

Estimativa da Evapotranspiração Regional por meio de Técnicas de Sensoriamento Remoto Integradas a Modelo de Balanço de Energia

Márcio Hofheinz Giacomoni, Carlos André Bulhões Mendes

Instituto de Pesquisas Hidráulicas – IPH/UFRGS

ghmarcio@terra.com.br, mendes@iph.ufrgs.br

Recebido: 13/07/07 – revisado: 26/03/08 – aceito: 16/12/08

RESUMO

Este trabalho obteve estimativas da evapotranspiração regional a fim de acessar seu comportamento espacial. Foi utilizado o SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) que tem como formulação básica o uso da equação do balanço de energia e a relação entre as radiancias do espectro infravermelho termal e visível de áreas com contraste hidrológico suficientemente grande.

A partir de 44 imagens de satélite do sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), à bordo do satélite NOAA-14, e dados climatológicos de algumas estações meteorológicas, foram geradas séries de coberturas de ET real para o Estado do Rio Grande do Sul em escala diária, para o ano de 1998.

Foram escolhidas algumas áreas representativas das principais classes de cobertura do Estado com as seguintes perdas médias anuais, em ordem decrescente: banhado (827.1), lagoa (732.5), floresta (686.1), área cultivada (457.8), campo (452.7) e área urbana (276.1). As classes com as menores influências antrópicas apresentaram as maiores taxas de ET. Foi observado 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 por meio de um balanço hídrico anual simplificado em algumas bacias hidrográficas do Estado. Apesar de quantitativamente os resultados apresentarem incertezas, entende-se que a metodologia é válida e de grande potencial de uso dado sua formulação de base física que permite acessar a distribuição espacial da ET.

Palavras-Chaves: evapotranspiração regional, SEBAL, AVHRR.

INTRODUÇÃO

Dentre as parcelas que compõem o ciclo hidrológico, a evapotranspiração (ET) é uma das que apresenta maior incerteza. De difícil medição, requer métodos indiretos para a sua estimativa. Os métodos mais utilizados necessitam de várias informações climatológicas e referem-se a um local específico. Uma segunda pergunta, até então, pouco avaliada, é: qual o comportamento espacial da ET em determinada região?

Esta é uma questão relativamente nova nas ciências hidrológicas, que mais recentemente começou a ser enfrentada com o surgimento de melhores ferramentas de representação da superfície terrestre. Técnicas como o sensoriamento remoto orbital e os sistemas de informações geográficas possibilitaram que vários fenômenos sejam representados de forma espacial.

Usualmente, a representação espacial da ET é feita por meio de algoritmos matemáticos, que

interpolam e/ou extrapolam informações pontuais 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 ET variações bruscas, de acordo com as características físicas da superfície (tipo de solo, cobertura, disponibilidade de água, relevo etc).

A literatura apresenta algumas metodologias para estimar a ET utilizando imagens de satélite (Sandholt e Andersen, 1993; Roerink et al., 2000; Kustas e Norman, 1996; Jacobs et al., 2000; Garatuzo-Payan et al., 2001; Granger, 2000;). A maioria delas tem como princípio básico o balanço de energia que 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 ET. Outras parcelas existem, mas podem ser desconsideradas em razão da sua magnitude. É o caso da energia utilizada na fotossíntese.

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 têm crescido, enquanto pesquisas a respeito de técnicas de verificação de modelos preditivos de balanços de energia e evaporação em escala continental permanecem pouco avaliadas. Nesse contexto, os autores levantam a seguinte ponderação: como estimativas de evaporação regional obtidas de modelos de simulação podem ser validadas com limitadas informações de campo, podendo o sensoriamento remoto auxiliar nesse processo de verificação?

A verificação dos resultados dos modelos citados é difícil 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 imagem de satélite. A medição dos componentes do balanço energético é feita com sensores específicos e de alto custo. No entanto, medidas indiretas de ET, como balanço hídrico, são práticas comuns e podem ser utilizadas para avaliações.

Cabe observar que o termo evapotranspiração regional refere-se à obtenção de valores de ET em uma determinada região na forma de coberturas, a fim de se acessar a sua distribuição espacial. Não se está referindo aos conceitos de complementaridade trabalhados por Morton (1983), que considera que variações na evapotranspiração potencial e regional são complementares devido ao fornecimento de umidade regional.

O objetivo do presente trabalho é obter séries de ET 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 foi utilizada a metodologia SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*). Este modelo tem 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.

A hipótese ao se adotar esse tipo de metodologia é que, por utilizar 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 foco do presente trabalho.

ÁