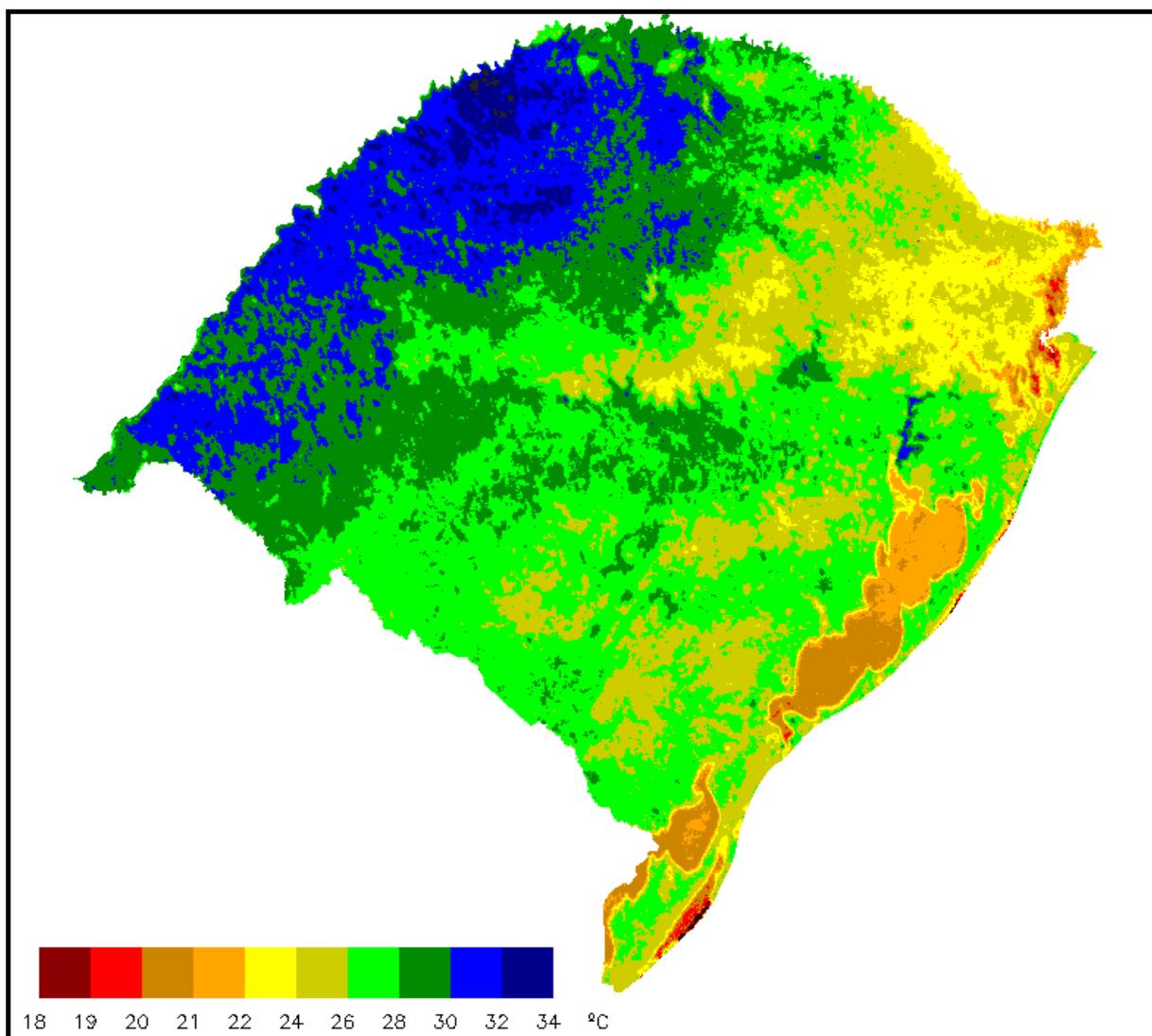


Figura 43 – Temperatura da Superfície Terrestre média do ano de 1998.

5.5 Saldo de Radiação

A Tabela 8 apresenta as estatísticas do saldo de radiação das classes em análise.

Tabela 8 – Estatísticas do Saldo de Radiação ($W m^{-2}$) por classe para as imagens de 1998.

	Lagoa	Campo	Área cultivada	Floresta	Área urbana	Banhado
Média	394.6	306.7	313.7	331.4	306.8	332.2
Máximo	677.7	516.7	537.6	555.7	509.3	519.3
Mínimo	82.7	85.8	118.5	96.0	84.5	67.5
Desvio Padrão	125.8	99.7	107.0	115.6	100.6	119.7

Em termos de média anual, as classes estão ordenadas de forma crescente da seguinte maneira: campo (306.7), área urbana (306.8), área cultivada (313.7), floresta (331.4), banhado (332.2) e lagoa (394.6). Analisando a sua distribuição temporal no ano de 1998, entretanto, podemos verificar algumas características (Gráfico 19). A primeira delas é, como anteriormente verificado, a variação sazonal em formato semelhante a uma senóide, com os maiores valores no verão.

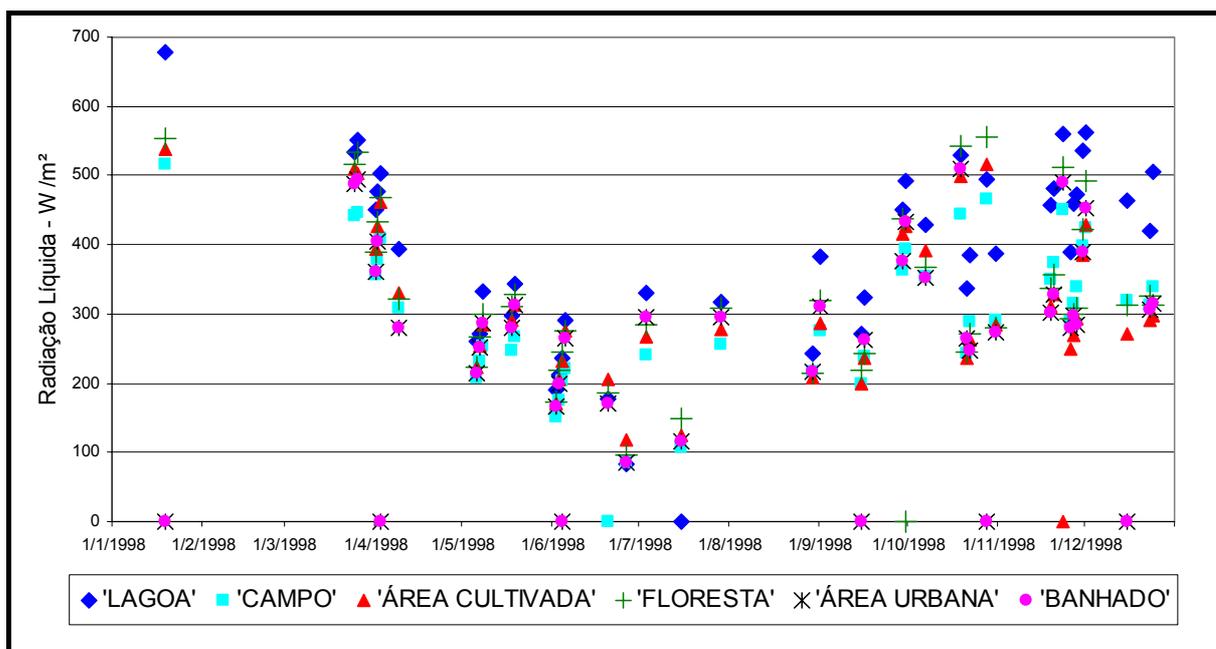


Gráfico 19 – Variação Radiação Líquida ($W m^{-2}$) durante o ano de 1998.

A segunda observação é que, em geral, a classe que apresenta os menores valores, do início do ano até o mês de setembro, é o campo. De setembro até o final do ano, no entanto, os menores valores são da classe área cultivada. Outra constatação é a maior dispersão dos dados no final do ano em relação ao período intermediário. É provável que essa mesma dispersão ocorra no início do ano, mas como existe somente uma imagem nesse período, não é possível verificar este comportamento.

A Figura 44 apresenta a distribuição espacial do saldo de radiação. O saldo de radiação variou de 120 a 520 $W m^{-2}$. É possível verificar que a porção leste do Estado tende a apresentar maiores quantitativos de saldo de radiação, principalmente as áreas de corpos d'água e as áreas com topografia mais altas, como a Serra Gaúcha e a Serra do Sudeste (áreas azuis). A pequena faixa junto ao oceano apresentou baixos valores de saldo de radiação, por ser constituída basicamente de areias e refletir uma grande porção de energia do espectro eletromagnético de ondas curtas (tons em vermelho). Outra região de destaque é o centro do Planalto (tons em amarelo e bege) com valores intermediários.

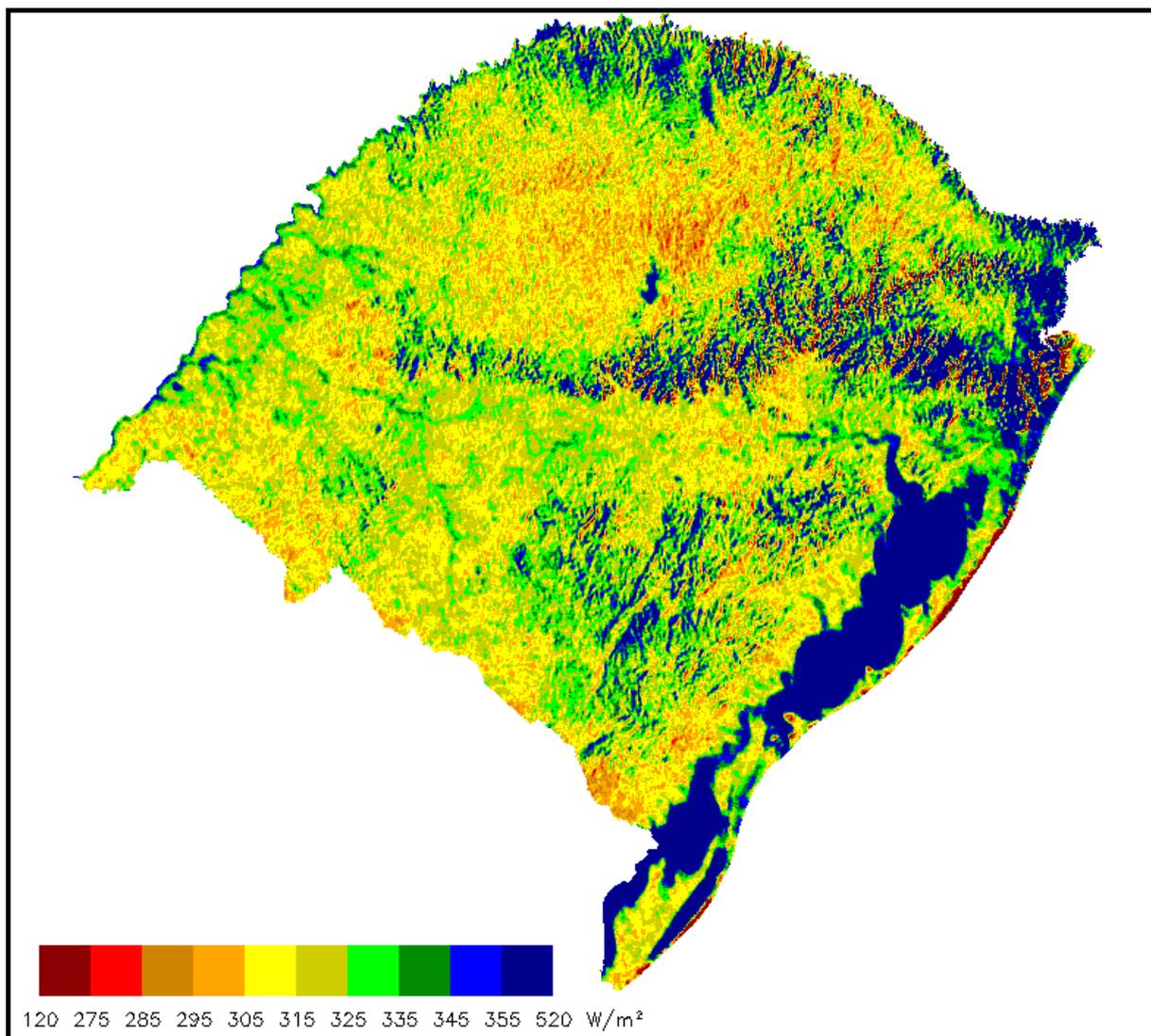


Figura 44 – Saldo de Radiação médio do ano de 1998.

5.6 Fluxo de calor no solo

A Tabela 9 apresenta os valores de Fluxo de Calor do Solo por classe para as imagens de 1998. Em termos médios, as classes podem ser ordenadas, em ordem crescente, da seguinte maneira: floresta (39.5), banhado (41.8), campo (46.3), área urbana (48.7), área cultivada (50) e lagoa (197.3). Com exceção da lagoa que, por ser uma superfície líquida natural, apresenta características termodinâmicas distintas, as classes com maior quantidade de energia utilizada para aquecer o solo são as que apresentam maior influência antrópica.

Tabela 9 – Estatísticas do Fluxo de Calor do Solo ($W m^{-2}$) por classe para as imagens de 1998.

	Lagoa	Campo	Área cultivada	Floresta	Área urbana	Banhado
Média	197.3	46.3	50.0	39.5	48.7	41.8
Máximo	338.9	96.1	99.7	81.3	93.3	73.5
Mínimo	41.4	7.6	9.3	7.5	8.8	4.6
Desvio Padrão	62.9	21.9	22.0	18.0	21.5	18.1

Como o cálculo do Fluxo de Calor do Solo utiliza as variáveis albedo, temperatura da superfície e NDVI, por meio de uma relação empírica, o comportamento senoidal também está presente.

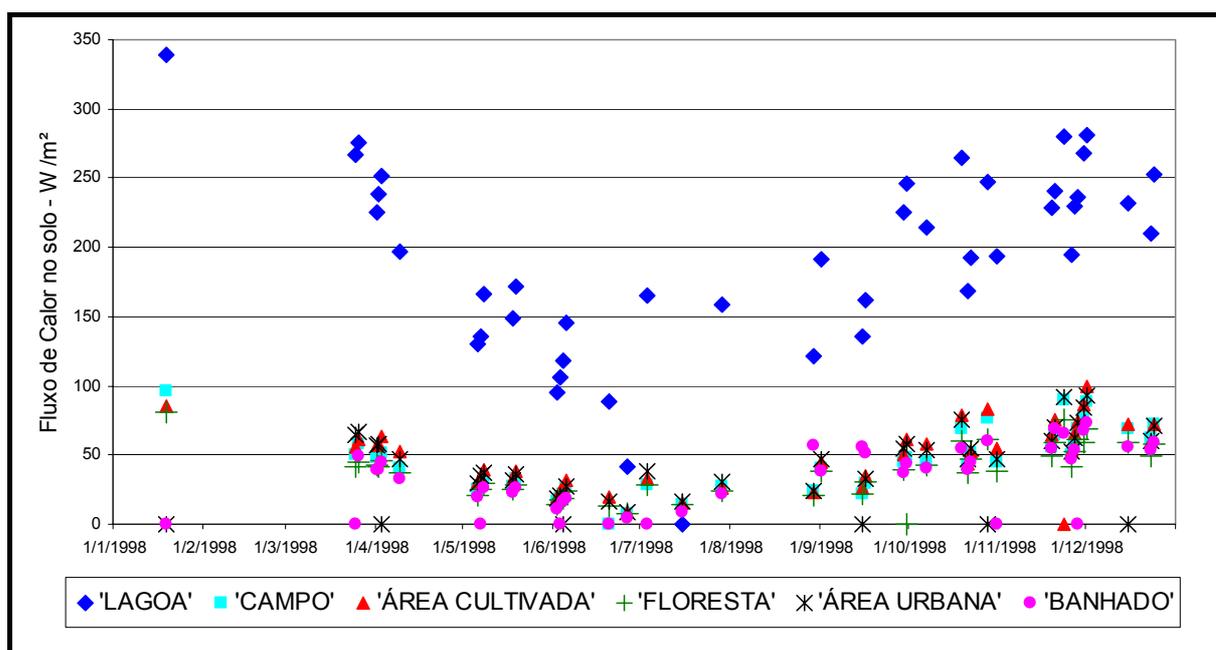


Gráfico 20 – Variação do Fluxo de Calor no Solo ($W m^{-2}$) durante o ano de 1998.

A distribuição espacial média do Fluxo de Calor no Solo está representada na Figura 45. Os valores variaram aproximadamente de 15 a 215 $W m^{-2}$, sendo os maiores valores observados nos corpos d'água (áreas em azul escuro) e os menores valores na porção nordeste do Estado (áreas em tons de vermelho). A metade sul do Estado apresentou em média variação de 38 a 44 $W m^{-2}$ (tons marrons e alaranjados). Em algumas áreas da depressão central e na faixa da fronteira oeste, os valores variaram de 44 a 47 $W m^{-2}$ (cor amarela). Nas áreas do Planalto mais densamente cultivadas, os valores variaram de 50 a 56 $W m^{-2}$ (tons verdes).

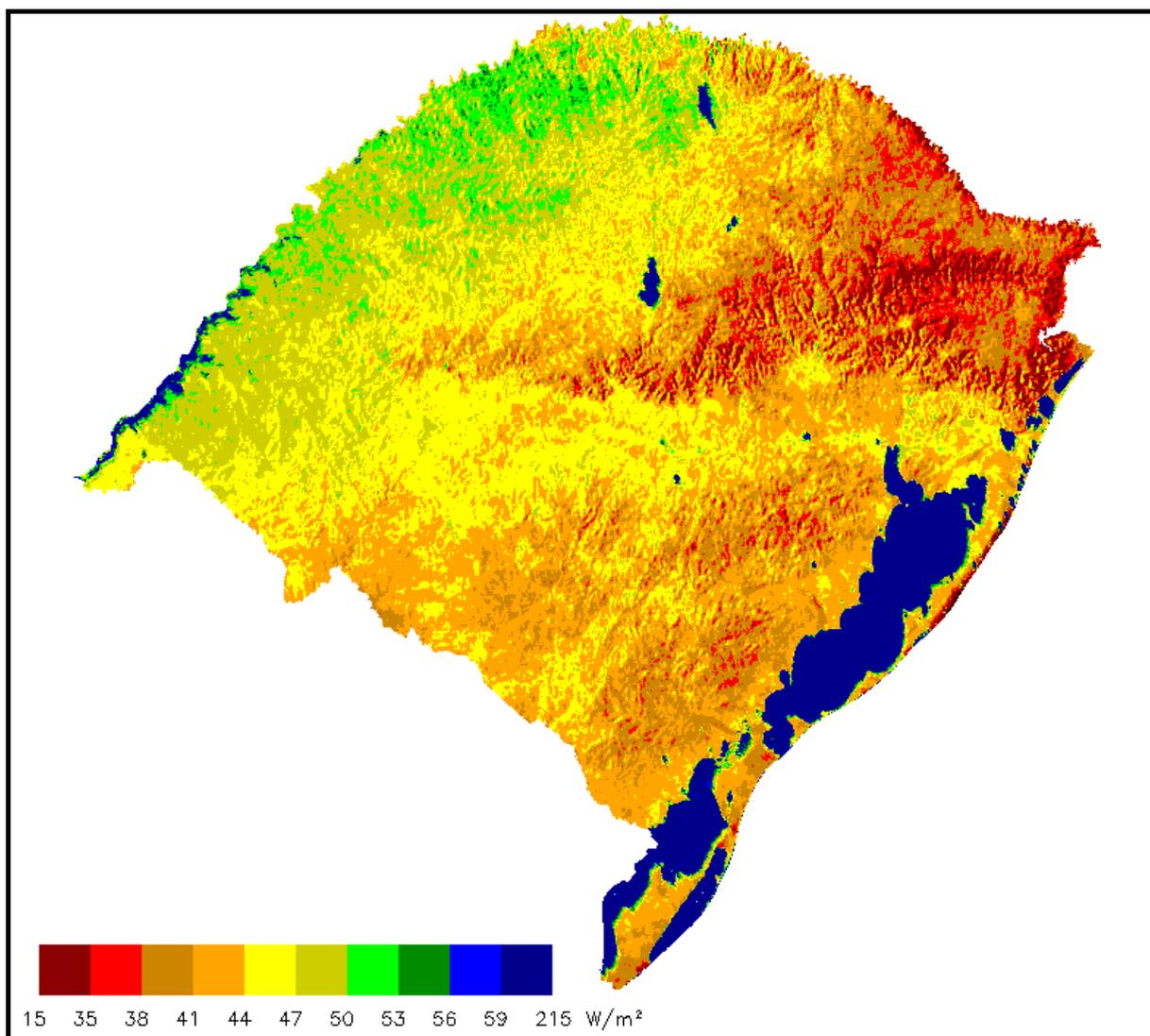


Figura 45 – Fluxo de Calor do Solo médio do ano de 1998.

5.7 Fluxo de calor sensível – SEBAL

As estatísticas referentes ao Fluxo de Calor Sensível calculado pelo SEBAL permitem ordenar, de forma crescente, as classes estudadas de seguinte maneira: lagoa (21), banhado (98.3), floresta (154.7), campo (154.8), área cultivada (181.6) e área urbana (183.5). Pode-se notar, pelo Gráfico 21, que ocorreu uma maior dispersão dos valores em relação às variáveis anteriormente analisadas no decorrer do ano. Essa maior variação é considerada coerente uma vez que o Fluxo de Calor Sensível representa a quantidade de energia utilizada para aquecer o ar, e está muito relacionada à dinâmica de variação do estado da atmosfera, que, por sua vez, apresenta uma dinâmica temporal muito mais veloz que os fenômenos relacionados à superfície terrestre. Ainda assim, uma tendência sazonal relacionada às estações do ano pode ser observada.

Tabela 10 – Estatísticas do Fluxo de Calor Sensível segundo o SEBAL ($W m^{-2}$) por classe para as imagens de 1998.

	Lagoa	Campo	Área cultivada	Floresta	Área urbana	Banhado
Média	21.0	154.8	181.6	154.7	183.5	98.3
Máximo	77.8	376.6	667.9	697.8	570.0	337.6
Mínimo	1.6	15.7	24.7	0.4	10.3	5.5
Desvio Padrão	18.4	75.3	114.8	142.7	120.4	72.4

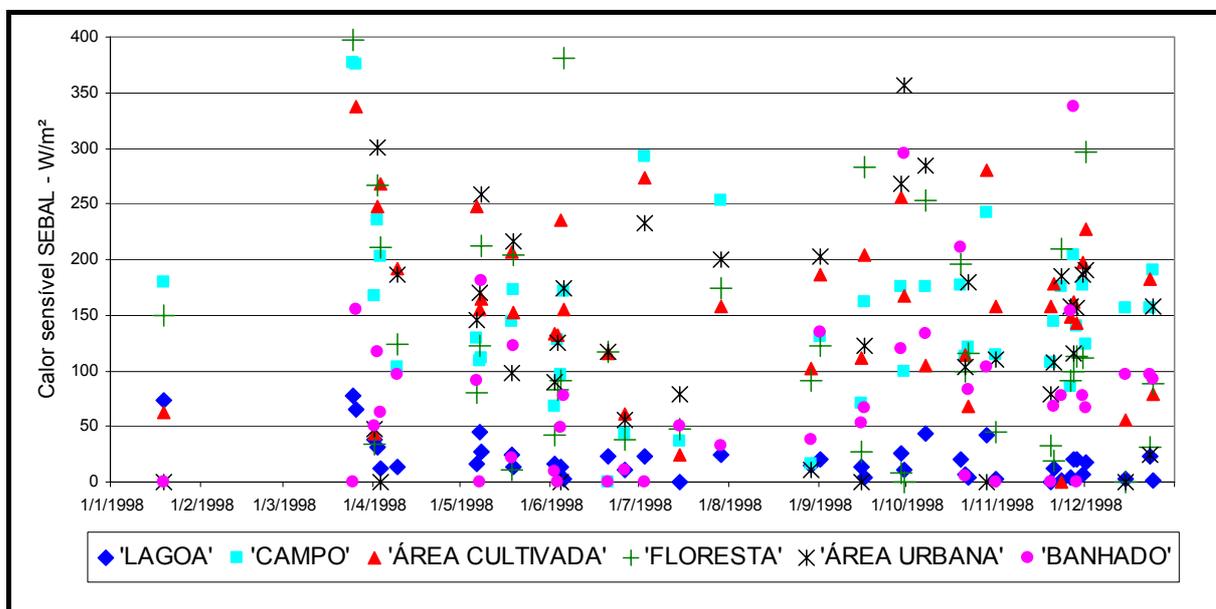


Gráfico 21 – Variação do Fluxo de Calor Sensível pelo SEBAL ($W m^{-2}$) durante o ano de 1998.

A Figura 46 apresenta a distribuição média espacial da variável calor sensível, obtida pelo algoritmo SEBAL. É possível observar que uma certa homogeneidade nos valores de calor sensível em toda região, destacando-se o centro e a porção noroeste com os maiores valores (tons azuis). Em seguida, distinguem-se as porções nordeste, onde localizam-se as maiores altitudes do Estado e a porção sudoeste na campanha, junto a fronteira com o Uruguai. Os menores valores de calor sensível ocorrem nos corpos d'água (áreas em vermelho escuro). Uma observação a ser feita refere-se a descontinuidade observada entre as regiões hidrográficas utilizadas para o cálculo do calor sensível pelo SEBAL. Essa divisão do Estado em quatro regiões pode introduzir algumas inconsistências nas fronteiras das regiões. Isso se deve, principalmente, ao fato de serem utilizadas medidas de velocidade de vento obtidas em quatro estações meteorológicas, uma para cada região. Os erros de medição associados a esses valores de velocidade do vento, agregados às simplificações do modelo no cálculo do calor sensível, são apontados como os responsáveis pela criação dessas "fronteiras" bem definidas entre as regiões e que na realidade não se apresentam. Por sua vez, como anteriormente descrito, a bibliografia recomenda tal divisão a fim de melhor caracterizar a velocidade do vento na região em estudo.

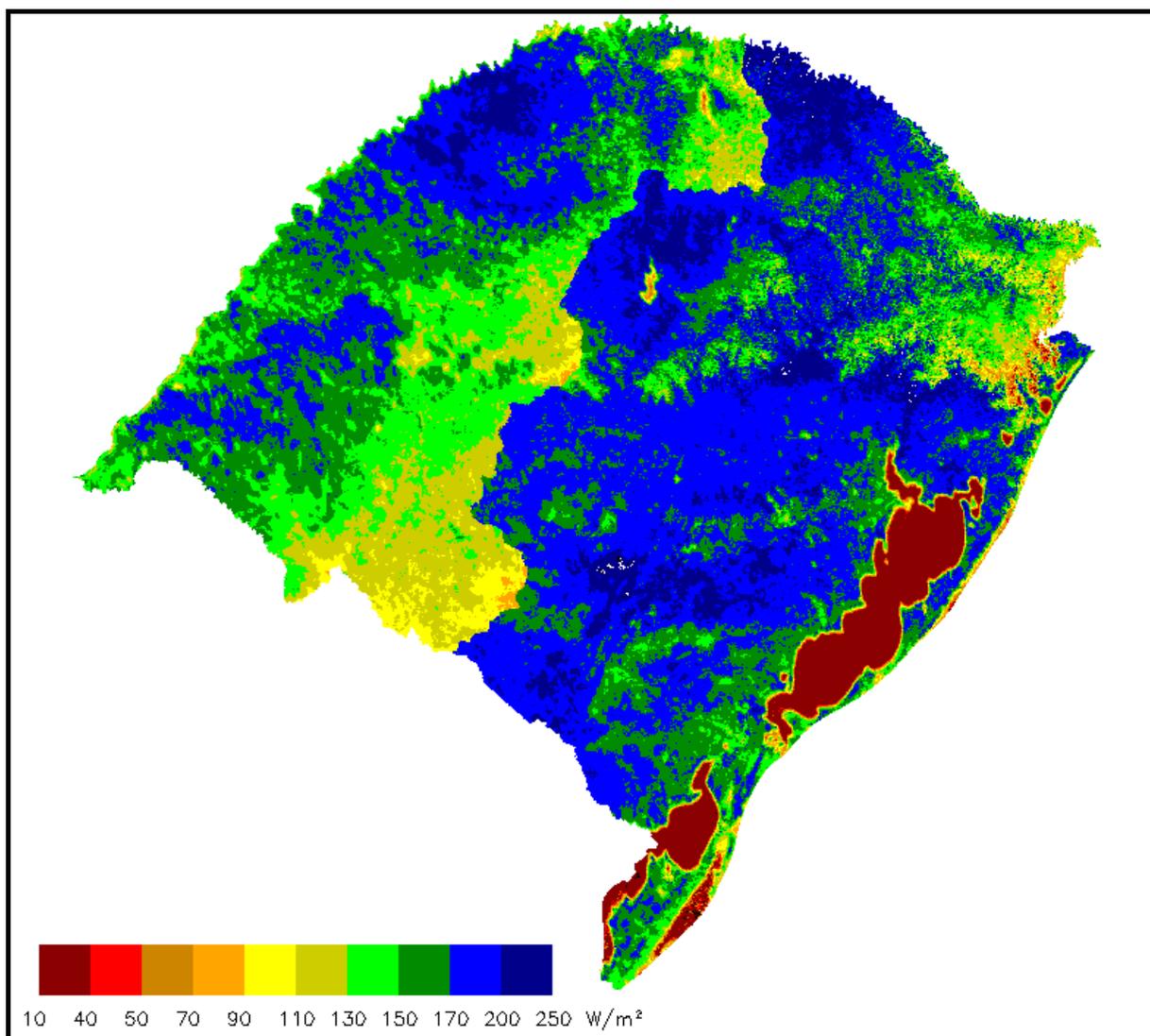


Figura 46 – Fluxo de Calor Sensível médio segundo o SEBAL para o ano de 1998.

5.8 Fluxo de calor sensível – S-SEBI

A Tabela 11 apresenta os valores de Fluxo de Calor Sensível, agora calculados pela metodologia S-SEBI. Seguindo a metodologia de ordenar as classes a fim de melhor compreender os fenômenos estudados, as classes ficam assim dispostas: lagoa (44.8), banhado (89.5), floresta (111.4), campo (158.1), área urbana (168.4) e área cultivada (185.5).

Tabela 11 – Estatísticas do Fluxo de Calor Sensível segundo o S-SEBI ($W m^{-2}$) por classe para as imagens de 1998.

	Lagoa	Campo	Área cultivada	Floresta	Área urbana	Banhado
Média	44.8	158.1	185.5	111.4	168.4	89.5
Máximo	264.4	337.4	327.4	207.8	337.0	328.5
Mínimo	7.6	48.1	63.0	38.5	68.5	19.4
Desvio Padrão	43.5	66.6	65.9	42.5	62.8	55.2

Em relação ao SEBAL, algumas diferenças podem ser ressaltadas. O S-SEBI apresentou valores médios inferiores ao SEBAL nas classes floresta, área urbana e banhado. Outra característica observada no Gráfico 22, é uma uniformidade maior na ordem das classes, ou seja, na maioria dos dias, a seqüência das classes foi a mesma. Conseqüência disto é que, em quase todos os dias medidos, a classe com maiores valores de Fluxo de Calor Sensível foi área cultivada, diferentemente do que ocorreu no SEBAL, que apresentou uma variação maior entre as classes. Essa maior variação do SEBAL possivelmente ocorreu devido a incorporação das medidas de velocidade de vento, que agregam efeitos da dinâmica atmosférica, ausentes na metodologia simplificada do S-SEBI.

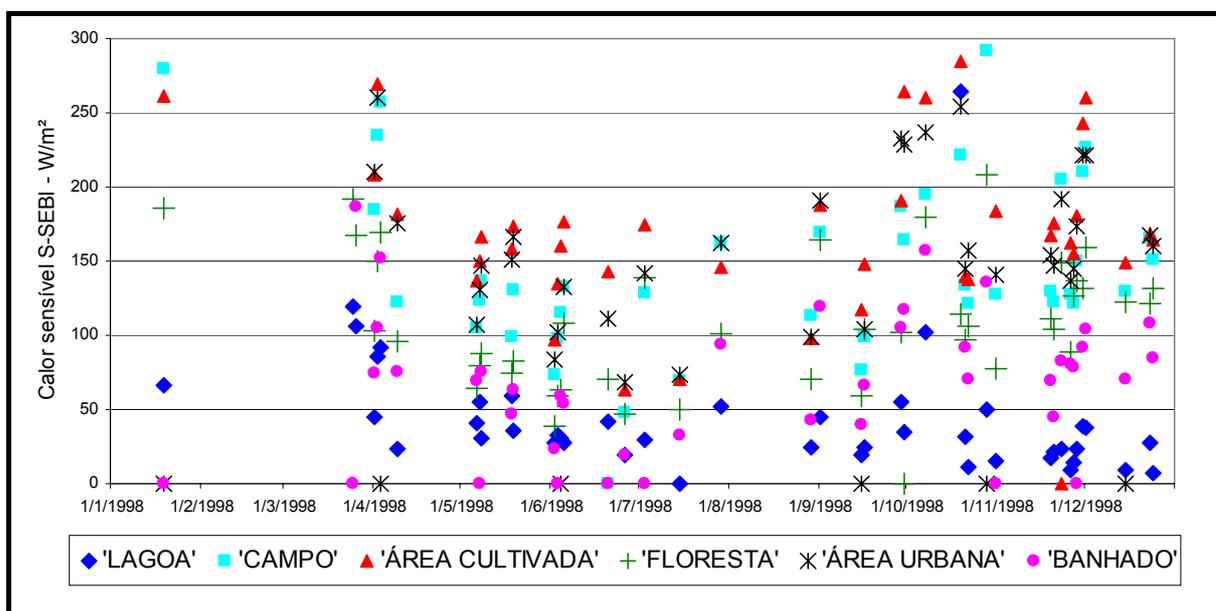


Gráfico 22 – Variação do Fluxo de Calor Sensível pelo S-SEBI ($W m^{-2}$) durante o ano de 1998.

O comportamento espacial do Calor Sensível obtido pela metodologia S-SEBI apresentou-se bem diferente daquele obtido para o SEBAL. Podemos verificar na Figura 47, que inexistem as variações bruscas observadas para o SEBAL, porque a metodologia do S-SEBI não dividiu a área em regiões hidrográficas. Além disso, não foram utilizadas informações de velocidade do vento que podem apresentar grandes variações tanto no tempo quanto do espaço. Podemos observar ainda, que o fluxo de calor sensível obtido pelos S-SEBI apresentou distribuição espacial muito semelhante à da distribuição da temperatura da superfície, com um gradiente bem definido na direção sudeste para noroeste. As áreas com os menores valores localizam-se nos corpos d'água (áreas vermelhas) e a região com os maiores valores situa-se na porção noroeste, região das Missões (tons azuis).

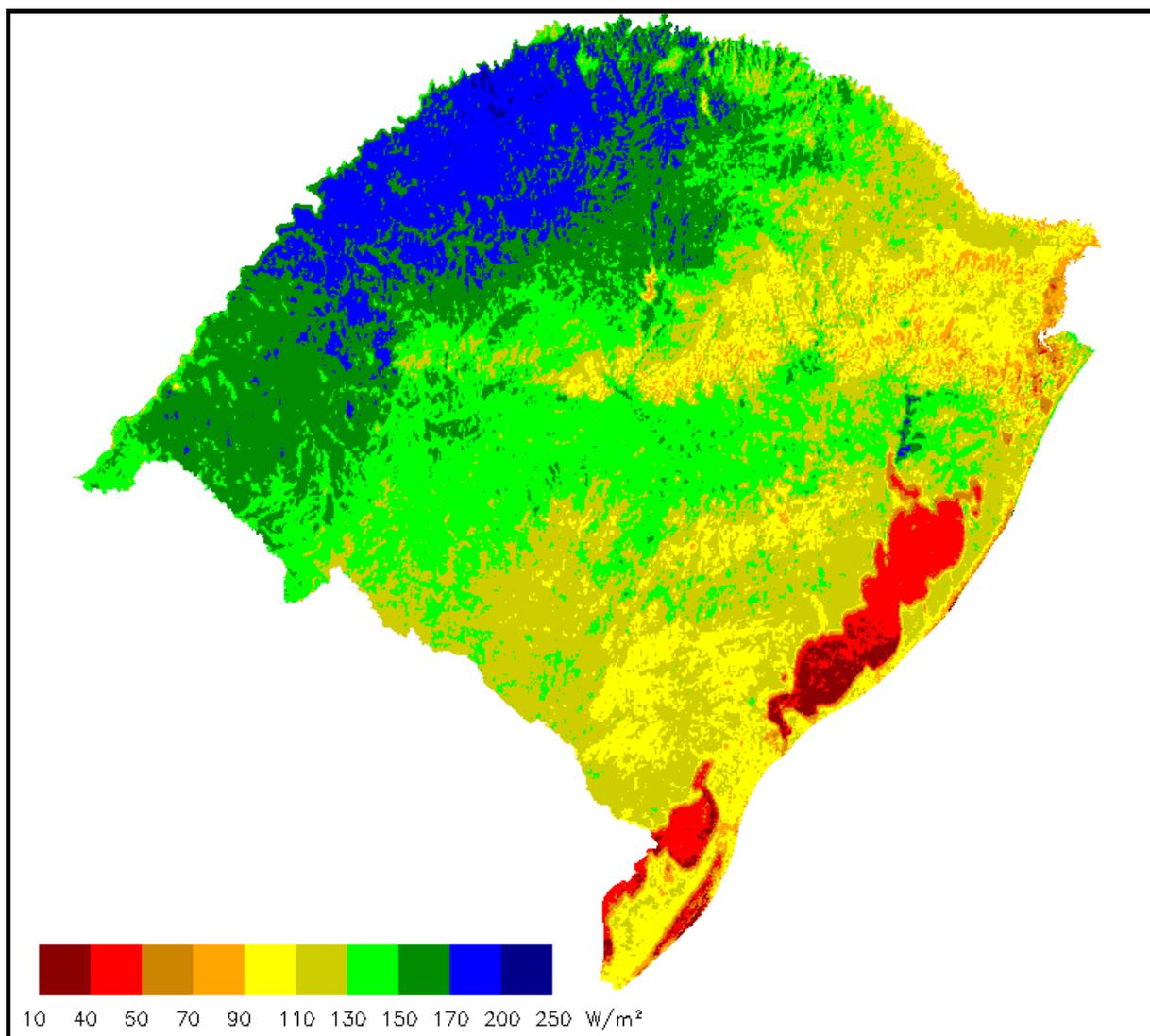


Figura 47 – Fluxo de Calor Sensível médio segundo o S-SEBI para o ano de 1998.

5.9 Fluxo de calor latente – SEBAL

A Tabela 12 apresenta as estatísticas do Fluxo de Calor Latente obtido pela metodologia do SEBAL. A primeira observação a ser feita refere-se aos valores mínimos das classes campo, área cultivada, floresta, área urbana e banhado que apresentaram valores negativos. Posto que o Fluxo de Calor Latente foi calculado como termo restante na equação de balanço de energia, isso é um indicativo de que esse balanço possui erros associados. Tal constatação já foi feita por outros autores e é reflexo de uma série de fontes de incertezas, desde a precisão dos instrumentos utilizados nas medidas das variáveis de entrada, passando pela imprecisão do sensor a bordo do satélite e a interferência de efeitos atmosféricos nas medidas de radiâncias, até a simplificação das formulações empíricas utilizadas.

Tabela 12 – Estatísticas do Fluxo de Calor Latente segundo o SEBAL ($W m^{-2}$) por classe para as imagens de 1998.

	Lagoa	Campo	Área cultivada	Floresta	Área urbana	Banhado
Média	174.3	100.2	66.2	116.9	59.7	183.4
Máximo	278.0	246.4	358.1	305.3	211.8	378.5
Mínimo	29.9	-80.8	-248.2	-225.3	-143.1	-24.7
Desvio Padrão	59.6	68.2	82.6	110.0	62.0	99.2

Quanto ao ordenamento das classes em relação ao Fluxo de Calor Latente, ocorre, em ordem crescente: área urbana (59.7), área cultivada (66.2), campo (100.2), floresta (116.9), lagoa (174.3) e banhado (183.4).

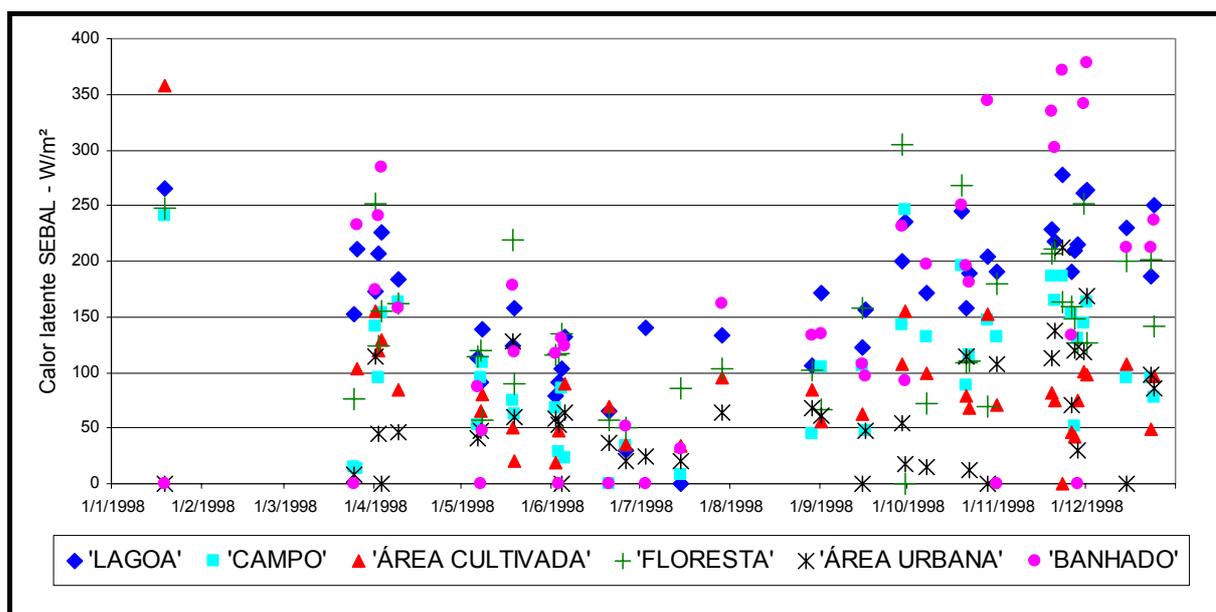


Gráfico 23 – Variação do Fluxo de Calor Latente pelo SEBAL ($W m^{-2}$) durante o ano de 1998.

Em termos espaciais, o Fluxo de Calor Latente obtido pelo SEBAL apresentou uma grande variação em todo o território analisado, não tendo sido verificado tendências em alguma direção. Como foi obtido a partir do restante da equação do balanço de energia, o Fluxo de Calor Latente apresentou, em algumas regiões, as discontinuidades observadas e comentadas para o Fluxo de Calor Sensível. As áreas com os maiores valores localizam-se na fronteira leste, junto às encostas da Serra para o litoral (áreas em azul). Valores intermediários (tons amarelo e bege) distribuem-se por quase todas as regiões. As regiões que apresentaram os menores valores de calor latente segundo o SEBAL estão ao norte e no centro do Estado (áreas em vermelho). Merece observação de destaque, a variação nos valores de calor latente nos grandes corpos d'água (áreas verdes). Dentro da Lagoa dos Patos existem variações, sendo os menores valores observados mais ao centro da lagoa. Por sua vez, a Lagoa Mirim apresentou-se numa faixa de valores superiores (verde escuro) e a Lagoa Mangueira em outra faixa de valores ainda superior (azul).

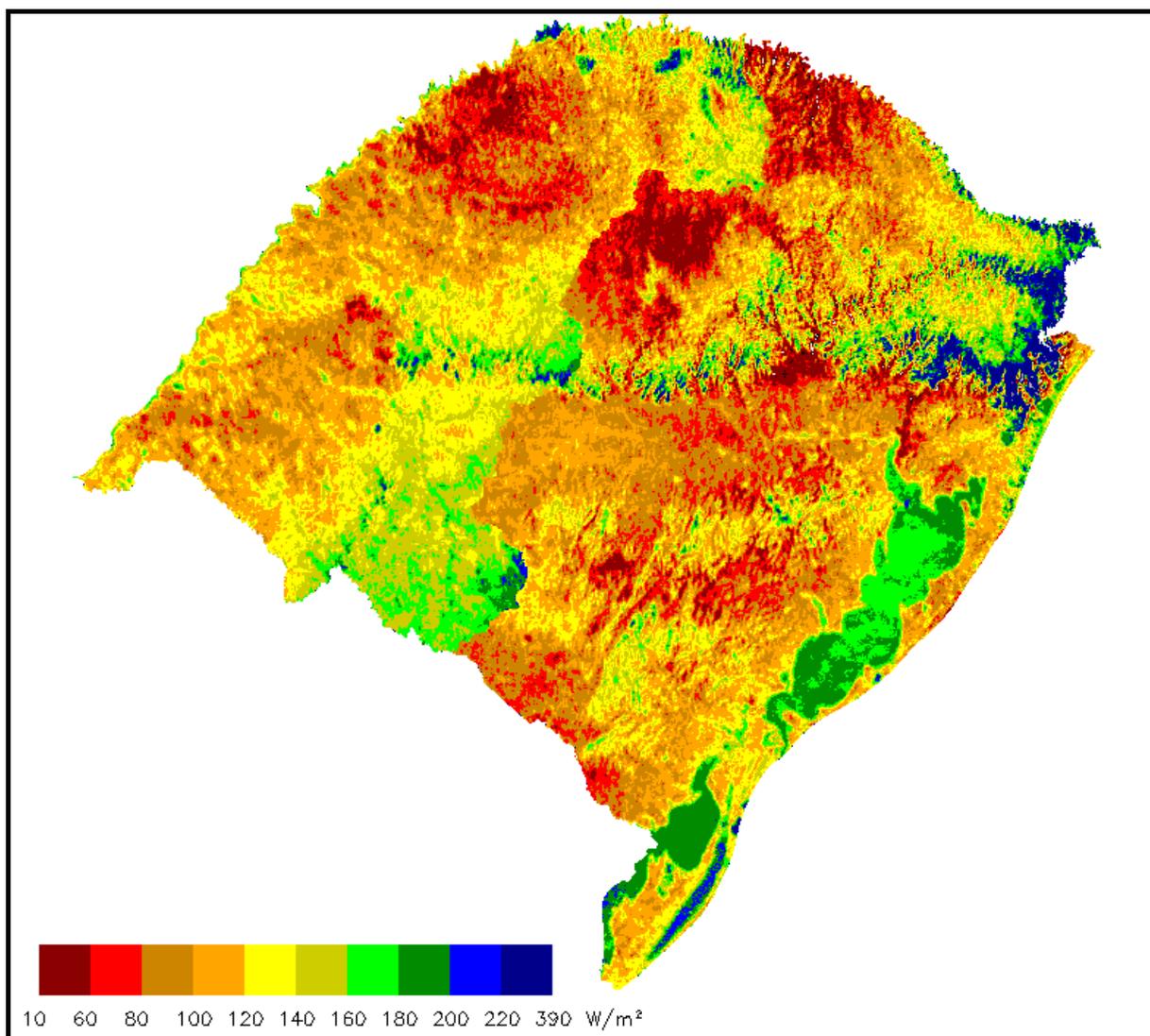


Figura 48 – Fluxo de Calor Latente médio segundo o SEBAL para o ano de 1998.

5.10 Fluxo de calor latente – S-SEBI

As estatísticas do Fluxo de Calor Latente, calculados segundo a metodologia do S-SEBI, indicam que as classes estão dispostas, do menor para o maior valor, da seguinte maneira: área cultivada (78.1), área urbana (89.7), campo (102.2), lagoa (156.1), floresta (180.4) e banhado (200.9).

Tabela 13 – Estatísticas do Fluxo de Calor Latente segundo o S-SEBI ($W\ m^{-2}$) por classe para as imagens de 1998.

	Lagoa	Campo	Área cultivada	Floresta	Área urbana	Banhado
Média	156.1	102.2	78.1	180.4	89.7	200.9
Máximo	272.7	186.2	191.1	368.4	204.9	365.2
Mínimo	22.2	23.0	32.9	41.9	7.3	43.5
Desvio Padrão	60.2	37.2	36.4	73.1	37.8	79.6

Em relação à variação no decorrer do ano, como pode ser verificado no Gráfico 24, o Fluxo de Calor Latente apresentou o comportamento senoidal decorrente das estações do ano. Visualmente, é possível afirmar que em média, os valores do período outono-inverno são até 50% menores do que os valores do período primavera-verão. Além disso, outro fato que chama atenção é a predominância de valores máximos da categoria floresta no outono-inverno e banhado no período primavera-verão.

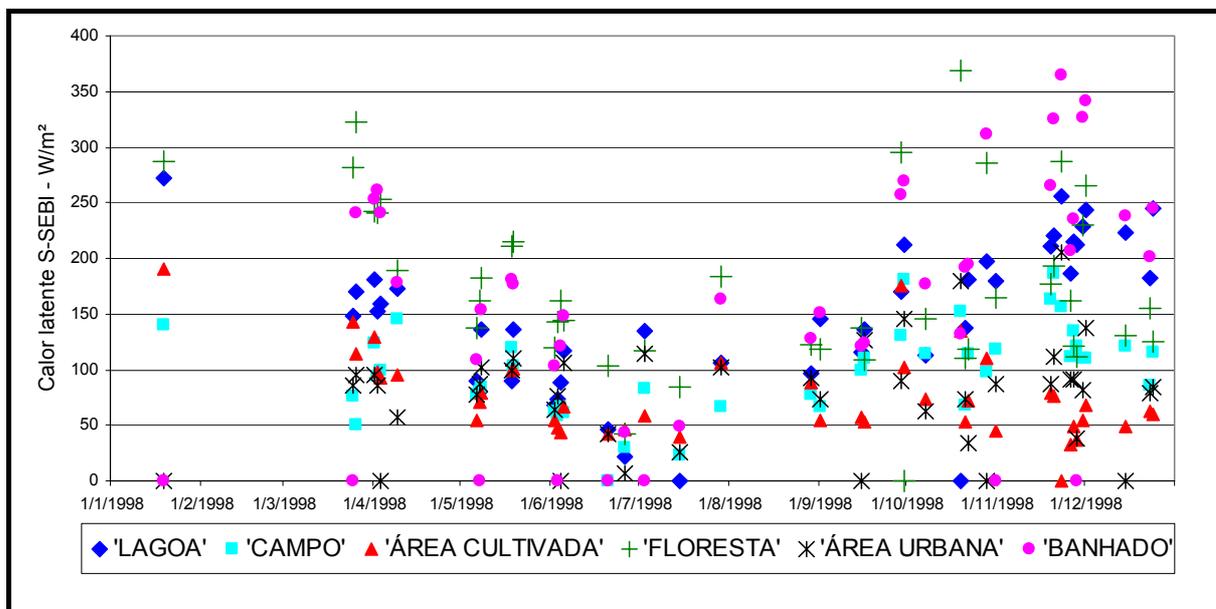


Gráfico 24 – Variação do Fluxo de Calor Latente pelo S-SEBI ($W m^{-2}$) durante o ano de 1998.

Diferentemente do que foi observado em termos de variação espacial do Fluxo de Calor Latente obtidos pelo SEBAL, o S-SEBI apresentou uma direção de variação no Estado do Rio Grande do Sul, onde os maiores valores (tons azuis e verdes) de Fluxo de Calor Latente encontram-se na porção junto ao oceano, passando a intervalos intermediários na parte central do Estado (cores amareladas), chegando aos menores na fronteira oeste (tons avermelhados).

A principal causa para os maiores valores de Fluxo de Calor Latente localizarem-se na porção nordeste do Estado, está na maior disponibilidade de energia. Se observarmos na Figura 44, essa região é a que dispõe dos maiores valores de saldo de radiação e, por conter grande cobertura de vegetação densa, apresenta os menores valores de Fluxo de Calor do Solo (Figura 45). Já a região que apresentou os menores valores (tons vermelhos) de Fluxo de Calor Latente localiza-se na porção noroeste do Estado. É nessa região que se encontram os menores valores de saldo de radiação, explicando, em parte, os baixos Fluxos de Calor Latente nessa região.

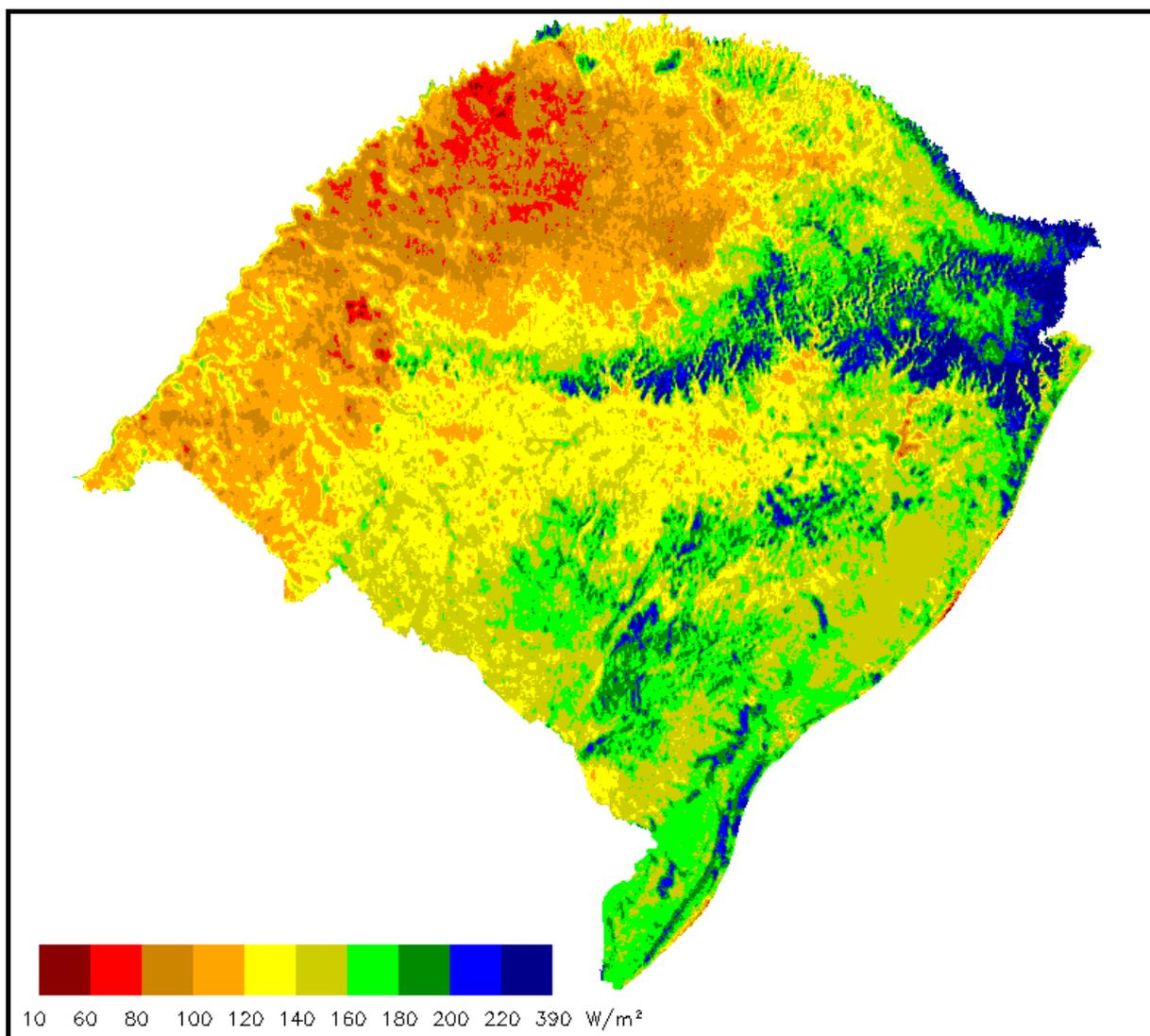


Figura 49 – Fluxo de Calor Latente médio segundo o S-SEBI para o ano de 1998.

5.11 Balanço de Energia: comparação entre os modelos

Este tópico tem por objetivo analisar os valores de fluxo de energia calculados pelo SEBAL e o S-SEBI. O Gráfico 25 apresenta um comparativo com os valores de fluxo de Calor do Solo, Calor Sensível e Calor Latente, calculados pelas duas metodologias.

Os valores totais, correspondentes ao saldo de radiação, e os valores de fluxo de calor no solo são iguais nos dois modelos uma vez que foi utilizada uma metodologia única para servir de entrada tanto para o SEBAL como para o S-SEBI. A diferença entre as metodologias está em como a parcela restante da radiação líquida é dividida entre os calores sensível e latente. Verifica-se, no Gráfico 25, que nas classes lagoa, campo e área cultivada, os valores de calor sensível obtidos pela metodologia S-SEBI foram superiores ao SEBAL. Para as classes floresta, área urbana e banhado, o SEBAL apresentou maiores

fluxos de calor sensível, indicando uma menor quantidade disponível de energia disponível para evaporar a água.

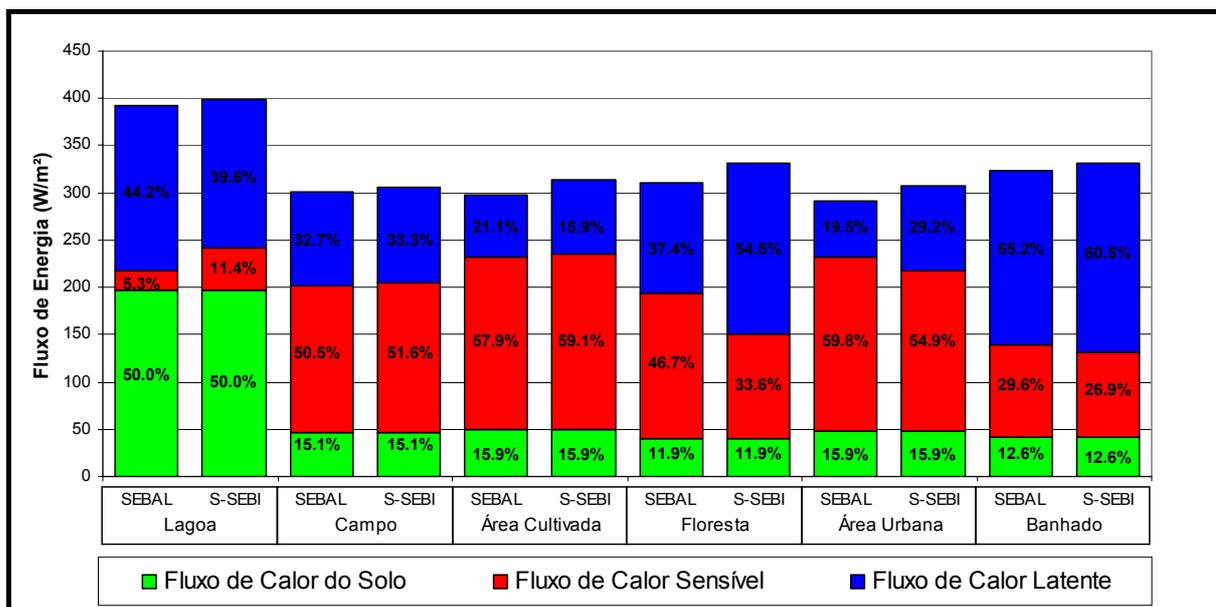


Gráfico 25 – Comparativo dos componentes do balanço de energia por classes segundo o SEBAL e o S-SEBI.

As classes que apresentaram as maiores diferenças entre os fluxos de calor sensível (ou calor latente) estimada pelos modelos são as seguintes: floresta, lagoa, área urbana, banhado, área cultivada e campo.

5.12 Evapotranspiração de referência

A Evapotranspiração de Referência Instantânea foi calculada com dados meteorológicos registrados às 15:00 hr (hora local) em quinze localidades do Estado. Esses valores foram calculados somente para os dias em que se dispunha de imagens de satélites. Depois de calculadas essas taxas, os mesmos foram interpolados a fim de gerar coberturas com informação para todo o Estado.

Em termos médios durante o ano de 1998, a Evapotranspiração de Referência Instantânea variou de 0.35 mm hora⁻¹ para as classes lagoa e banhado a 0.43 mm hora⁻¹ para as classes campo e área cultivada.

Tabela 14 – Estatísticas da Evapotranspiração de Referência Instantânea (mm hora^{-1}) por classe para os dias das imagens de 1998.

	Lagoa	Campo	Área cultivada	Floresta	Área urbana	Banhado
Média	0.35	0.43	0.43	0.40	0.37	0.35
Máximo	0.55	0.70	0.66	0.65	0.60	0.58
Mínimo	0.17	0.16	0.21	0.21	0.16	0.11
Desvio Padrão	0.13	0.16	0.14	0.14	0.14	0.13

A característica principal observada no Gráfico 26 é o comportamento sazonal bem definido decorrente do movimento de translação da Terra. Além disso, as diferenças entre as classes permanecem praticamente constantes em todos os dias amostrados, com uma amplitude de aproximadamente $0.12 \text{ mm hora}^{-1}$.

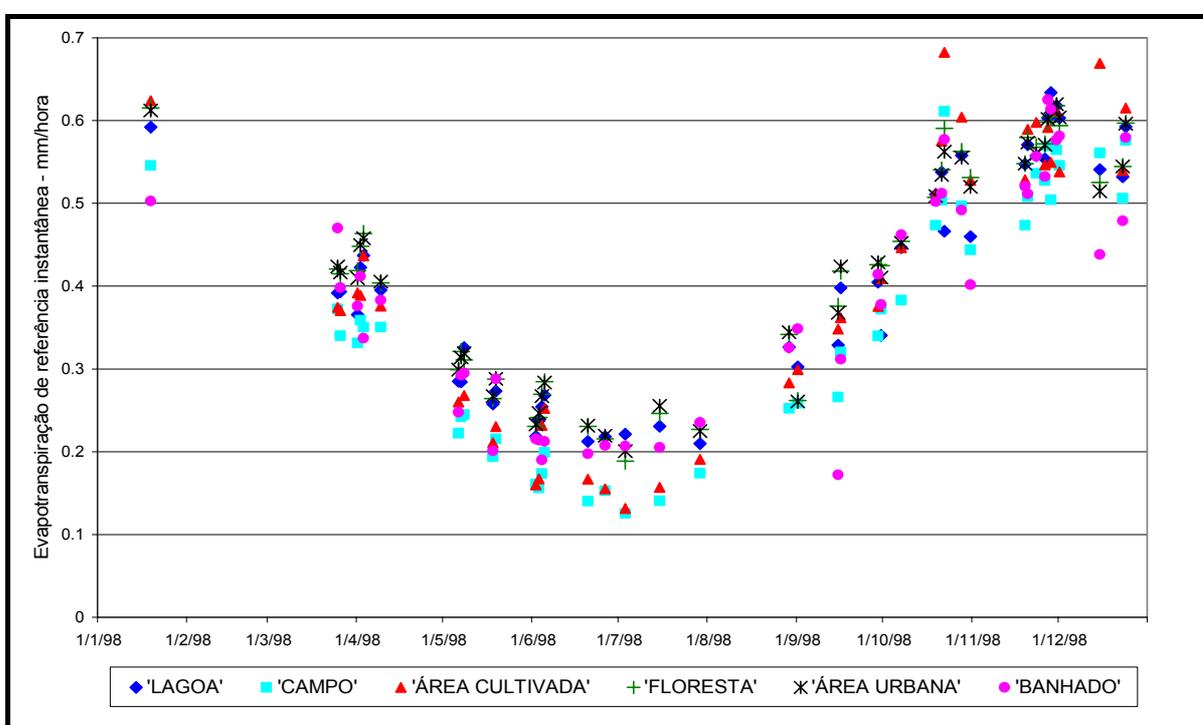


Gráfico 26 – Variação da Evapotranspiração de Referência Instantânea (mm hora^{-1}) durante o ano de 1998.

Em termos espaciais, a variação da Evapotranspiração de Referência Instantânea apresenta a direção noroeste-sudeste como predominante, conforme podemos verificar na Figura 50. Os valores variaram de $0.30 \text{ mm hora}^{-1}$, no extremo leste do Estado (cores vermelhas), a $0.46 \text{ mm hora}^{-1}$, na faixa oeste, junto à fronteira com a Argentina (tons em verde).

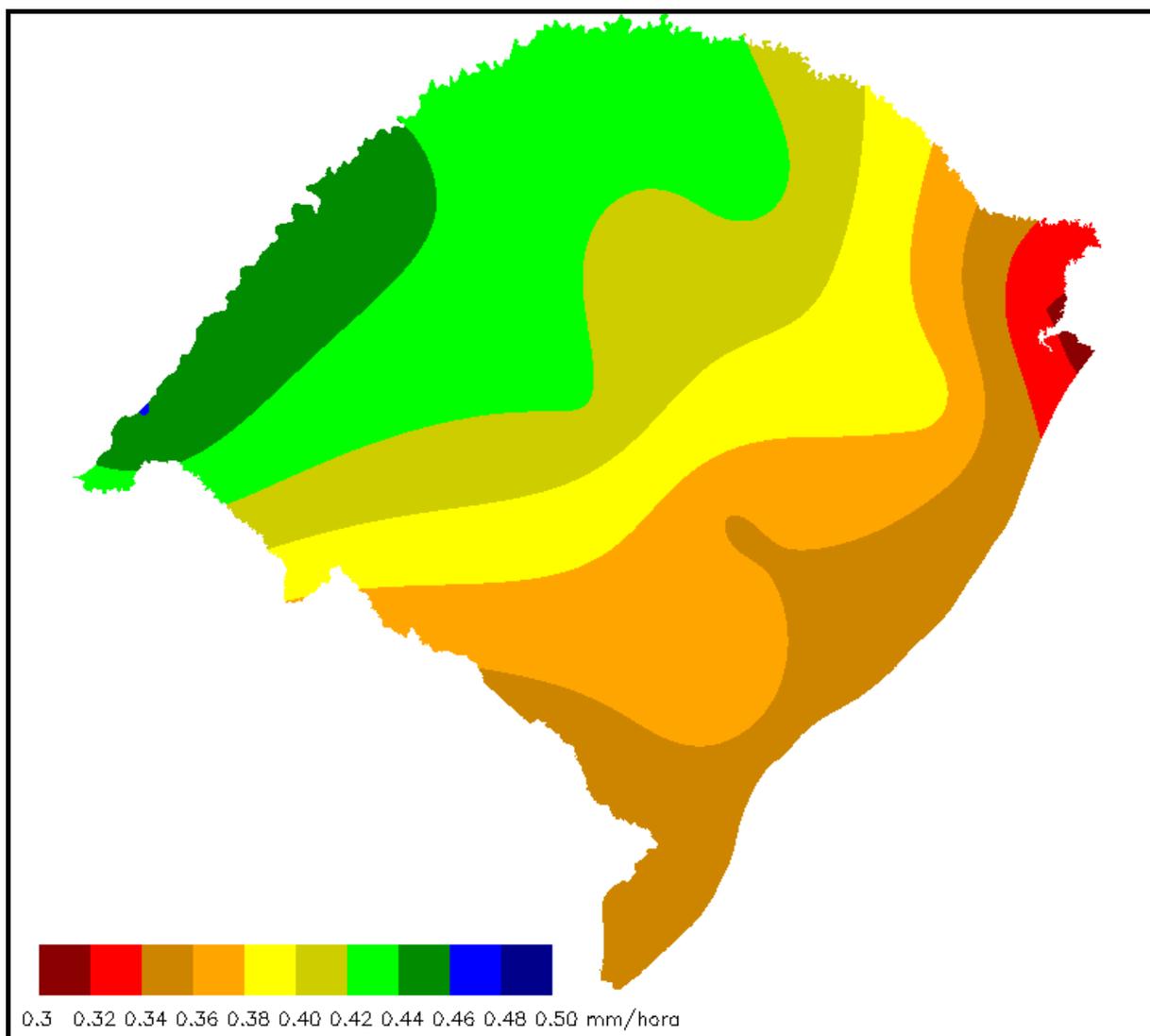


Figura 50 – Evapotranspiração de referência instantânea média às 15:00 hs local para o ano de 1998.

5.13 Evapotranspiração Instantânea

Os resultados dos modelos utilizados são dados de forma instantânea, ou seja, é calculado o fluxo de calor latente e este é transformado em evapotranspiração real que está ocorrendo no momento da passagem do satélite. Logo, as mesmas análises ocorridas para o Fluxo de Calor Latente valem para a Evapotranspiração instantânea. A Tabela 15 e a Tabela 16 apresentam os valores médios das classes calculados pelo SEBAL e S-SEBI. O Gráfico 27 e o Gráfico 28 apresentam a distribuição temporal da Evapotranspiração Instantânea para as classes e a distribuição espacial da mesma para o SEBAL e para o S-SEBI.

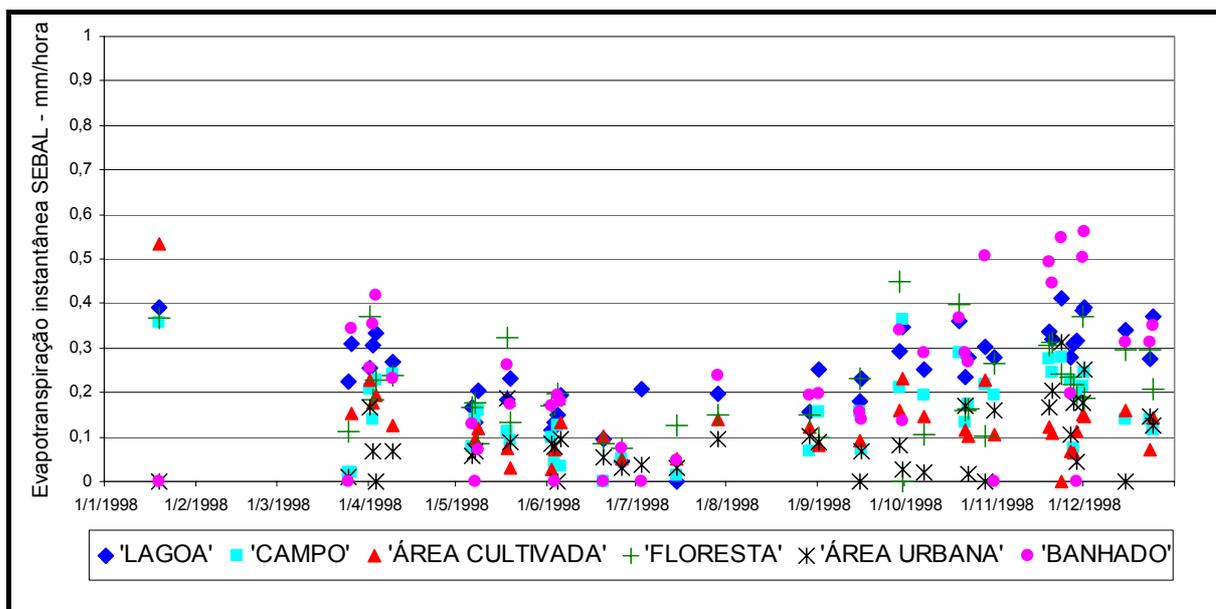


Gráfico 27 – Variação da Evapotranspiração Real Instantânea pelo SEBAL (mm hora^{-1}) em 1998.

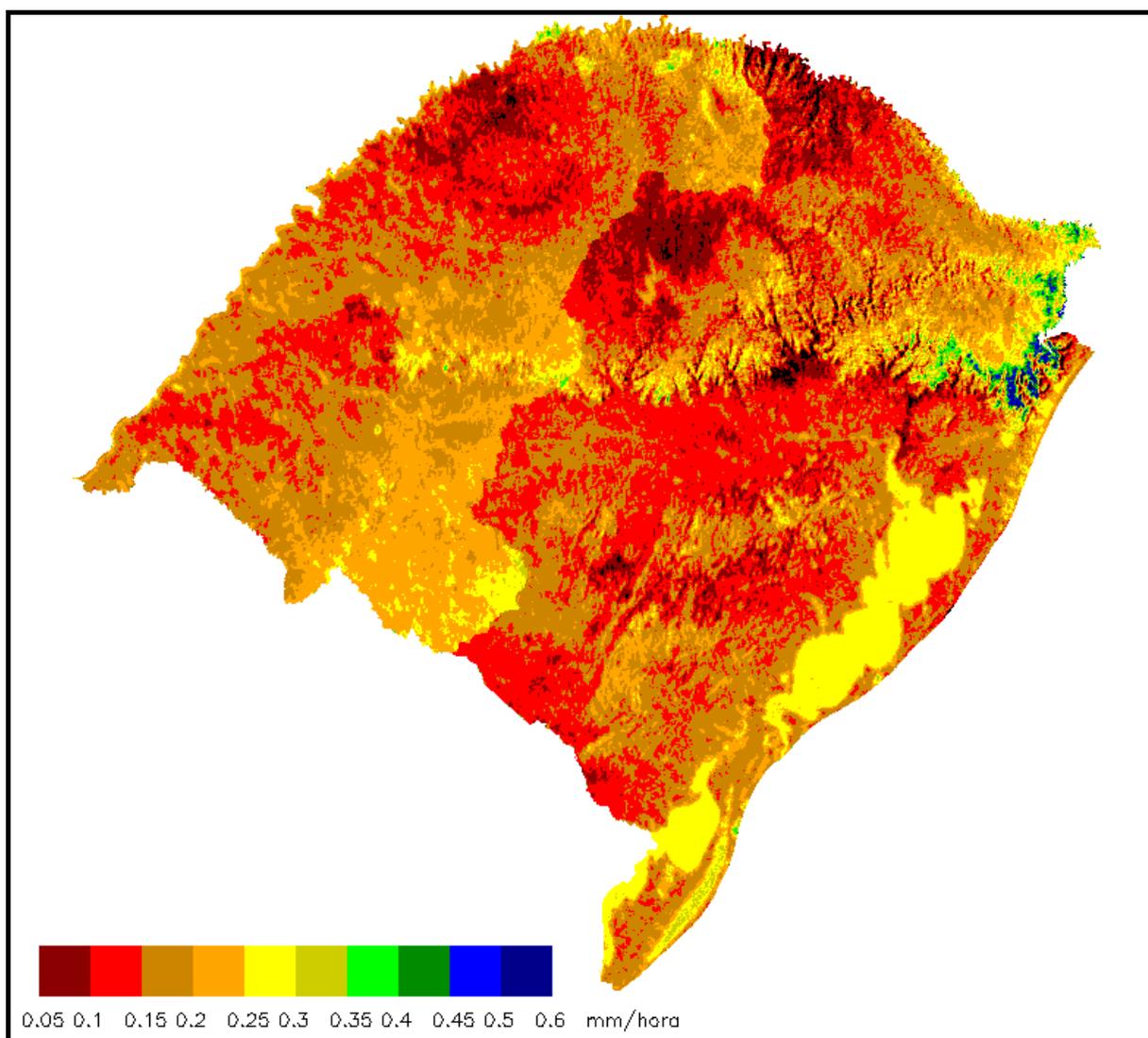


Figura 51 – Evapotranspiração real instantânea média segundo o SEBAL para o ano de 1998.

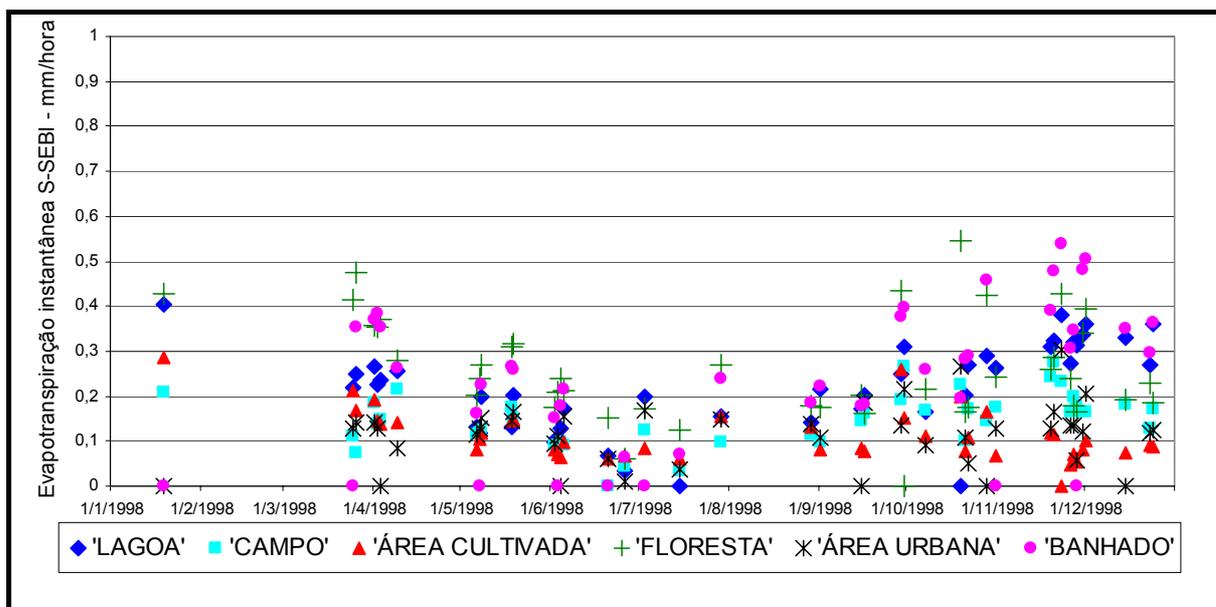


Gráfico 28 – Variação da Evapotranspiração Real Instantânea pelo S-SEBI (mm hora-1) em 1998.

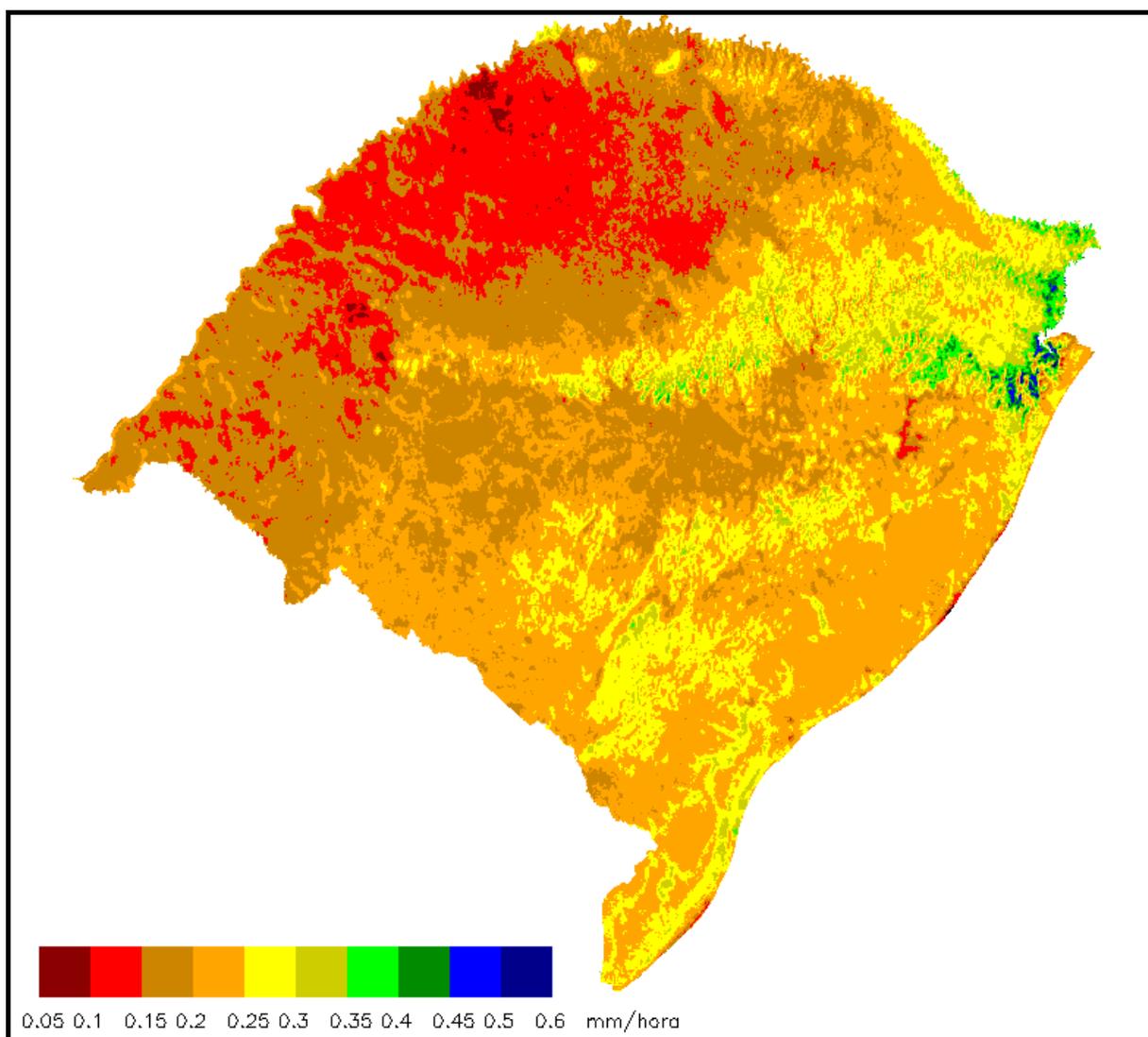


Figura 52 – Evapotranspiração real instantânea média segundo o S-SEBI para o ano de 1998.

Tabela 15 – Estatísticas da Evapotranspiração Instantânea (mm hora⁻¹) segundo o SEBAL por classe das imagens de 1998.

	Lagoa	Campo	Área cultivada	Floresta	Área urbana	Banhado
Média	0.26	0.15	0.10	0.17	0.09	0.27
Máximo	0.41	0.36	0.53	0.45	0.31	0.56
Mínimo	0.04	-0.12	-0.37	-0.33	-0.21	-0.04
Desvio Padrão	0.09	0.10	0.12	0.16	0.09	0.15

Tabela 16 – Estatísticas da Evapotranspiração Instantânea (mm hora⁻¹) segundo o S-SEBI por classe das imagens de 1998.

	Lagoa	Campo	Área cultivada	Floresta	Área urbana	Banhado
Média	0.23	0.15	0.12	0.27	0.13	0.30
Máximo	0.40	0.28	0.28	0.54	0.30	0.54
Mínimo	0.03	0.03	0.05	0.06	0.01	0.06
Desvio Padrão	0.09	0.06	0.05	0.11	0.06	0.12

5.14 Evapotranspiração diária

Utilizando a metodologia descrita no item 4.4.3, é possível calcular a evapotranspiração real de um período a partir de uma série de evapotranspiração de referência. Logo, com as 44 imagens e a série de valores diários de ETo foram geradas 365 coberturas de evapotranspiração diária, para os dois modelos.

Para efeito de análise e comparação, serão apresentados os resultados sob forma de mapas, tabelas e gráficos das séries de ET, em três escalas temporais: diário, mensal e anual.

A Tabela 17 e a Tabela 18 apresentam as estatísticas de Evapotranspiração diária calculada pelo SEBAL e S-SEBI para as classes em análise, respectivamente. Em termos médios, segundo a metodologia do SEBAL, as classes ficam ordenadas da seguinte maneira: área urbana (0.76), campo (1.24), área cultivada (1.25), floresta (1.88), lagoa (2.01) e banhado (2.27). Pelo S-SEBI, a ordem é a seguinte: área urbana (0.99), campo (1.10), área cultivada (1.17), lagoa (1.83), banhado (2.38) e floresta (2.52). A diferença em termos de ordem entre os dois modelos foi o maior valor da ET para a classe floresta no modelo S-SEBI, tendo apresentado uma diferença de 0.64 mm/dia. Podemos verificar que as classes que apresentaram as menores taxas de evapotranspiração são aquelas com as maiores influências antrópicas (área urbana, campo e área cultivada) para ambos os modelos. Conseqüentemente, as classes naturais (floresta, lagoa e banhado) apresentaram as maiores taxas de ET, sendo um indicativo de que existe coerência na distribuição espacial obtida pelos modelos.

Tabela 17 – Estatísticas da Evapotranspiração (mm dia^{-1}) segundo o SEBAL por classe para o ano de 1998.

	Lagoa	Campo	Área cultivada	Floresta	Área urbana	Banhado
Média	2,01	1,24	1,25	1,88	0,76	2,27
Máximo	5,32	4,48	5,07	4,83	3,52	6,73
Mínimo	0,23	0,12	0,23	0,43	0,14	0,26
Desvio Padrão	1,08	0,89	0,90	0,98	0,59	1,54

Tabela 18 – Estatísticas da Evapotranspiração (mm dia^{-1}) segundo o S-SEBI por classe para o ano de 1998.

	Lagoa	Campo	Área cultivada	Floresta	Área urbana	Banhado
Média	1,83	1,10	1,17	2,52	0,99	2,38
Máximo	5,46	2,86	3,54	6,65	3,41	6,63
Mínimo	0,17	0,18	0,25	0,33	0,18	0,25
Desvio Padrão	1,09	0,58	0,65	1,38	0,50	1,47

A fim de avaliar a variação temporal da evapotranspiração das classes foram gerados gráficos com valores diários de evapotranspiração real, calculados pelo SEBAL e S-SEBI, e evapotranspiração de referência no decorrer do ano de 1998 (Gráficos 29 a 34).

O primeiro destes gráficos (Gráfico 29) apresenta a Evapotranspiração para a classe lagoa. É possível verificar que as estimativas de ambos os modelos estão bastante próximas entre si e próximas da evapotranspiração de referência. Este comportamento é considerado coerente, uma vez que para uma superfície líquida, o único condicionante para a evaporação são as variáveis atmosféricas, dado que a disponibilidade de água é permanente. Somente no início do ano o modelo S-SEBI apresentou valores superiores ao SEBAL. É importante lembrar que o período do verão possui uma deficiência de imagens de satélites.

O dia com maior evaporação na Lagoa dos Patos foi 21 de janeiro tanto para o S-SEBI e como para o SEBAL. As taxas foram $5,46$ e $5,31 \text{ mm dia}^{-1}$, respectivamente. As menores evaporações ocorreram no dia 28 de junho igualmente para os dois modelos, com os valores de $0,23$ e $0,17 \text{ mm dia}^{-1}$ para o SEBAL e o S-SEBI, respectivamente.

O período do outono e inverno apresenta os menores valores de ET, ocorrendo nos primeiros dez dias do mês de julho o único período em que a evapotranspiração real supera a evapotranspiração de referência. Outra observação verificada é uma descontinuidade apresentada entre os dias 29 e 30 de junho para ambos os modelos. É interessante notar que a série de ET na primeira metade do ano apresenta uma maior dispersão enquanto a série da segunda metade do ano é bem mais uniforme. Este comportamento está refletindo os fenômenos do El Niño e La Niña observados na primeira e na segunda metade do ano, respectivamente.

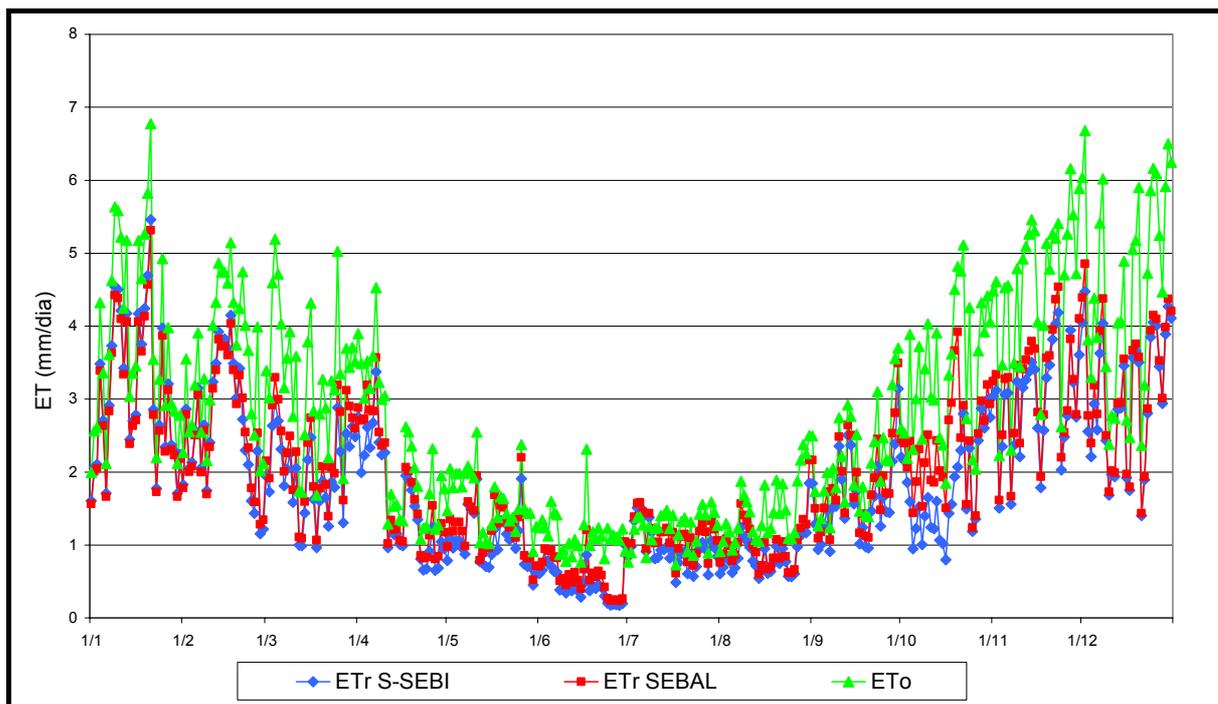


Gráfico 29 – Séries de Evapotranspiração (mm dia^{-1}) de referência e Evapotranspiração real, calculados pelo SEBAL e pelo S-SEBI, em escala diária, para a classe lagoa.

O Gráfico 30 apresenta a variação anual das estimativas para a classe campo. Para esta classe, existe, nos primeiros dias do ano, um patamar de diferenças entre as estimativas do S-SEBI e do SEBAL. No restante do ano, no entanto, as estimativas são mais próximas entre si, tendo ora momentos com valores maiores do S-SEBI e ora do SEBAL. Em relação à classe lagoa, os valores de ET real apresentaram-se com menor magnitude quando comparados com a evapotranspiração de referência.

A amostra de campo selecionada apresentou valores médios de 1.24 e 1.10 mm dia^{-1} para o SEBAL e o S-SEBI, respectivamente. Os valores de extremos encontrados e as respectivas datas foram os seguintes: para o SEBAL, 4.48 e 0.12 mm dia^{-1} nos dias 15 de janeiro e 10 de junho; e para o S-SEBI, 2.86 e 0.18 mm dia^{-1} nos dias 21 de janeiro e 18 de junho. Em nenhum dia da série, os valores de evapotranspiração real ultrapassam os de evapotranspiração de referência.

A próxima classe em análise é a área cultivada. O Gráfico 31 mostra que nos períodos quentes as estimativas dos modelos diferiram mais entre si que no período frio. Os três primeiros meses do ano apresentaram as maiores taxas de ET. A queda da evapotranspiração a partir do segundo semestre do ano é devida à dinâmica de crescimento das culturas de verão cultivadas nessa região que normalmente são colhidas no fim do verão.

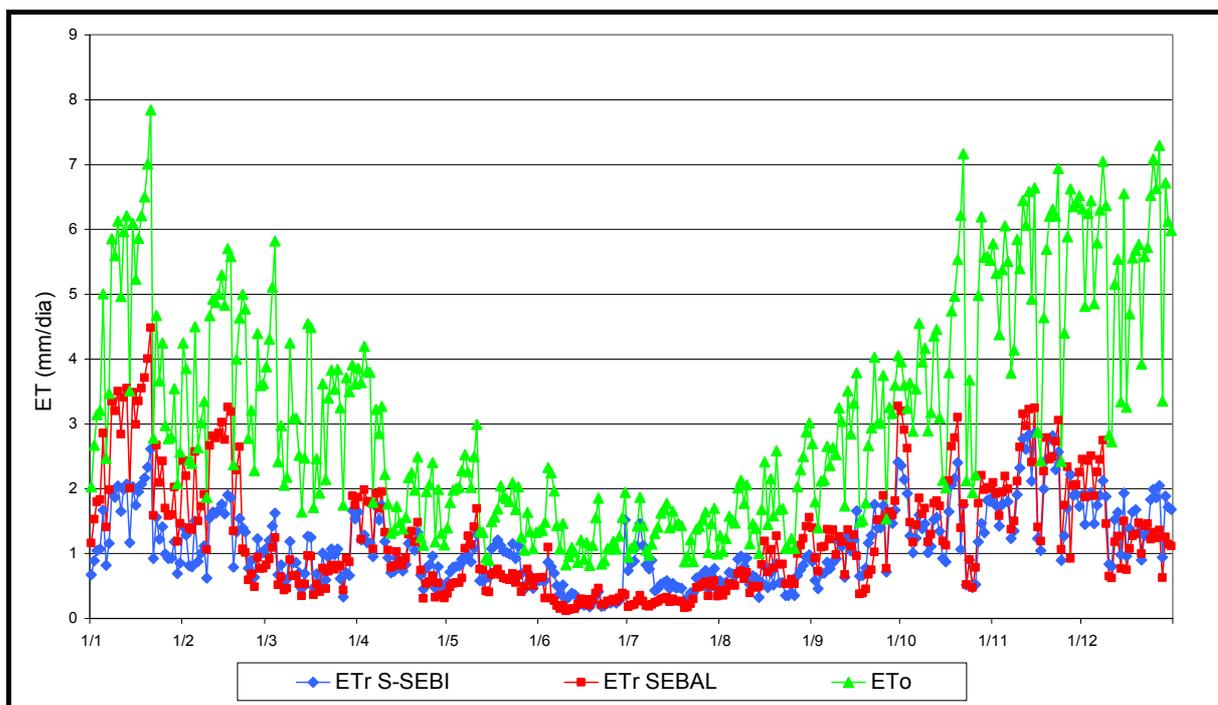


Gráfico 30 – Séries de Evapotranspiração (mm dia^{-1}) de referência e real, calculado pelo SEBAL e pelo S-SEBI, em escala diária, para a classe campo.

Em termos estatísticos, os valores médios encontrados para o SEBAL e o S-SEBI foram 1.25 e 1.17 mm dia^{-1} , respectivamente. Os valores máximos foram 5.07 e 3.54 mm dia^{-1} , ambas no dia 21/01, tanto para o SEBAL e o S-SEBI. Os valores mínimos foram 0.25 e 0.23 mm dia^{-1} nos dias 27/5 e 23/06 para o SEBAL e o S-SEBI, respectivamente.

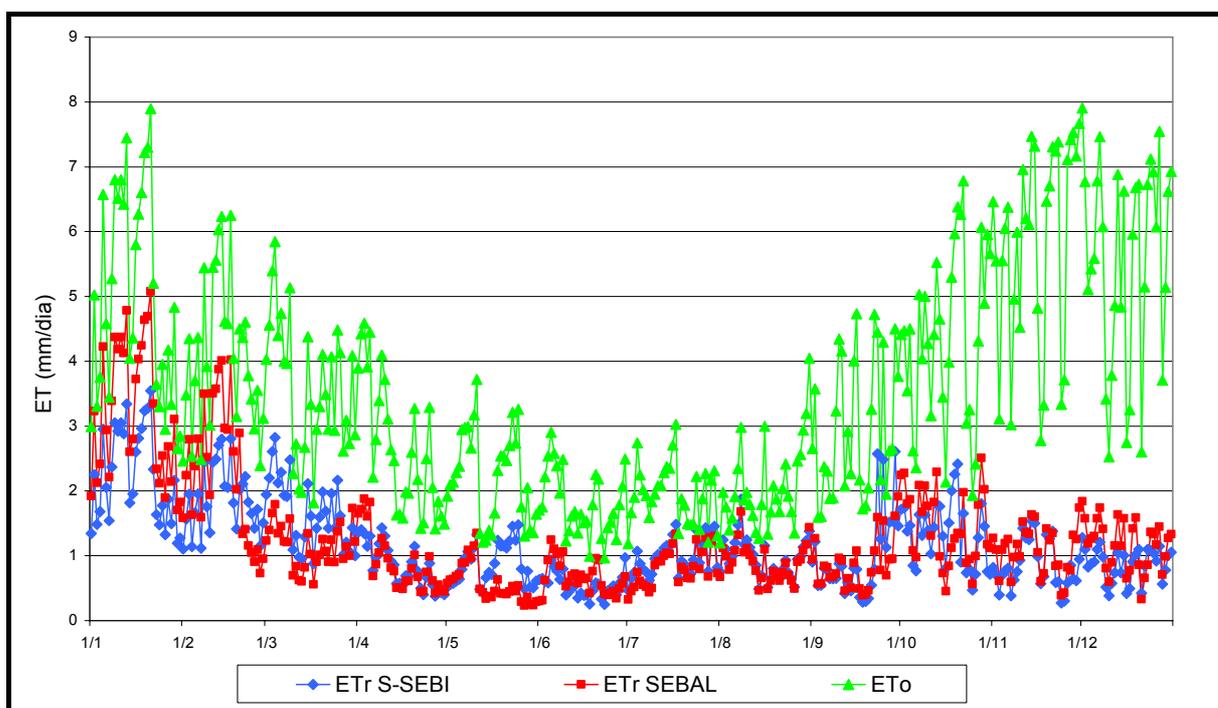


Gráfico 31 – Séries de Evapotranspiração (mm dia^{-1}) de referência e real, calculado pelo SEBAL e pelo S-SEBI, em escala diária, para a classe área cultivada.

As estimativas para a classe floresta podem ser visualizadas no Gráfico 32. Visivelmente, no decorrer de todo o ano de 1998, as estimativas obtidas pelo S-SEBI foram superiores aos valores calculados pelo SEBAL para a referida classe. Na primeira metade do ano e em alguns períodos do meio do ano, os valores do S-SEBI são muito próximos à evapotranspiração de referência, ultrapassando-as em alguns dias.

O SEBAL apresentou como estimativa média, máxima e mínima os seguintes valores: 1.88, 4.83 e 0.43 mm dia⁻¹. Os extremos se deram nos dias 20/10 e 24/6. O S-SEBI, por sua vez, apresentou os seguintes valores: 2.52, 6.65 e 0.33 mm dia⁻¹, sendo que os valores máximo e mínimo ocorreram nos dias 21/1 e 24/6, respectivamente.

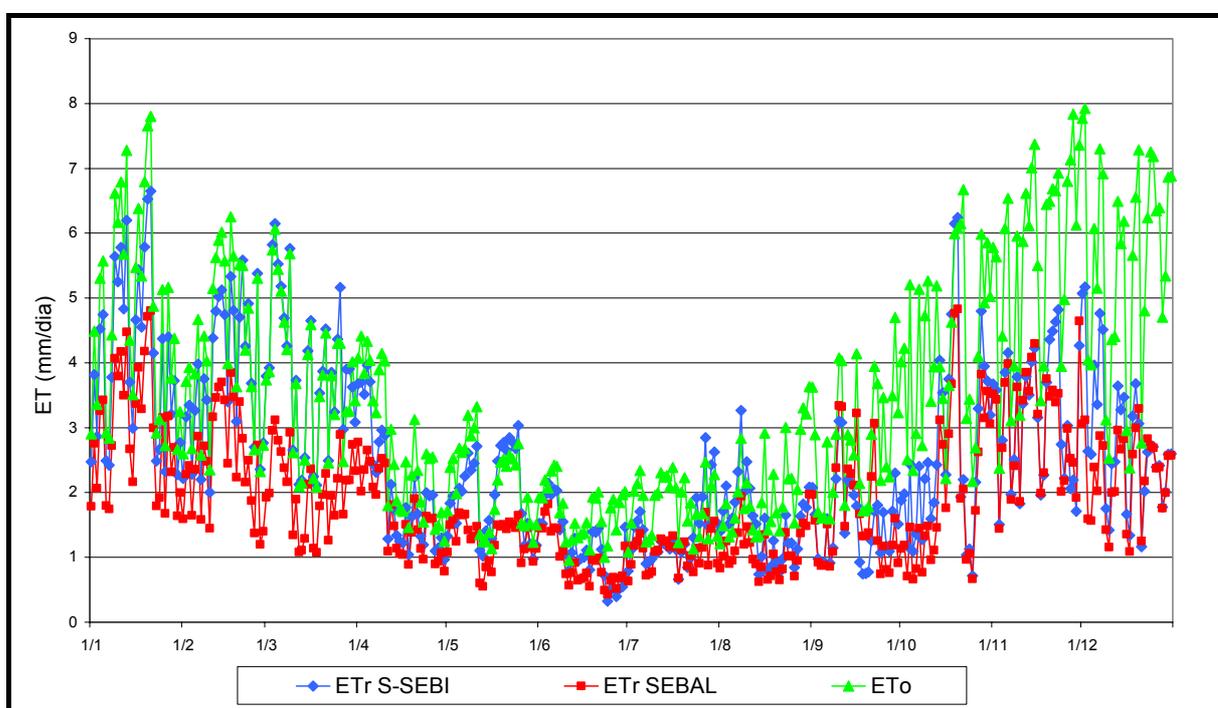


Gráfico 32 – Séries de Evapotranspiração (mm dia⁻¹) de referência e real, calculado pelo SEBAL e pelo S-SEBI, em escala diária, para a classe floresta.

O Gráfico 33 apresenta as séries de Evapotranspiração para a classe área urbana. Visualmente pode-se perceber que é a classe com a série mais constante no decorrer do ano, com um aumento nos valores de ET nos dois últimos meses. A série apresentou estimativas maiores para a metodologia S-SEBI em relação ao SEBAL em quase todo o ano.

Os valores encontrados, primeiro as estimativas do SEBAL e depois do S-SEBI, foram: 0.76, 3.52 e 0.14 mm dia⁻¹, e 0.99, 3.41 e 0.18 mm dia⁻¹. Os extremos de ambos os

modelos ocorreram no mesmo dia: 23 de novembro, para o valor máximo, e 17 de julho para o mínimo.

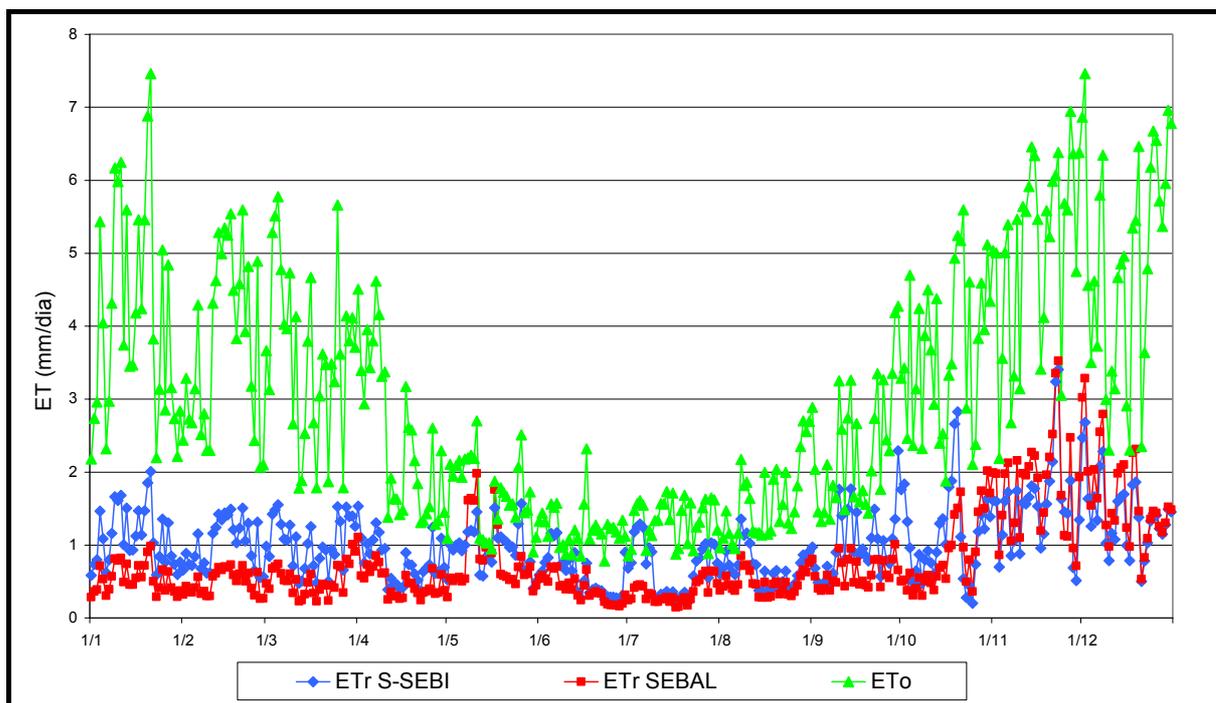


Gráfico 33 – Séries de Evapotranspiração (mm dia⁻¹) de referência e real, calculado pelo SEBAL e pelo S-SEBI, em escala diária, para a classe área urbana.

A última classe em análise é o banhado, e é a classe que apresentou comportamento mais diverso em relação às demais. Isso porque apresentou maiores valores extremos superiores e uma grande amplitude de variação. Além disso, teve, em média, altos valores de fração de evapotranspiração de referência, ou seja, os valores de evapotranspiração real são bem próximos da evapotranspiração de referência. O Gráfico 34 apresenta as séries de evapotranspiração real e de referência no decorrer do ano de 1998.

A classe banhado apresentou os maiores valores de evapotranspiração entre as 6 classes analisadas com um valor médio de 2.27 mm dia⁻¹, e valores extremos de 6.73 e 0.26 mm dia⁻¹, segundo a metodologia SEBAL. Para o S-SEBI os valores encontrados foram: 2.38, 6.63 e 0.25 mm dia⁻¹. Esses valores extremos ocorreram nos seguintes dias: 23 de novembro para as estimativas máximas e 17 de julho e 15 de junho para os valores mínimos, para o SEBAL e S-SEBI, respectivamente.

O período referente à metade do mês de junho até o final do mês de julho apresentou os menores valores de evapotranspiração e os menores valores de fração de evapotranspiração de referência.

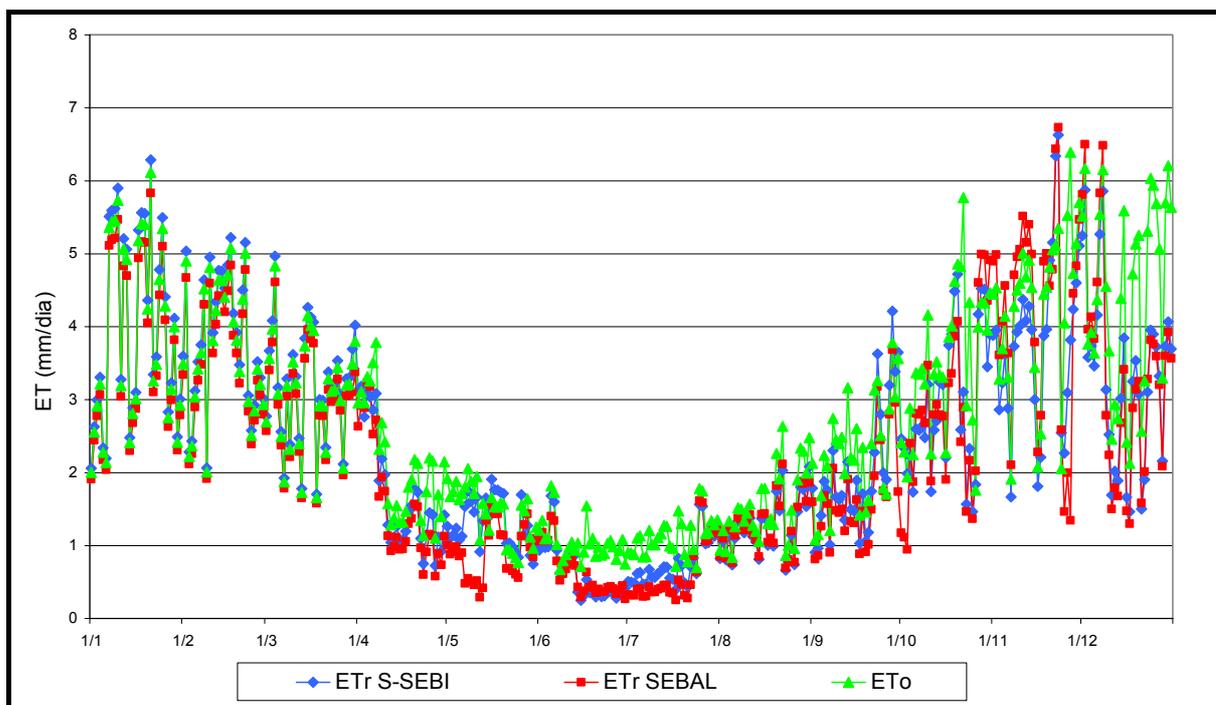


Gráfico 34 – Séries de Evapotranspiração (mm dia^{-1}) de referência e real, calculado pelo SEBAL e pelo S-SEBI, em escala diária, para a classe banhado.

A segunda escala de análise das séries de evapotranspiração será a escala temporal mensal. Ou seja, os valores diários foram acumulados nos meses do ano a fim de fornecer estatísticas mais simplificadas. Dessa maneira, foi possível apresentar 12 mapas para cada modelo que fornecem a distribuição espacial da evapotranspiração no Estado do Rio Grande do Sul. Esses mapas estão dispostos nas Figuras 53 a 56.

A Figura 53 e a Figura 54 apresentam a evapotranspiração real calculada pelo SEBAL em valores acumulados por mês. No transcorrer das figuras é possível verificar o movimento sazonal da diminuição da evapotranspiração à medida que os meses transcorrem do verão para o inverno e a retomada do aumento das perdas no final do ano.

Uma observação muito importante que devemos ter em mente ao analisarmos as estimativas realizadas pela metodologia do SEBAL é que o Estado foi dividido em quatro regiões. Como anteriormente comentado, essa divisão trouxe problemas nas fronteiras das regiões, uma vez que os cálculos realizados em uma região são totalmente independentes das demais. Dessa forma, os resultados finais apresentam, em certas partes do Estado, algumas discontinuidades na evapotranspiração que na realidade inexistem.

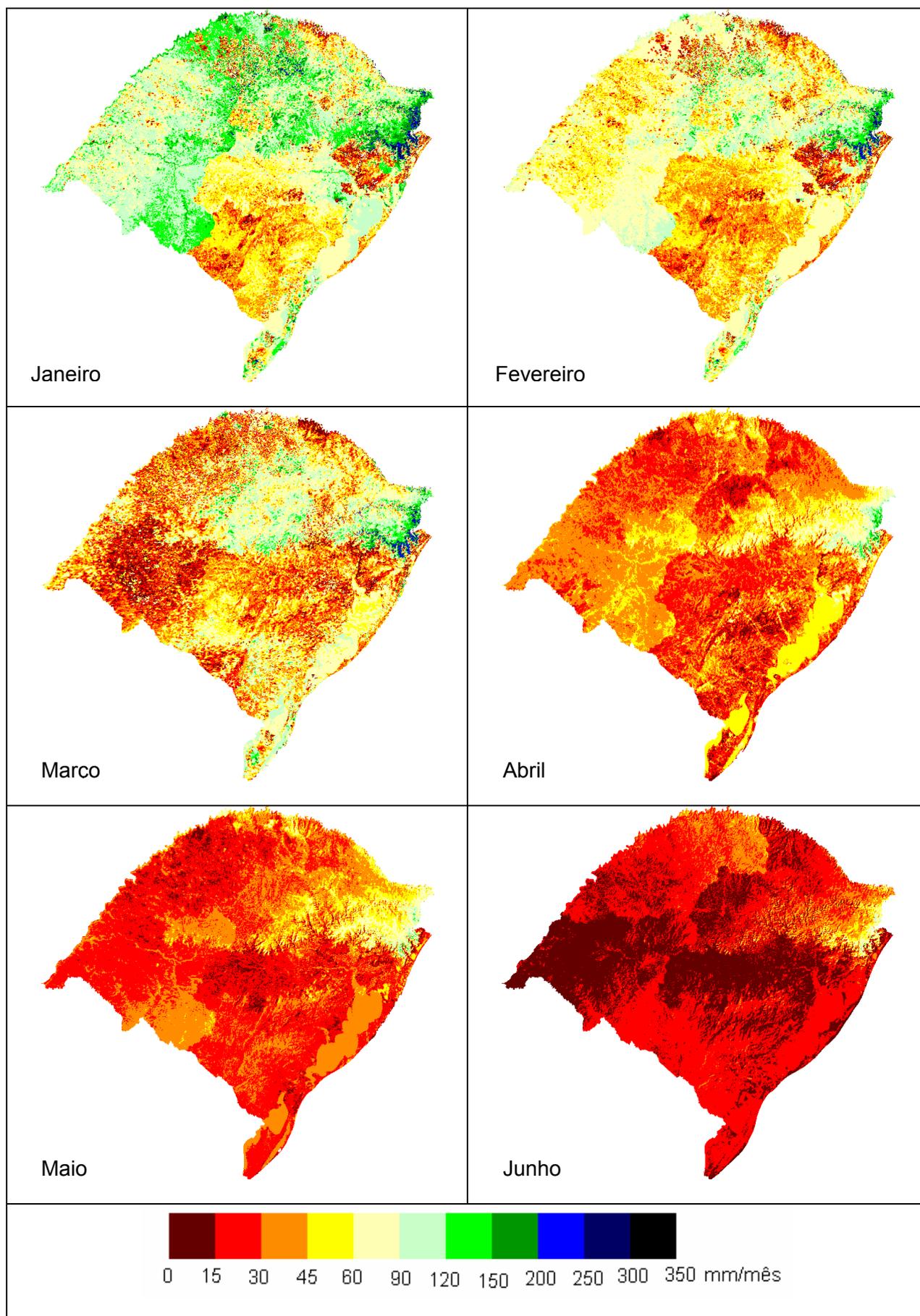


Figura 53 – Evapotranspiração mensal (mm m-1) obtidas pelo SEBAL (janeiro a junho).

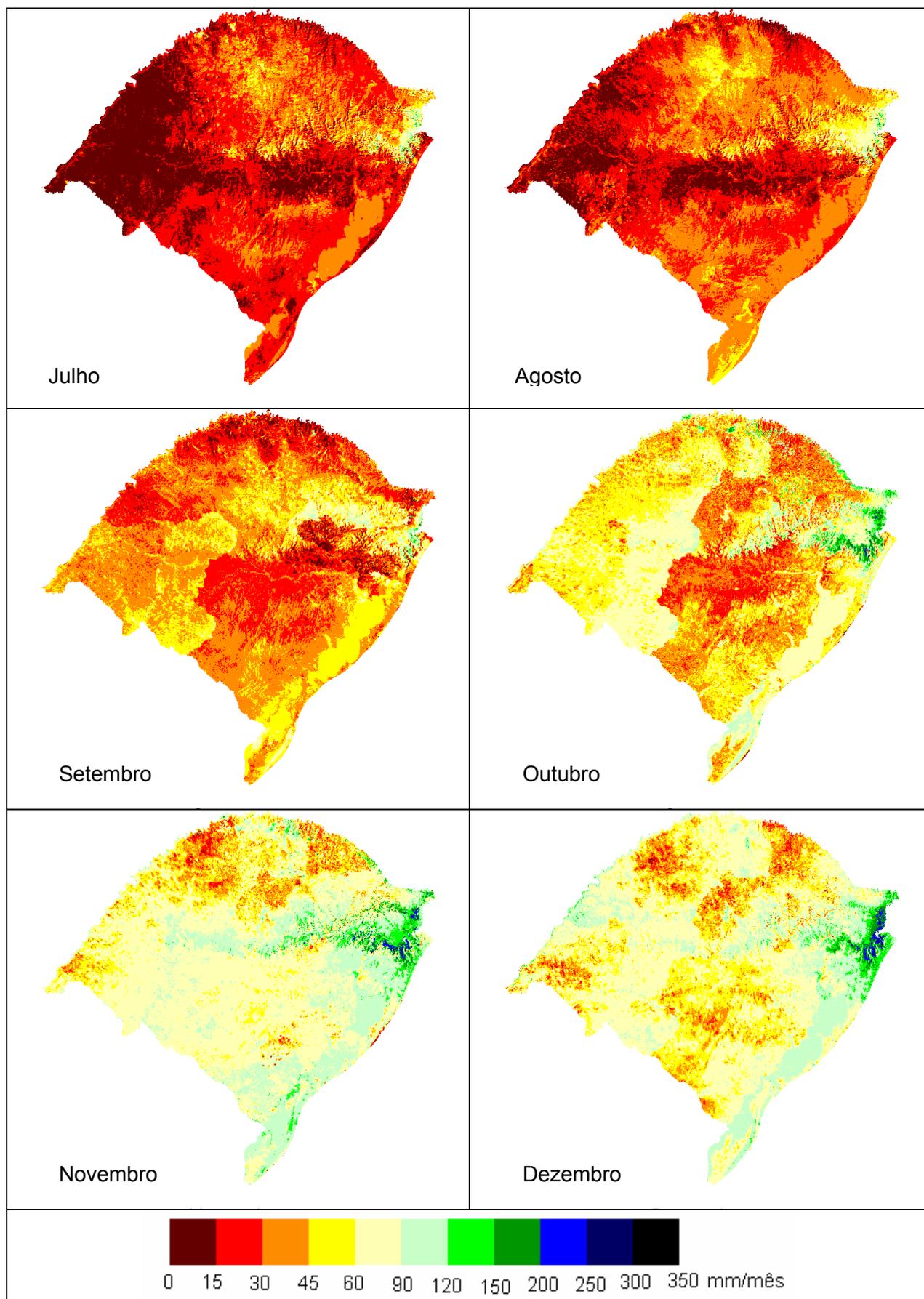


Figura 54 – Evapotranspiração mensal (mm m-1) obtidas pelo SEBAL (julho a dezembro).

Os dados contidos na Tabela 19 e no Gráfico 35 permitem verificar que as classes lagoa, campo e floresta apresentaram as menores taxas no mês de junho. A classe área cultivada apresentou a menor evapotranspiração no mês de maio e as classes área urbana e banhado, no mês de julho. As maiores taxas, por sua vez, ocorreram, para a classe lagoa, no mês de dezembro, para as classes campo, área cultivada e floresta, no mês de janeiro, e para as classes área urbana e banhado, no mês de novembro.

Tabela 19 – Evapotranspiração mensal segundo o SEBAL.

	Lagoa	Campo	Área cultivada	Floresta	Área urbana	Banhado
Jan	94.3	78.4	99.8	92.1	16.9	115.6
Fev	74.4	52.2	64.1	70.3	13.8	99.7
Mar	63.2	20.4	32.7	58.4	14.3	84.9
Abr	58.6	36.3	29.6	54.1	16.8	52.9
Mai	37.9	22.1	17.6	39.7	25.3	27.9
Jun	17.8	9.4	20.0	28.2	11.9	18.8
Jul	34.7	9.6	25.6	33.8	10.9	18.7
Ago	31.1	23.5	27.8	34.1	14.8	39.4
Set	54.9	35.8	26.2	49.7	18.5	50.5
Out	72.3	54.7	45.4	63.0	26.7	87.9
Nov	94.6	65.2	32.6	91.8	54.6	127.1
Dez	98.7	45.2	36.5	71.1	51.8	103.8
ANO	732.5	452.7	457.8	686.1	276.1	827.1

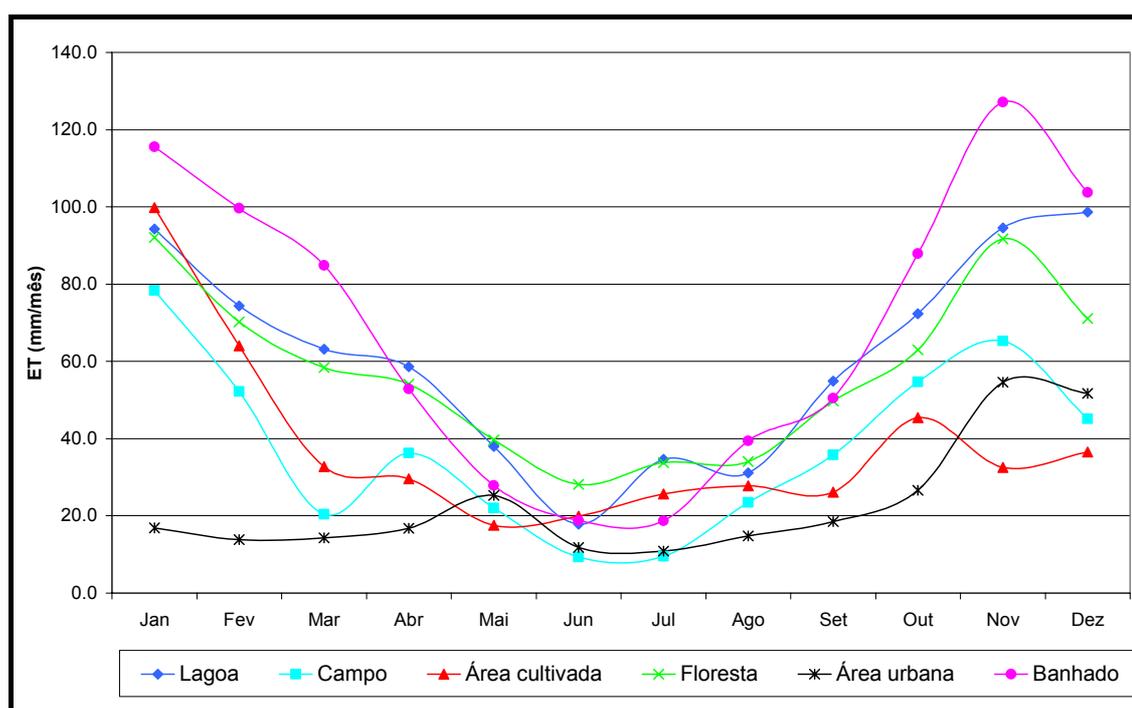


Gráfico 35 – Variação anual da evapotranspiração mensal segundo o SEBAL.

A Figura 55 e a Figura 56 apresentam a distribuição espacial da evapotranspiração mensal calculada pela metodologia S-SEBI. De forma semelhante ao SEBAL, as estimativas realizadas pelo S-SEBI representaram bem a sazonalidade da evapotranspiração no decorrer do ano. Chama a atenção o crescimento das áreas com menor evapotranspiração dos meses de abril a junho e a conseqüente diminuição das mesmas nos meses subseqüentes. É possível notar também, que esse aumento ocorre da fronteira noroeste, passando pelo centro, em direção a porção sudeste. Esse mesmo vetor de mudança das taxas da evapotranspiração ocorre, agora em sentido oposto, ou seja, de sudoeste para noroeste, na primavera. Outra observação que as Figuras abaixo demonstram é as altas taxas de perdas de umidade para a atmosfera nos períodos do início e final do ano na região dos campos altos de cima da Serra Gaúcha, localizados na porção nordeste do Estado e na área do Banhado do Taim, ao redor da Lagoa Mangueira, localizadas no extremo sul.

A Tabela 20 e o Gráfico 36 apresentam os dados mensais das classes utilizadas para análise. É possível verificar que em todas as classes analisadas a evapotranspiração mensal mínima ocorreu no mês de junho. Em relação os maiores valores, o mês do extremo superior para as classes lagoa, área cultivada, floresta e banhado foi janeiro. A classe campo e área urbana apresentaram as maiores evapotranspirações em novembro.

Tabela 20 – Evapotranspiração mensal segundo o S-SEBI.

	Lagoa	Campo	Área cultivada	Floresta	Área urbana	Banhado
Jan	96.8	45.7	69.7	127.5	34.5	124.5
Fev	74.3	35.0	52.3	106.7	28.4	107.4
Mar	56.0	25.0	49.1	113.4	29.4	91.5
Abr	52.6	33.1	28.1	68.9	26.2	59.5
Mai	32.5	26.5	26.8	61.2	29.5	40.6
Jun	13.7	12.5	16.5	35.6	17.4	19.0
Jul	29.4	20.1	30.1	42.6	20.3	22.9
Ago	26.6	20.1	30.0	47.8	21.2	38.2
Set	48.5	33.5	28.7	46.6	30.4	59.1
Out	54.6	43.8	41.5	83.0	35.3	90.2
Nov	88.8	59.4	25.5	96.2	46.1	114.0
Dez	94.7	48.5	27.2	88.5	44.3	103.3
ANO	668.7	403.2	425.5	918.0	362.9	870.3

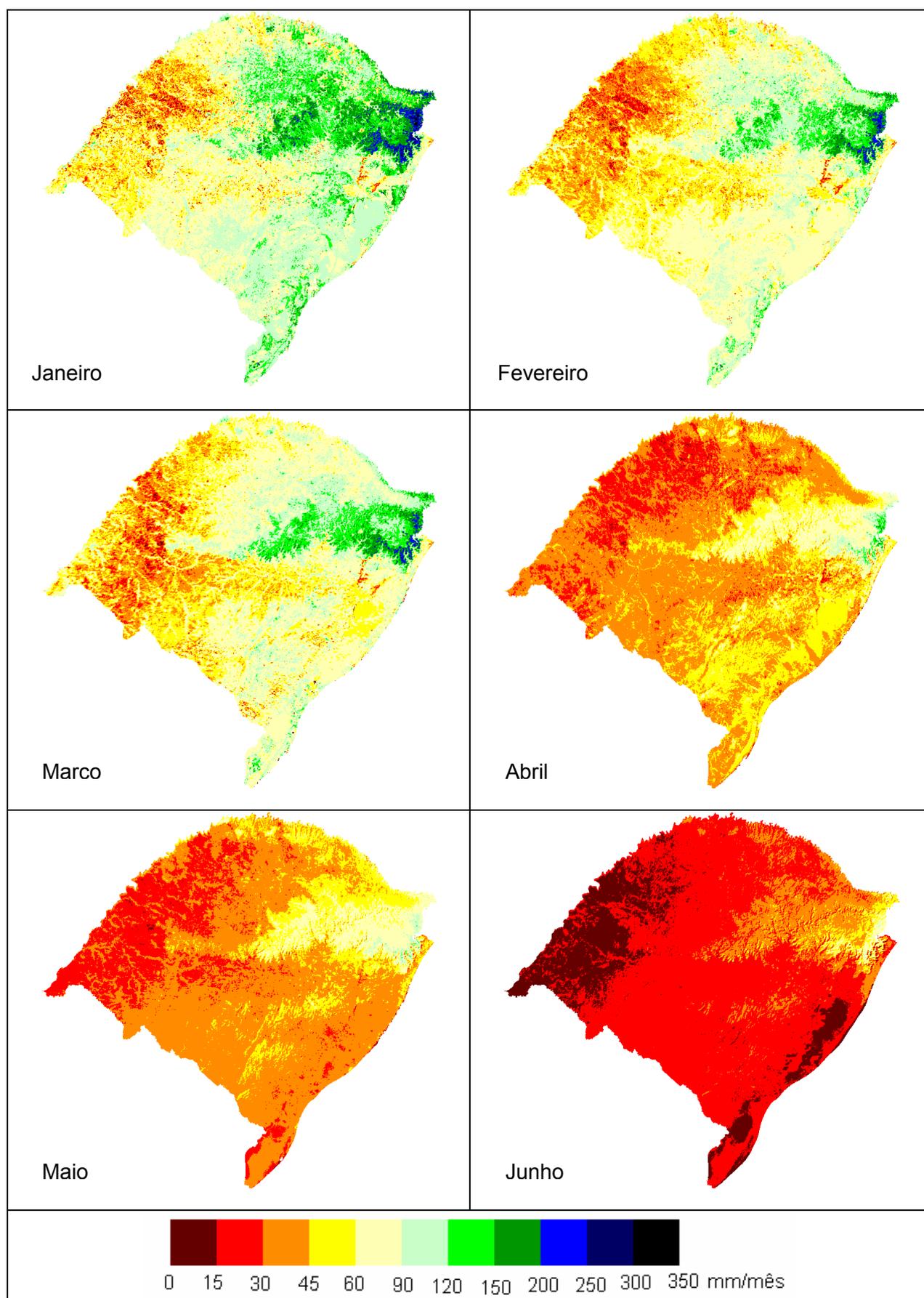


Figura 55 – Evapotranspiração mensal (mm mês⁻¹) obtidas pelo S-SEBI (janeiro a junho).

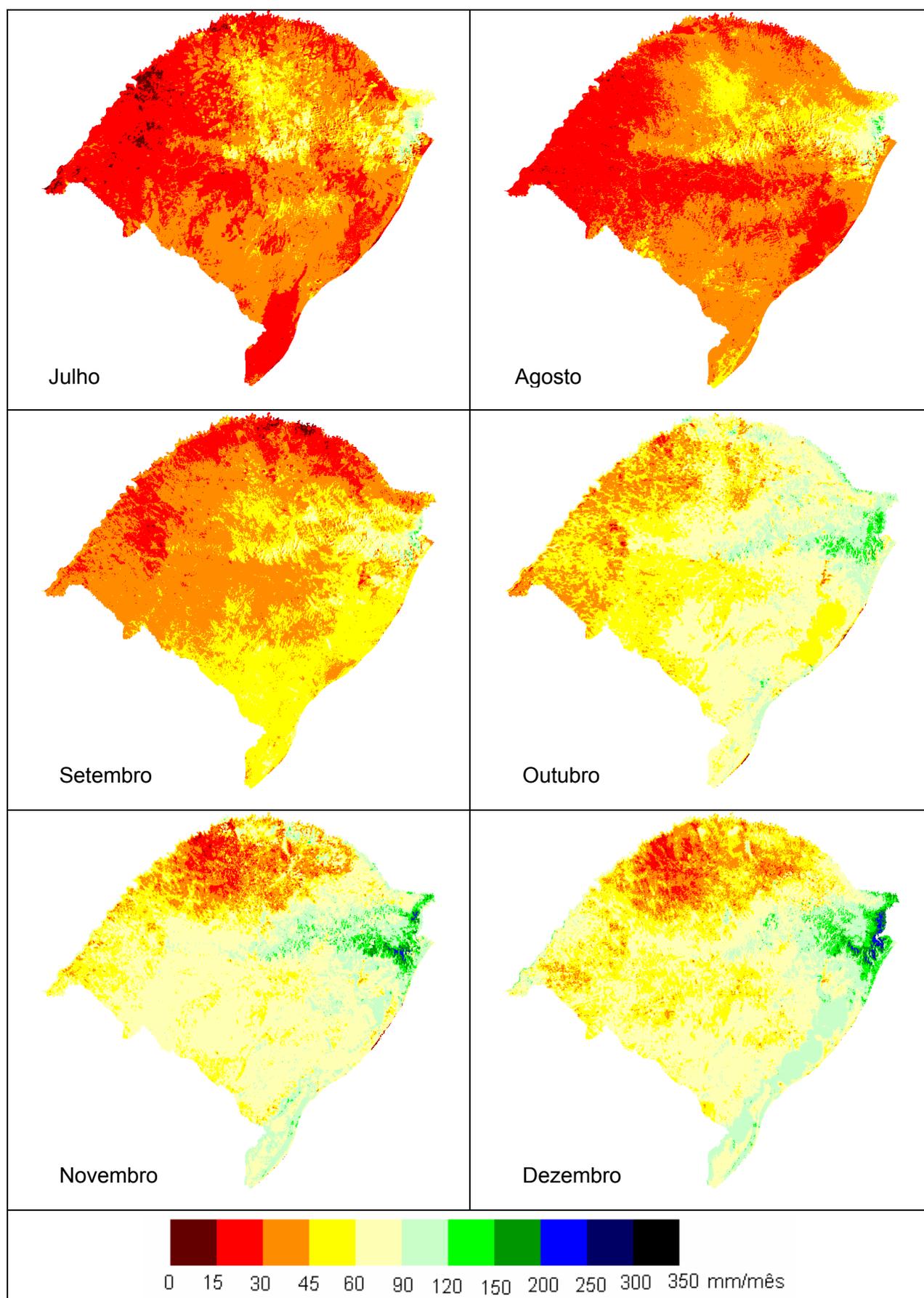


Figura 56 – Evapotranspiração mensal (mm mês⁻¹) obtidas pelo S-SEBI (julho a dezembro).

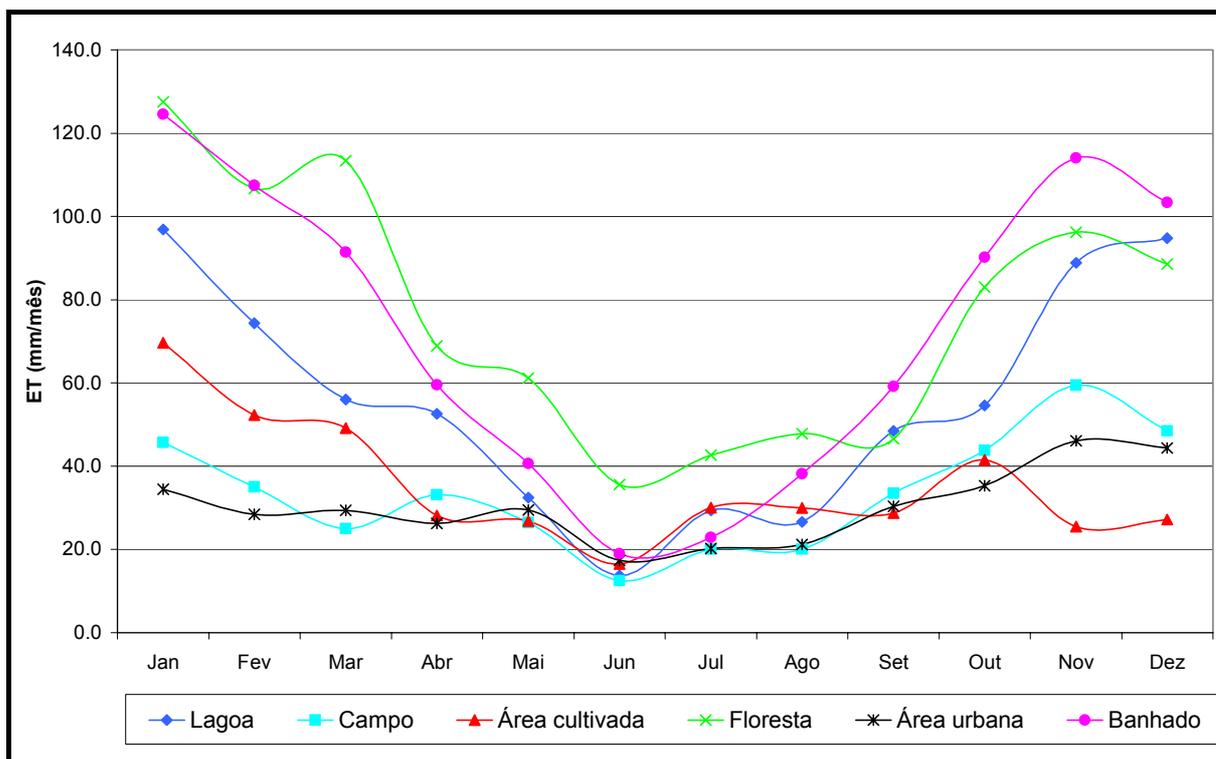


Gráfico 36 – Variação anual da evapotranspiração mensal segundo o S-SEBI.

A última escala de análise temporal dos dados é a anual. A Tabela 19 e Tabela 20, em suas últimas linhas, apresentam os valores de evapotranspiração acumulados durante o ano. Para as estimativas obtidas pelo SEBAL, as classes podem ser ordenadas de forma decrescente da seguinte maneira: banhado (827.1), lagoa (732.5), floresta (686.1), área cultivada (457.8), campo (452.7) e área urbana (276.1). As estimativas do S-SEBI, por sua vez, permitem que essas classes sejam ordenadas de forma semelhante: floresta (918), banhado (870.3), lagoa (668.7), área cultivada (425.5), campo (403.2) e área urbana (362.9). Em termos de valores anuais, verificamos que as estimativas do SEBAL superaram os valores obtidos pelos S-SEBI em, aproximadamente, 63.8 mm para a classe lagoa, 49.5 mm para o campo e 32.3 mm para área cultivada. Por sua vez, o S-SEBI apresentou valores de evapotranspiração real superiores ao SEBAL, em 231.9 mm para a floresta, 86.8 para a área urbana e 43.2 mm para o banhado.

Em termos de distribuição espacial, a Figura 57 e a Figura 58 nos auxiliam a ter uma idéia do comportamento espacial da evapotranspiração obtidos pelas metodologias SEBAL e S-SEBI, respectivamente. Ambas as figuras utilizam a mesma escala de cores.

Na primeira figura, verificamos que as áreas com maiores taxas de evapotranspiração (áreas em preto e azul) estão localizadas na porção nordeste do Estado, junto à fronteira com o Estado de Santa Catarina, nas áreas montanhosas da Serra Gaúcha, desde a porção leste até o centro do Estado, em algumas pequenas áreas no norte, junto às

margens do Rio Uruguai, em sua porção intermediária, localizada na fronteira com a Argentina e na Lagoa Mangueira em toda a sua circunvizinhança.

O fato de as maiores taxas de evapotranspiração localizarem-se nas áreas mais altas, inicialmente, chama a atenção por se trataram de locais mais frios do que o restante do Estado. No entanto, duas razões inter-relacionadas podem explicar esse fenômeno. Primeiramente, é a região com as mais densas florestas. Além disso, é a região com a maior quantidade de energia líquida disponível, fato devido às baixas temperaturas da superfície que influenciam diretamente o balanço de ondas longas. Esse mesmo comportamento, de crescimento da evapotranspiração real com a altitude, foi encontrado por Ayenew (2003) em sua aplicação do SEBAL em uma área da Etiópia. Segundo o autor, esse crescimento se dá devido à maior disponibilidade de umidade nas áreas mais altas.

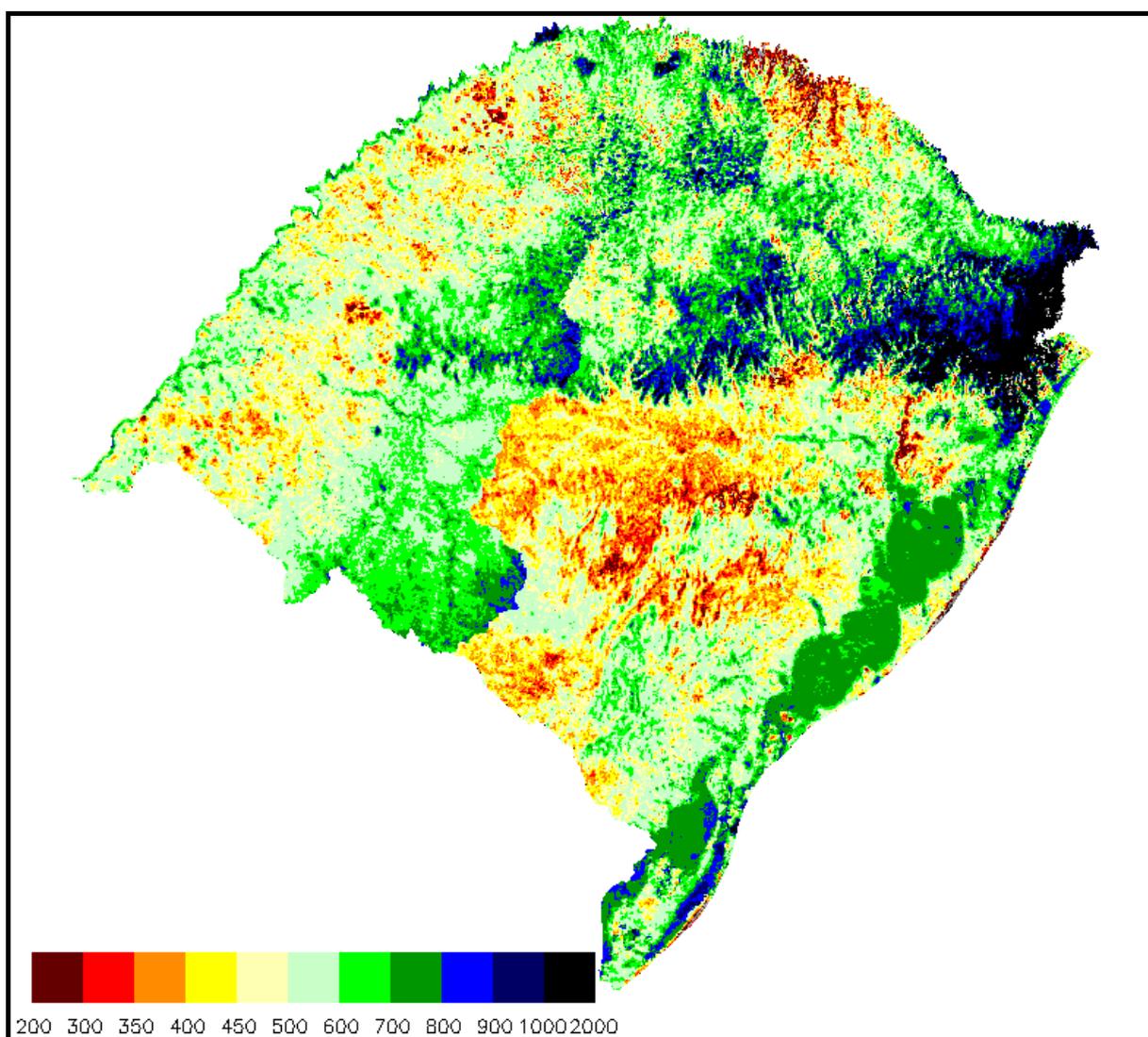


Figura 57 – Evapotranspiração (mm ano⁻¹) durante o ano de 1998 calculada pelo SEBAL.

As áreas com as menores taxas de evapotranspiração, segundo a metodologia SEBAL, são as áreas em tons avermelhados. É possível encontrar essas regiões em várias partes do Estado, mas as maiores áreas estão localizadas na porção centro-sul, no alto Uruguai e na fronteira noroeste do Estado, junto à Argentina.

Uma questão relevante a ser comentada é a evaporação nos corpos d'água. Verifica-se que na Lagoa dos Patos e Lagoa Mirim (em tons de cores verde-escuro) a evaporação é menor do que na região alagada do Taim (cor azul). Essa constatação parece coerente, uma vez que a profundidade e tamanho desses corpos d'água são distintos.

A literatura demonstra que a evaporação em lagos não é a mesma em toda a sua área. Ayenew (2003) encontrou variações espaciais de até 1.6 mm dia^{-1} no Lago Ziway, que possui uma área de 440 km^2 . Na média, esse corpo d'água apresentou evaporação de 5.6 mm dia^{-1} . Segundo esse autor, essas variações ocorrem devido à diferenças de temperatura da água e reflectância. As principais causas são o aporte de fluxos dos aquíferos e águas superficiais.

A Figura 58 apresenta a distribuição espacial da evapotranspiração anual calculada pela metodologia S-SEBI. Podemos verificar, inicialmente, uma diminuição dos tons em vermelho, principalmente na faixa leste e centro do Estado, indicando que as estimativas encontradas pelo S-SEBI são em média superiores às do SEBAL. Em relação ao SEBAL, aumentaram significativamente as áreas com perdas superiores a 800 milímetros anuais (áreas azuis e pretas), abrangendo toda a região noroeste do Estado (Serra Gaúcha) além de algumas áreas no sul. No restante do Estado, predominam áreas com taxas intermediárias (tons em verde), e à medida que se desloca para o interior, os valores vão diminuindo.

É facilmente visualizada a região metropolitana de Porto Alegre, junto ao Lago Guaíba, ao norte da Lagoa dos Patos, como uma região de pequenas perdas, como era de se esperar.

É possível verificar que a evaporação na Lagoa dos Patos e parte da Lagoa Mirim é menor que em relação ao SEBAL. A evaporação na Lagoa Mirim obtida pelo S-SEBI também apresentou valores mais baixos em relação ao SEBAL.

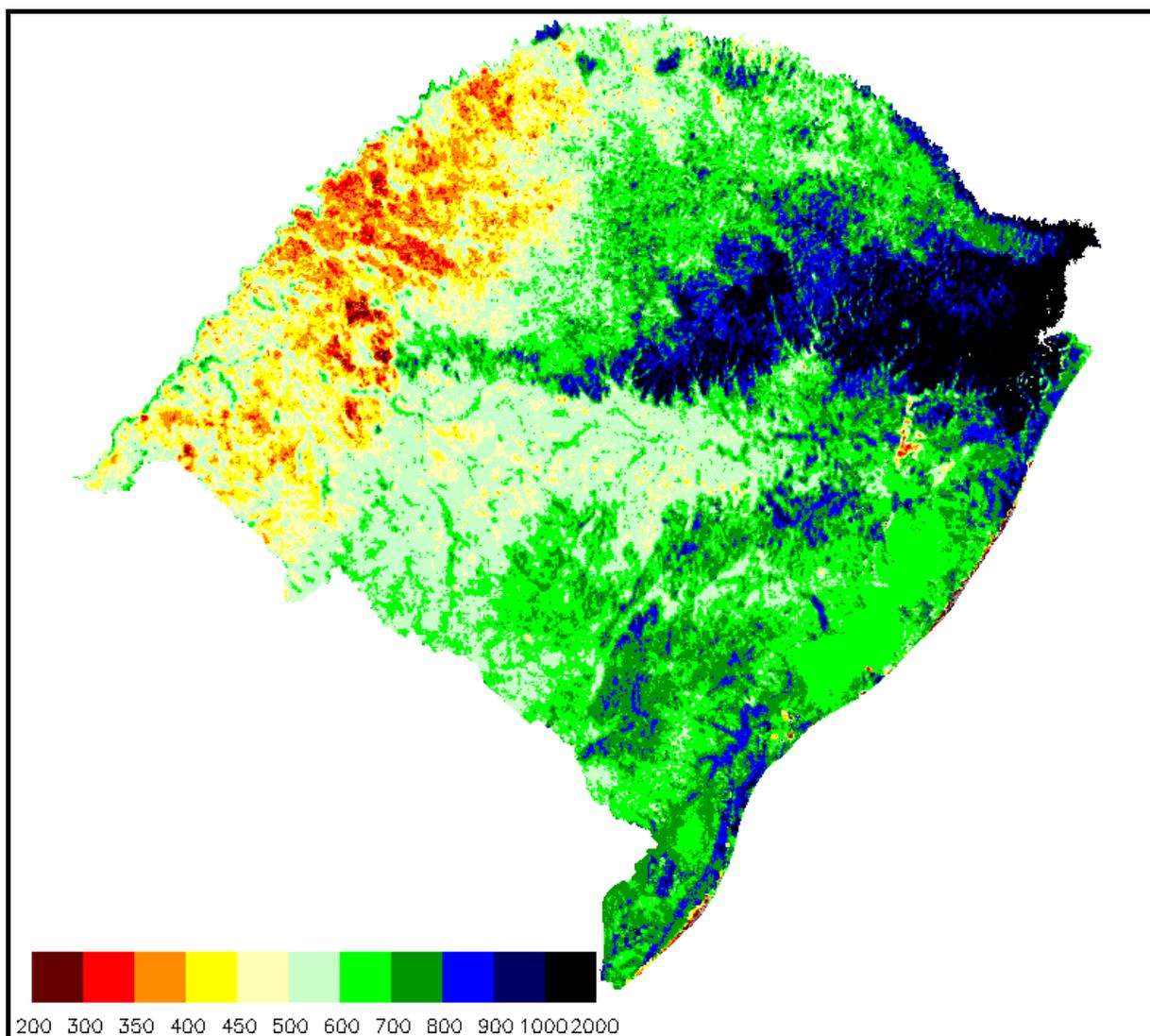


Figura 58 – Evapotranspiração (mm ano^{-1}) durante o ano de 1998 calculada pelo S-SEBI.

A fim de avaliar as diferenças dos resultados dos dois modelos utilizados foi feita a subtração das coberturas de evapotranspiração anual (SEBAL menos S-SEBI). O resultado encontra-se na Figura 59. As áreas negativas (tons alaranjados e vermelhos) são indicativas que as estimativas do S-SEBI superaram às do SEBAL. Essas áreas localizam-se principalmente na porção leste do Estado. As áreas positivas (cor amarela, verde e azul) indicam que os valores encontrados pelo SEBAL são maiores que as estimativas do S-SEBI. Este é o caso das regiões oeste e grandes corpos d'água.

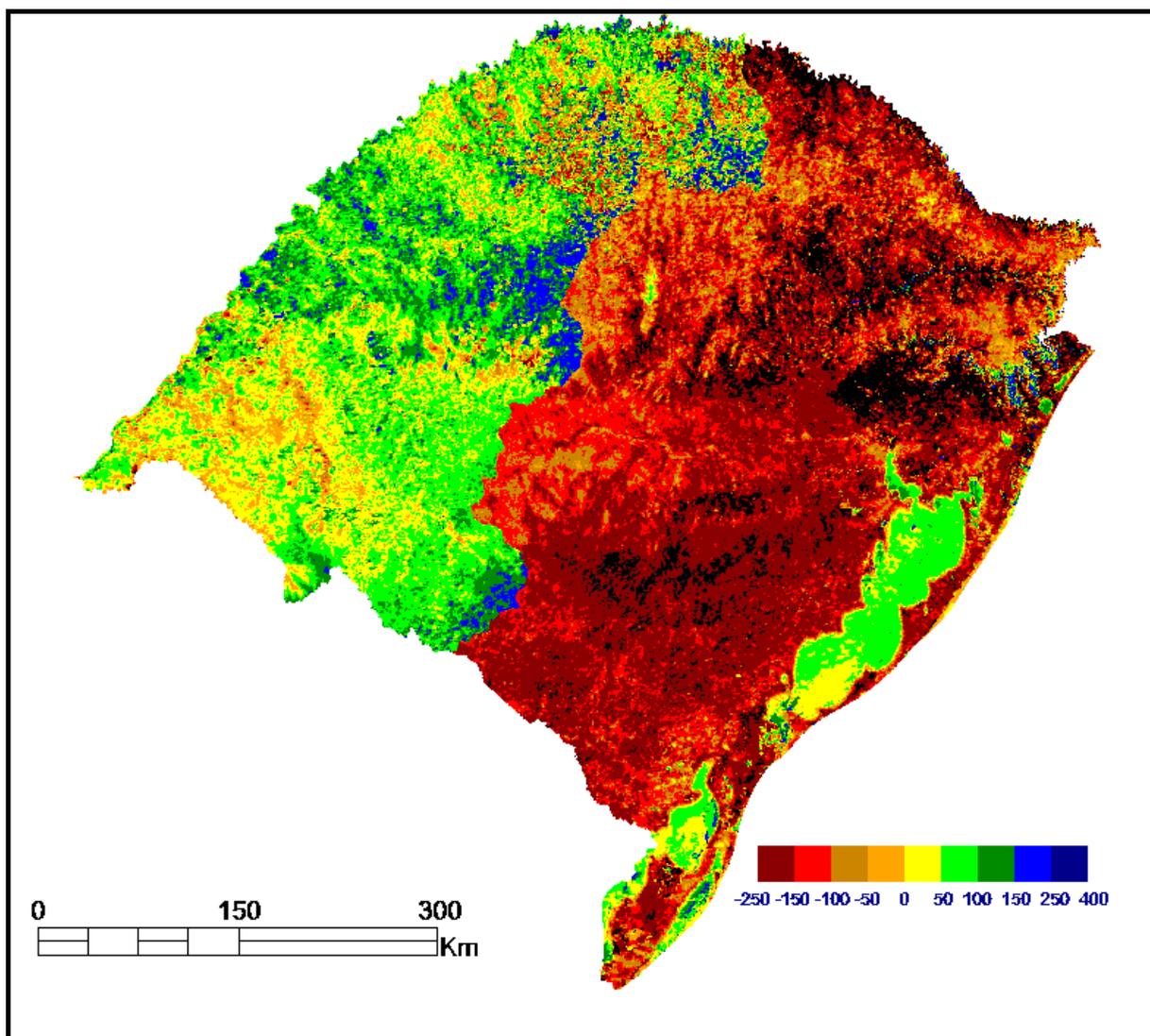


Figura 59 – Diferença entre a evapotranspiração (mm ano^{-1}) calculada pelo S-SEBI e SEBAL.

5.15 Verificação dos resultados

A literatura internacional, nas etapas de validação das estimativas, utiliza em geral, medidas dos componentes do balanço de energia realizadas por sensores colocados em torres meteorológicas. Esse tipo de equipamento, no entanto, é bastante caro, e apenas recentemente começaram a ser instalados no Brasil. Além disso, essas medidas são pontuais e representam uma pequena área.

Dessa maneira, optou-se por verificar as estimativas realizadas de três maneiras. A primeira delas possui um caráter mais espacial integrador, e utiliza bacias hidrográficas. Se realizarmos um balanço hídrico simplificado, em que desprezamos os termos de armazenamento e drenagem profunda, uma estimativa das perdas de umidade da superfície

para a atmosfera durante o ano é dada pela diferença entre a precipitação anual e a vazão média anual no exutório da bacia.

Assim, utilizando 17 bacias hidrográficas (Figura 29) foram calculados os balanços hídricos e confrontados com as estimativas do SEBAL e do S-SEBI. O Gráfico 37 e o Gráfico 38 mostram esses resultados.

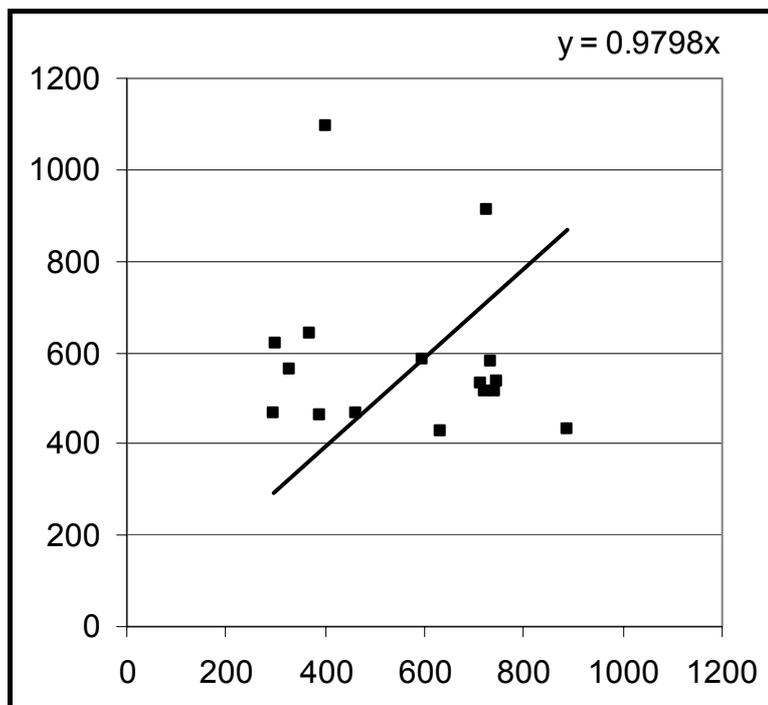


Gráfico 37 – ET (P-Q) x ET SEBAL (mm ano⁻¹).

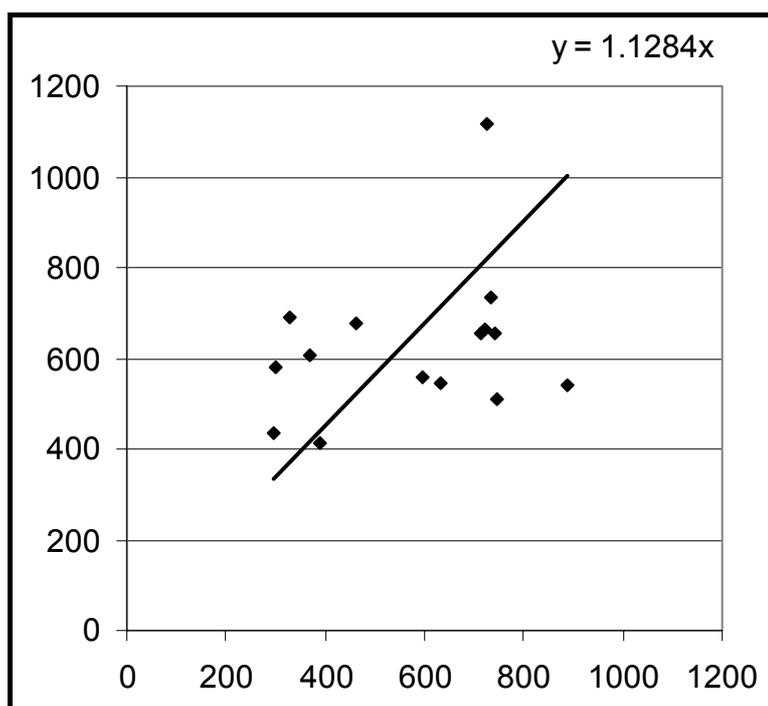


Gráfico 38 – ET (P-Q) x ET S-SEBI (mm ano⁻¹).

Podemos verificar nas figuras acima que existe não existe uma tendência bem definida nas estimativas, ocorrendo uma grande dispersão. A essa dispersão pode-se atribuir uma série de incertezas, entre as quais a má representação espacial da chuva, principalmente neste ano, que foi bastante chuvoso. Essa razão causa maiores incertezas, ainda, nos dados de vazão, uma vez que, por ter sido um ano de várias cheias, é provável que essas medidas possuam grandes erros associados, dada a baixa quantidade e qualidade dos pontos nos ramos superiores das curvas-chaves das seções. Além disso, em algumas dessas bacias, os termos de armazenamento e perdas por drenagem profunda podem não ser desprezíveis.

A segunda metodologia de verificação é pontual, por meio de medidas de evaporação feitas em tanques Classe A das estações do INMET. As medidas de evaporação dos tanques e as estimativas de evapotranspiração calculadas pelo SEBAL e pelo S-SEBI estão confrontadas no Gráfico 39 e no Gráfico 40, respectivamente. Neste caso, o ideal seria comparar medidas diárias de dados de lisímetros, mas tais dados não foram encontrados. De semelhante modo às bacias hidrográficas, não existe uma tendência bem definida. Observamos que as medidas de evaporação são em geral, superiores a evapotranspiração, comportamento este esperado.

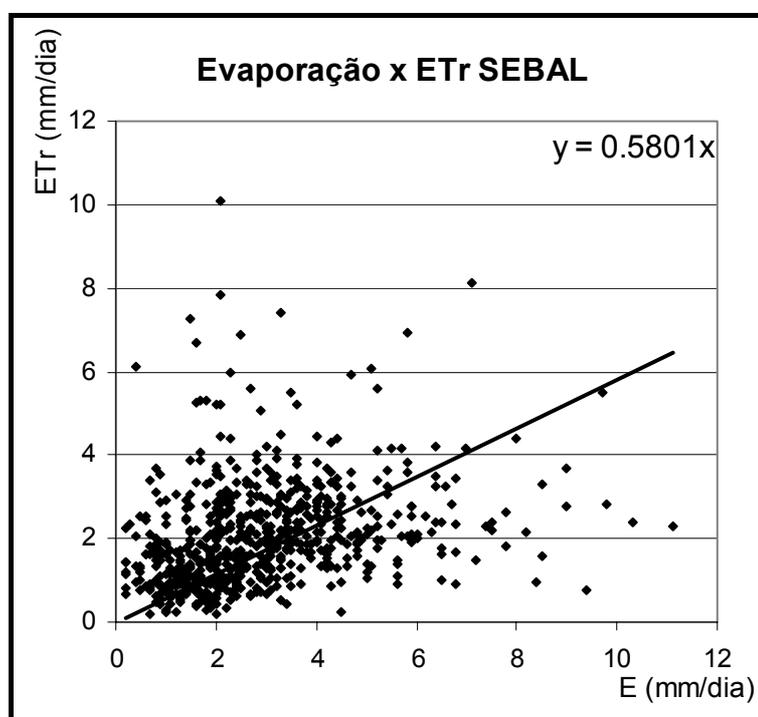


Gráfico 39 – Evaporação do Tanque Classe A x Evapotranspiração estimada pelo SEBAL (mm dia⁻¹).

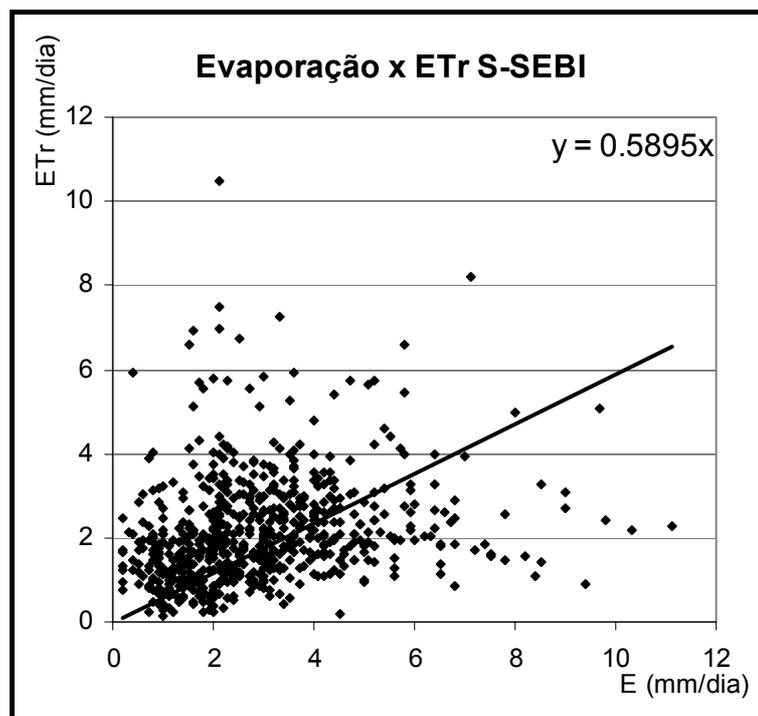


Gráfico 40 – Evaporação do Tanque Classe A versus Evapotranspiração do S-SEBI (mm dia⁻¹).

A última metodologia de verificação é o confronto de valores de evapotranspiração para as culturas do milho e da soja publicadas pela FEPAGRO (Matzenauer et al., 2002). As taxas de evapotranspiração real foram calculadas por meio da metodologia de balanço hídrico decendial, conforme Thornthwaite & Mather (1955). No caso do milho foi adotado um valor de capacidade de água disponível no solo (CAD) de 75 mm. A evapotranspiração de referência foi calculada pelo método de Penman para dez localidades do Estado. A evapotranspiração máxima da cultura foi obtida por meio de coeficientes de cultura determinados regionalmente. As determinações foram feitas para quatro ou cinco épocas de semeadura, com início no primeiro dia do mês, com intervalos de tempo de 30 dias, desde a emergência, passando pelo pendoamento, maturação fisiológica e final ciclo. Os resultados foram apresentados na forma de tabelas para o período de 1975/1976 a 2000/2001.

O Gráfico 41 e Gráfico 42 apresentam os valores de evapotranspiração real para a cultura do milho semeados nos períodos de 1º de dezembro de 1997 (esquerda) e 1º de setembro e 1º de agosto (à direita), com os dados estimados pelo SEBAL e S-SEBI nas respectivas datas, para oito municípios. Em geral, as estimativas do SEBAL e S-SEBI estiveram bem abaixo das calculadas para a cultura do milho, com exceção do município de Rio Grande e Veranópolis. Essas comparações devem ser feitas com bastante cautela, pois a resolução espacial do pixel da imagem é, em geral, superior que uma determinada área de milho, além dos erros de georreferenciamento já comentados. Logo, as escalas de estimativas são diferentes.

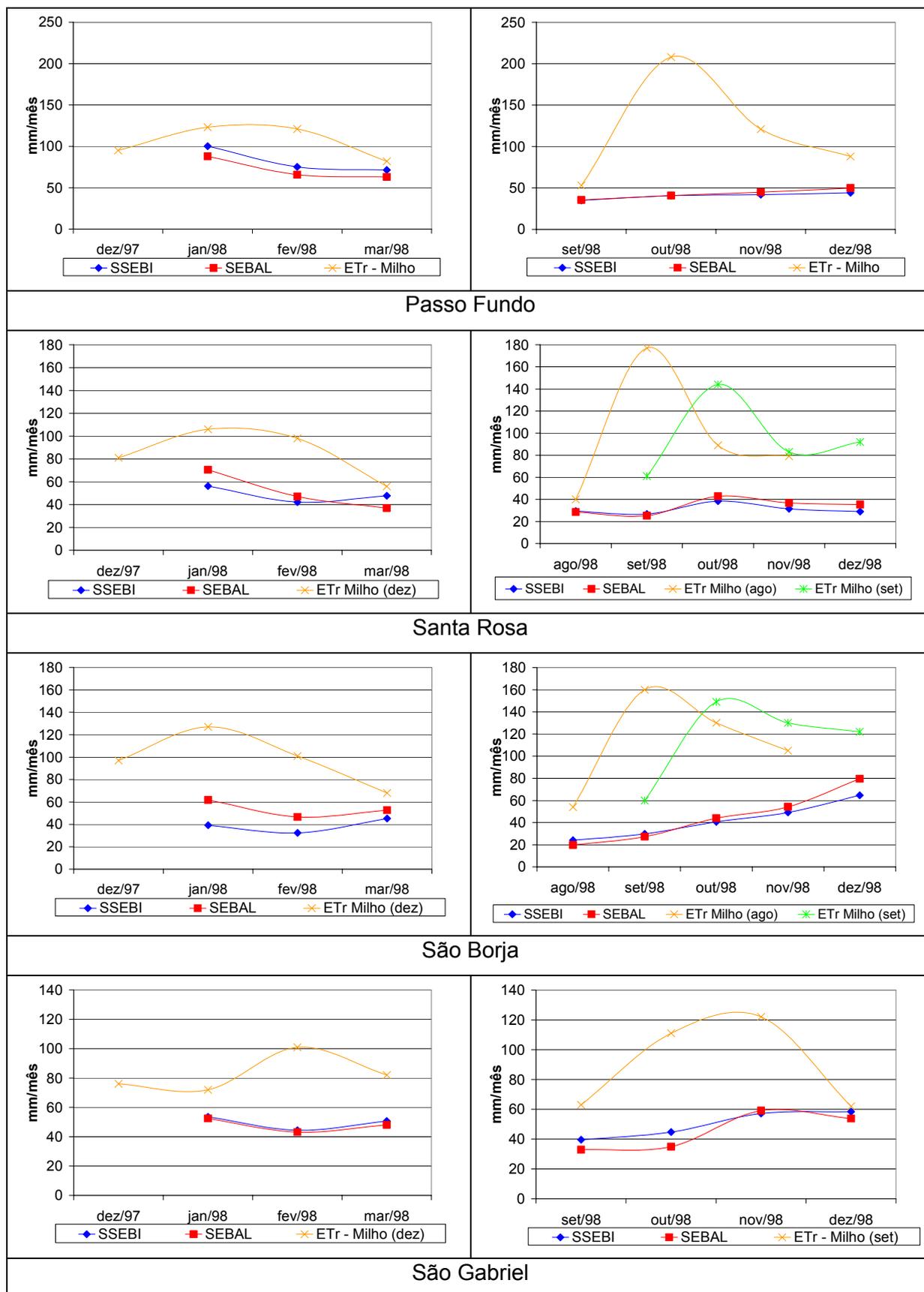


Gráfico 41 – Evapotranspiração real das culturas do milho e estimativas do SEBAL e S-SEBI para os municípios de Passo Fundo, Santa Rosa, São Borja e São Gabriel nos períodos de janeiro a março e agosto/setembro a dezembro de 1998.

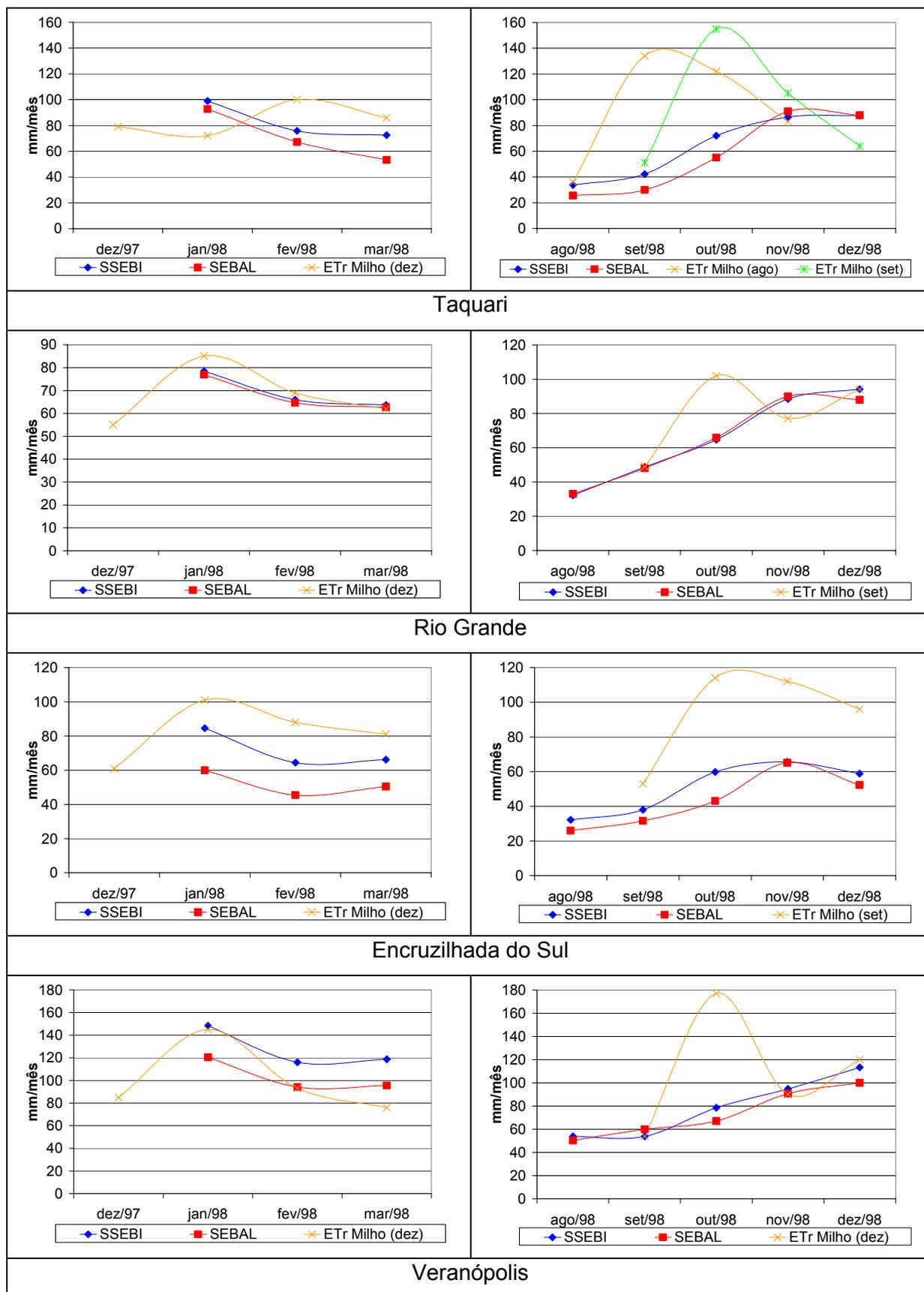


Gráfico 42 – Evapotranspiração real das culturas do milho e estimativas do SEBAL e S-SEBI para os municípios de Taquarí, Rio Grande, Encruzilhada do Sul e Veranópolis nos períodos de janeiro a março e agosto a dezembro de 1998.

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A presente dissertação de mestrado obteve como resultado principal duas séries de evapotranspiração real todo o Estado do Rio Grande do Sul em escala diária calculadas pelas metodologias SEBAL e S-SEBI, referentes ao período de 1º de janeiro a 31 de dezembro de 1998. Foram geradas 365 coberturas em formato raster com resolução de 1.1 x 1.1 km, para cada metodologia. Os valores de evapotranspiração foram acumulados para fornecer estimativas nas escalas mensal e anual.

Estas séries foram obtidas a partir de 44 imagens do sensor AVHRR praticamente livres de cobertura de nuvens. Para cada imagem, foram calculadas as seguintes coberturas: albedo, temperatura da superfície, NDVI, fluxo de calor do solo, radiação líquida, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e evapotranspiração instantânea. Com dados das estações meteorológicas e algoritmos de interpolação foram geradas coberturas de temperatura do ar e evapotranspiração de referência, variáveis intermediárias no processamento.

Foram selecionadas algumas áreas representativas de tipos coberturas de interesse: lagoa, banhado, campo, floresta, área cultivada e área urbana. As variáveis intermediárias e as séries de evapotranspiração real das classes foram analisadas e comparadas entre si. Os dois modelos utilizados também foram comparados entre si. Ambos modelos apresentaram valores de evapotranspiração real menores para as classes mais antropizadas (área urbana, campo e área cultivada) e valores maiores para as classes menos antropizadas (floresta, lagoa e banhado). Em geral, o S-SEBI superestimou os resultados de evapotranspiração em relação ao SEBAL na porção leste do Estado, e o contrário na porção oeste.

Não foi possível verificar diretamente as estimativas, uma vez que não se dispunha de dados de balanço de energia ou evapotranspiração real medidos em campo. Não obstante, foram feitas comparações das estimativas com um balanço hídrico simplificado anual em algumas bacias hidrográficas, com dados de evaporação medidos em estações do INMET em tanques do tipo Classe A e com estimativas de evapotranspiração real para a cultura do milho. Nos dados das bacias hidrográficas, não foi observada tendência bem definida, uma vez que, ora os modelos superestimavam e ora subestimavam a evapotranspiração. Na segunda validação dada pela comparação com dados de evaporação medida por tanques Classe A, foi verificado que a evaporação medida é maior do que os valores calculados. Esse resultado é coerente, pois a literatura descreve que a evaporação

medida no tanque superestima a evapotranspiração real. Na terceira verificação, as estimativas do SEBAL e S-SEBI estiveram, em geral, bastante abaixo dos dados de evapotranspiração real do milho.

Em geral, os resultados foram considerados coerentes, o que confere à metodologia utilizada um grande potencial de uso, uma vez que possibilita acessar a distribuição espacial da evapotranspiração.

As sugestões para futuros estudos que abordem o presente tema são as seguintes:

- A. utilização de estações meteorológicas automáticas, a fim de obter medidas mais precisas e em qualquer hora do dia das variáveis climatológicas, uma vez que as metodologias podem ser utilizadas em outras imagens de satélites;
- B. verificação com dados de fluxos de energia obtidos em campo por meio de torres. A literatura internacional apresenta a verificação dos resultados por meio desse tipo de medidas em campo;
- C. ajuste empírico da relação G/R_n para a área em questão. A formulação utilizada foi retirada da literatura e não foi possível avaliar a sua validade para a área em questão;
- D. validação por meio de modelos de fluxo de água no solo (ex. SWAP). Uma alternativa, também encontrada na literatura é a comparação dos resultados obtidos via sensoriamento remoto com modelos de fluxo de água no solo, que, se bem calibrados, representam bem a disponibilidade de água no solo e a evapotranspiração. A desvantagem desse tipo de validação é a baixa representação espacial;
- E. validação por meio de modelos atmosféricos de meso-escala. Nesse caso, é muito bem representada a dinâmica da atmosfera nos processos de troca de calor;
- F. utilização de outras imagens de satélites. O rápido desenvolvimento de novos sensores e satélites para estudos ambientais fornece novas imagens com melhores resoluções espectrais, espaciais e temporais;
- G. utilização de modelos de transferência radiativa a fim de eliminar ou minimizar os efeitos atmosféricos no cálculo do albedo, temperatura da superfície e demais variáveis. Tais modelos, no entanto, exigem uma grande quantidade de informações. Por outro lado, a qualidade das estimativas aumenta bastante. Sugerimos assim, um estudo a fim de quantificar esses ganhos;
- H. avaliar/quantificar o ganho do uso da topografia no cálculo do Saldo de Radiação;
- I. fazer uma análise de sensibilidade no cálculo do Calor Sensível para o SEBAL. Não foi encontrado na literatura nenhum estudo de sensibilidade para o cálculo dessa

- importante variável. Um estudo desse tipo certamente auxiliará em novas metodologias de parametrização resultando em estimativas mais fiéis da realidade;
- J. comparar a técnica de seleção dos pixels âncora automatizada proposta pelo presente trabalho com a metodologia convencional;
 - K. utilizar as estimativas realizadas em um modelo hidrológico distribuído a fim de avaliar o ganho na melhor representação espacial da ET.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Allen, R. G., Pereira, L. S. D. & Smith, M. (1998): Crop evaporation (irrigation and drainage paper 56). Roma: FAO, 301 p.

Allen, R., Tasumi, M. & Trezza, R. (2002): SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – Advanced Training and Users Manual – Idaho Implementation, version 1.0.

Amayreh, J.A. (1995): Lake evaporation: a model study. Ph.D. dissertation, Dept. Biological and Irrigation Engineering, Utah State University, Logan, UT. 178 p. In: Allen, R., Tasumi, M. & Trezza, R. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – Advanced Training and Users Manual – Idaho Implementation, version 1.0.

Antonié, O. (1998): Modelling daily topographic solar radiation without site-specific hourly radiation data. *Ecological Modelling*, 113, 31-40.

Ayewew, T. (2003): Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopian rift and adjacent highlands. *Journal of Hydrology* 279:83–93.

Bastiaanssen, W. G. M. (1995): Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. Wageningen: Wageningen Agricultural University. 273p. (Ph.D. Thesis). In: Roerink, G. J., Su, Z., Menenti, M. (2000): S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Phys. Chem. Earth (B)*. 25(2):147-157.

Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R. A., Holtslag, A. A. M. (1998): A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation. *Journal of Hydrology* 212-213:198–212.

Bastiaanssen, W. G. M. (2000): SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology* 229:87–100.

Becker, F., Li, Z. (1990): Towards a local Split-Window Method Over Land Surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, 11,N3,369-393. In: Gusso, A., Fontana, D.C. (2003): Ensaio comparativo sobre métodos de monitoramento da temperatura da superfície terrestre no estado do Rio Grande do Sul com uso dos satélites NOAA. *Anais XI SBSR*. Belo Horizonte, INPE, p.1185-1192.

Beltrame, L. F. S., Louzada, J. A. S., Lanna, A. E. L., Cauduro, F. A., Rosa, S. M., Miranda, T. L. (1994): Evapotranspiração potencial no Rio Grande do Sul. Porto Alegre: IPH/UFRGS. Recursos Hídricos nº 31. 49p.

Berlato, M. A. (1999): As condições de precipitação pluvial no estado do Rio Grande do Sul e os impactos das estiagens na produção agrícola. In: Bergamaschi, H. (org) (1999): Agrometeorologia aplicada à irrigação. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS, 125p.

Bertoni, J. C. (1997): Elementos de hidrometeorologia. . In: Tucci, C.E.M. (org.) Hidrologia: ciência e aplicação. 2ª ed. Porto Alegre: Editora da Universidade/UFRGS: ABRH, 943p.

Bezerra, M. V. C. (2004): Balanço de energia em áreas irrigadas utilizando técnicas de sensoriamento remoto. Campina Grande: CCT/UFCG. 108p. (Dissertação de Mestrado).

Bowen, I. S. (1926): The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review* 27: 779-787. In: Pereira, A. R., Villa Nova, N. A., Sedyama, G. A. (1997): Evapo(transpi)ração. Piracicaba: FEALQ, 183p.

Brunt, D. (1952): *Physical and dynamical meteorology*. Cambridge, Univ. Press, 428p. In: Pereira, A. R., Villa Nova, N. A., Sedyama, G. A. (1997): Evapo(transpi)ração. Piracicaba: FEALQ, 183p.

Brutsaert, W. (1982): *Evaporation into the Atmosphere*. Reidel, Dordrecht, The Netherlands. In: Kustas, W. P.; Norman, J. M. (1996): Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences Journal* 41 (4) 495 – 516.

Bouchet, R. J. (1963): Évapotranspiration réelle, Évapotranspiration potentielle, et production agricole. *Ann. Agron.*, 14:743-824. In: Pereira, A. R., Villa Nova, N. A., Sedyama, G. A. (1997): Evapo(transpi)ração. Piracicaba: FEALQ, 183p.

Christofidis, D. (2001): Olhares sobre a política de recursos hídricos no Brasil: o caso da bacia do Rio São Francisco. Brasília: Universidade de Brasília, Centro de Desenvolvimento Sustentável (CDS). 430p. (Tese de Doutorado).

Choudhury, B. J. (2000): Seasonal and interannual variations of total evaporation and their relations with precipitation, net radiation, and net carbon accumulation for the Gediz basin area. *Journal of Hydrology* 229:77–86.

Cihlar, J., Howarth, J. (1994): Detection and Removal of Cloud Contamination from AVHRR Images. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. Vol. 32, no. 3.

Conti, G. N. (2002): Estimativa da precipitação através de técnicas de sensoriamento remoto: estudo de caso para o estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, IPH/UFRGS. 188p (Dissertação de Mestrado).

Di, L., Rundquist, D.R. (1994): A one-step algorithm for correction and calibration of AVHRR level 1b data. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 60(2):165-171.

Diak, G. R.; Bland, W. L.; Mecikalski J. (1996): A note on first estimates of surface insolation from GOES-8 visible satellite data. Agricultural and Forest Meteorology 82:219-226.

Di Vittorio, A. V., Emery, W. J. (2002): An automated, dynamic threshold cloud-masking algorithm for daytime AVHRR images over land. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. Vol. 40, no. 8.

Doorembos, J., Pruitt, W. O. (1975): Guidelines for predicting crop water requirements. ONU-FAO, Roma, 1975 (Irrigation and Drainage Paper, No 24). In: Varejão-Silva, M.A. (2001): Meteorologia e Climatologia. 2ª ed. Brasília: INMET, 532 p.

ENVI, (2002) – Guia em português do programa ENVI, disponível em <<http://www.envi.com.br/guia>> Acesso em 20 de mar 2004.

Fontana, D.C. (1999): Determinação da Evapotranspiração. In: Bergamaschi, H. (org) (1999): Agrometeorologia aplicada à irrigação. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS, 125p.

França, G.B., Cracknell, A.P. (1995): A simple cloud masking approach using NOAA AVHRR daytime data for tropical areas. International Journal of Remote Sensing 16 (9):1697-1705.

French, A. N., Norman, J. M., Anderson, M. C. (2003): A simple and fast atmospheric correction for spaceborne remote sensing of surface temperature. Remotes Sensing of Environment 87: 326-333.

Garatuza-Payan, J.; Pinker, R.T.; Shuttleworth, W.J.; Watts, C.J. (2001): Solar radiation and evapotranspiration in northern Mexico estimated from remotely sensed measurements of cloudiness. Hydrological Sciences Journal 46 (3):465 – 478.

Garcia, N. O. (1994): Elementos de Climatologia. Colección Ciência y Técnica, Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, Argentina, 280p.

Glover, J., McCulloch, J. S. F. (1958): The empirical relation between solar radiation and hours of sunshine. *Quart. J. Royal Met. Soc.*, 84:172-175. In: Pereira, A. R.; Villa Nova, N. A.; Sedyama, G. A. (1997) *Evapo(transpi)ração*. Piracicaba: FEALQ, 183p.

Granger, R. J. (1989): Evaporation from natural nonsaturated surfaces. *J. Hydrol.* 111:21-29. In: Granger, R. J. (2000): Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin. *Journal of Hydrology* 229:70–76.

Granger, R. J. (2000): Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin. *Journal of Hydrology* 229:70–76.

Griend, A.A.Van de, Owe, M. (1993): On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, 14:1119-1131. In: Gusso, A., Fontana, D.C. (2003): Ensaio comparativo sobre métodos de monitoramento da temperatura da superfície terrestre no estado do Rio Grande do Sul com uso dos satélites NOAA. *Anais XI SBSR*. Belo Horizonte, INPE, p.1185-1192.

Gusso, A., Fontana, D.C. (2003): Ensaio comparativo sobre métodos de monitoramento da temperatura da superfície terrestre no estado do Rio Grande do Sul com uso dos satélites NOAA. *Anais XI SBSR*. Belo Horizonte, INPE, p.1185-1192.

Hobins, M. T., Ramírez, J. A., Brown, T. C. (2004): Developing a long-term, high resolution, continental-scale, spatially distributed time-series of topographically corrected solar radiation. *Hydrology Days*.

Hucek, R., Jacobowitz, H. (1995): Impact of scene dependence on AVHRR albedo models. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 12. In: Silva, B. B. (2004): *Balanço de Radiação com dados AVHRR/NOAA-14*. In: Ferreira, N. J. (coord). *Aplicações Ambientais Brasileiras dos Satélites NOAA e TIROS-N*. 1ª ed. São Paulo: Oficina de Textos. 271 p.

INPE (2003) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Ajuda do programa SPRING.

INPE (2005) El Niño e La Niña. Disponível em <<http://www.cptec.inpe.br/enos/>>. Acessado em março de 2005.

Jackson, R. D.; Reginato, R. J.; Idso, S. B. (1977): Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resource Research* 13:651-656. In: Sandholt, I.; Andersen, H. S. (1993): Derivation of Actual Evapotranspiration in the Senegalese Sahel, Using NOAA-AVHRR Data during the 1987 Growing Season. *Remote Sensing Environment*. 46:164-172.

Jacobs, J. M., Myers, D. A., Anderson, M. C., Diak, G. R. (2000): GOES surface insolation to estimate wetlands evapotranspiration. *Journal of Hydrology* 266:53–65.

Kampel, M. (2004): Características gerais dos satélites NOAA: histórico, instrumentos e comunicação de dados. In: Ferreira, N. J. (coord). *Aplicações Ambientais Brasileiras dos Satélites NOAA e TIROS-N*. 1ª ed. São Paulo: Oficina de Textos. 271 p.

Kerr, H.Y., Lagourade, J.P., Imbernom, J. (1992): Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 40:1-20. In: Gusso, A., Fontana, D.C. (2003): Ensaio comparativo sobre métodos de monitoramento da temperatura da superfície terrestre no estado do Rio Grande do Sul com uso dos satélites NOAA. *Anais XI SBSR*. Belo Horizonte, INPE, p.1185-1192.

Kidwell, K. B. (ed) (1995): *NOAA Polar Orbiter Data User's Guide*. Washington: NOAA/NESDIS/NCDC/CSD/SSB.

Kite, G.W.; Droogers, P. (2000): Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data. *Journal of Hydrology* 229:3–18.

Kustas, W. P.; Norman, J. M. (1996): Use os remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences* 41(4): 495–516.

Lee, W., Kudoh, J., Makino, S. (1999): A new cloud detection algorithm for NOAA imagery. *IEEE TENCON*.

Lorenzetti, J. A.; Araújo, C. E. S. (2004). Determinação da temperatura da superfície do mar (TSM), a partir do sensor AVHRR. In: Ferreira, N. J. (coord). *Aplicações Ambientais Brasileiras dos Satélites NOAA e TIROS-N*. 1ª ed. São Paulo: Oficina de Textos. 271 p.

Maidment, D. R. (1993). *Hydrology*. In: Maidment, D. R. (org). *Handbook of Hydrology*. New York: Mcgraw-Hill, 1424p.

Martinez-Lozano, J. A., Tena, F., Onrubia, J. E., De la Rubia, J. (1984): The historical evolution of the Angstrom formula and its modifications: review and bibliography. *Agric. For. Meteorol.*,33:109-128. In: Pereira, A. R.; Villa Nova, N. A.; Sedyama, G. A. (1997) *Evapo(transpi)ração*. Piracicaba: FEALQ, 183p.

Maturi, E. M., Pichel, W. G. (1993): *Cloud masking for CoastWatch Satellite Imagery*. Washington D.C.: NOAA/NESDIS/ORA.

Matzenauer, R. (1999): *Evapotranspiração de plantas cultivadas e coeficientes de cultura*. In: Bergamaschi, H. (org) (1999): *Agrometeorologia aplicada à irrigação*. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS, 125p.

Matzenauer, R., Bergamaschi, H., Berlato, M. A., Maluf, J. R. T., Barni, N. A., Bueno, A. C., Didoné, I. A., Anjos, C. S., Machado, F. A., Sampaio, M. R. (2002): *Consumo de Água e Disponibilidade Hídrica para o Milho e Soja no Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: FEPAGRO, 105 p.

Mendes, C. A. B., Cirilo, J. A. (2001): *Geoprocessamento em Recursos Hídricos: Princípios, integração e aplicação*. 1ª ed. Porto Alegre, ABRH, 536p.

Menenti, M., Bastiaanssen, W. G. M., Eick D. van, Abl El Karin, M. A. (1989): Linear relationships between surface reflectance and temperature and their application to map evaporation of groundwater. *Adv. Space Res.* 9(1):165-176. In: Roerink, G. J., Su, Z., Menenti, M. (2000): S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Phys. Chem. Earth (B)*. 25(2):147-157.

Menenti, M., Choudhury, B. (1993): Parameterization of land surface evaporation by means of location dependent potential evaporation and surface temperature range. *Proceedings of IAHS conference on Land Surface Processes*, IAHS Publ.212:561-568. In: Roerink, G. J., Su, Z., Menenti, M. (2000): S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Phys. Chem. Earth (B)*. 25(2):147-157.

Moore, C. J., Fish, G. (1986): Estimating heat storage in amazonian tropical forest. *Agricultural For. Meteorol.*, 38: 147-169. In Pereira, A. R.; Villa Nova, N. A.; Sedyama, G. A. (1997) *Evapo(transpi)ração*. Piracicaba: FEALQ, 183p.

Moreira, M. A. (2003): *Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação* 2. ed. – Viçosa: UFV, 307p.

Morton, F. I. (1983): Operational estimates of areal evapotranspiration ration and their significance to the science and practice of hydrology. *J. of Hydrology*, 66:1-76.

Murray, F. W. (1967): On the computation of saturation vapor pressure. *J. Appl. Meteor.*, 6:203-4. In: Pereira, A. R.; Villa Nova, N. A.; Sedyama, G. A. (1997) *Evapo(transpi)ração*. Piracicaba: FEALQ, 183p.

Oliveira, C. (1983): *Dicionário Cartográfico*. Rio de Janeiro: IBGE, 781p.

Paulson, C.A. (1970): The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Appl. Meteorol.* 9:857-861. In: Allen, R., Tasumi, M. & Trezza, R. (2002): *SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – Advanced Training and Users Manual – Idaho Implementation, version 1.0*.

Penman, H.L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London*, A193:120-146. In: Pereira, A. R.; Villa Nova, N. A.; Sedyama, G. A. (1997) *Evapo(transpi)ração*. Piracicaba: FEALQ, 183p.

Penman, H.L. (1956): Evaporation: an introductory survey. *Neth. J. Agric. Sci.* 4:9-29. In: Pereira, A. R., Villa Nova, N. A., Sedyama, G. A. (1997): *Evapo(transpi)ração*. Piracicaba: FEALQ, 183p.

Pereira, A. R., Villa Nova, N. A., Sedyama, G. A. (1997): *Evapo(transpi)ração*. Piracicaba: FEALQ, 183p.

Pereira, M. C., Fernandes, A. E., Braga, R. A., Silva, R. A. B. (2004): Detecção de queimadas com o uso do radiômetro AVHRR. In: Ferreira, N. J. (coord). *Aplicações Ambientais Brasileiras dos Satélites NOAA e TIROS-N*. 1ª ed. São Paulo: Oficina de Textos. 271 p.

Phulpin, T., Jullien, J. P., Lasselin, D. (1989): AVHRR data processing to study the surface canopies in temperate regions, first results of HAPEX-MOBILHY. *Int. J. Remote Sens.* 10:869-889. In: Sandholt, I., Andersen, H. S. (1993): *Derivation of Actual Evapotranspiration in the Senegalese Sahel, Using NOAA-AVHRR Data during the 1987 Growing Season*. *Remote Sensing Environment*. 46:164-172.

Piazza, E. (1998): Sea temperature and cloudiness obtained with NOAA-14 AVHRR imagery. IEEE;

Pinker, R. T. (1985): Determination of surface albedo from satellites. *Adv. Space Res.*, 5 (6): 333-343.

Pinker, R. T., and Laszlo, I. (1992): Modeling surface solar irradiance for satellite applications on global scale, *J. Appl. Meteor.* 31:194-211.

Price, J. C. (1980): The potential of remotely sensed thermal infrared data to infer surface soil moisture and evaporation. *Water Resources Research.* 16:787-795. In: Kustas, W. P.; Norman, J. M. (1996): Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences* 41(4): 495–516.

Price, J.C. (1984): Land surface temperature measurements from the split-window channels of NOAA 7 Advanced Very High Resolution Radiometer. *Journal of Geophys. Res.* In: Di, L., Rundquist, D.R. (1994): A one-step algorithm for correction and calibration of AVHRR level 1b data. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing.* 60(2):165-171.

Ribeiro, A. M. A. (1980): Estudo das relações entre radiação solar global (Q_g) e a razão de insolação (n/N), em algumas regiões do Brasil. Piracicaba, ESALQ/USP. 88p. (Tese de Mestrado). In: Pereira, A. R., Villa Nova, N. A., Sedyama, G. A. (1997) *Evapo(transpi)ração*. Piracicaba: FEALQ, 183p.

Roerink, G. J., Su, Z., Menenti, M. (2000): S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Phys. Chem. Earth (B).* 25(2):147-157.

Sandholt, I., Andersen, H. S. (1993): Derivation of Actual Evapotranspiration in the Senegalese Sahel, Using NOAA-AVHRR Data during the 1987 Growing Season. *Remote Sensing Environment.* 46:164-172.

Secretaria de Agricultura e Abastecimento do Rio Grande do Sul (SAA) – página da Internet <www.saa.rs.gov.br> - acessado em 22/04/2004.

Sellers, W. D. (1965): *Physical Climatology*. The University of Chicago Press, Chicago, USA, 272p.

SEMA (2004): Secretaria do Meio Ambiente do Estado do Rio Grande do Sul – página da Internet <www.sema.rs.gov.br> – acessado em 22/04/2004.

Sentelhas, P. C., Pereira, A. R., Angelocci, L. R. (1998): Meteorologia Agrícola. Piracicaba: Universidade de São Paulo. ESALQ. 131p.

Silva, B. B. (2004): Balanço de Radiação com dados AVHRR/NOAA-14. In: Ferreira, N. J. (coord). Aplicações Ambientais Brasileiras dos Satélites NOAA e TIROS-N. 1ª ed. São Paulo: Oficina de Textos. 271 p.

Sing, S. M. (1988): Estimation of multiple reflection and lowest order adjacency effects on remotely sensed data. *Int. J. Remote Sens.* 9:1433-1450. In: Sandholt, I., Andersen, H. S. (1993): Derivation of Actual Evapotranspiration in the Senegalese Sahel, Using NOAA-AVHRR Data during the 1987 Growing Season. *Remote Sensing Environment.* 46:164-172.

Shuttleworth, W. J. (1993): Evaporation. In: Maidment, D. R. (org). *Handbook of Hydrology.* New York: Mcgraw-Hill, 1424p.

Tasumi, M., Trezza, R., Allen, R. G., Wright, J. L. (2003): U.S. validation tests on the SEBAL model for evapotranspiration via satellite. *ICID Workshop on remote sensing of ET for large Regions.*

Tetens, O. (1930): Uber einige meteorologische Begriffe. *Z. Geophys.*, 6:297-309. In: Pereira, A. R., Villa Nova, N. A., Sedyama, G. A. (1997): *Evapo(transpi)ração.* Piracicaba: FEALQ, 183p.

Tucci, C.E.M., Beltrame, L.F.S. (1997): Evaporação e Evapotranspiração. In: Tucci, C.E.M. (org.) *Hidrologia: ciência e aplicação.* 2ª ed. Porto Alegre: Editora da Universidade/UFRGS: ABRH, 943p.

Van de Griend, A., Owe, M. (1993): On the relationship between emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing, Dundee,* v. 14, n. 6. In: Silva, B. B. (2004): Balanço de Radiação com dados AVHRR/NOAA-14. In: Ferreira, N. J. (coord). *Aplicações Ambientais Brasileiras dos Satélites NOAA e TIROS-N.* 1ª ed. São Paulo: Oficina de Textos. 271 p.

Varejão-Silva, M.A. (2001): *Meteorologia e Climatologia.* 2ª ed. Brasília: INMET, 532 p.

Vidal, A., Perrier, A. (1990): Irrigation monitoring by following the water balance from NOAA-AVHRR thermal infra-red data. IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing 28 (5): 949 – 954.

Webb, E.K. 1970. Profile relationships: the log-linear range, and extension to strong stability. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 96:67-90. In: Allen, R., Tasumi, M. & Trezza, R. (2002): SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – Advanced Training and Users Manual – Idaho Implementation, version 1.0.

Wiengand, G. L.; Richardson, A. J.; Escobar, D. E. (1991): Vegetation índices in crop assessment. Remote Sensing of Environment, 35(2):105-19. In: Moreira, M. A. (2003): Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação 2. ed. – Viçosa: UFV, 307p.

Wilson, R. G., Rouse, W. R. (1972): Moisture and temperature limits of the equilibrium evapotranspiration model. J. Appl. Meteorol., 11:436-442. In: Pereira, A. R., Villa Nova, N. A., Sedyama, G. A. (1997): Evapo(transpi)ração. Piracicaba: FEALQ, 183p.

Wiswanadham, Y., Silva Filho, V. P., André, R. G. B. (1991): The Priestley-Taylor parameter α for the Amazon Forest. In: Pereira, A. R., Villa Nova, N. A., Sedyama, G. A. (1997): Evapo(transpi)ração. Piracicaba: FEALQ, 183p.

Yamamoto, G. Kondo, J. (1968): Evaporation from Lake Nojiri. J. Meteor. Soc. Japan. 46:166-176. In: Allen, R., Tasumi, M. & Trezza, R. (2002): SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – Advanced Training and Users Manual – Idaho Implementation, version 1.0.

ANEXOS

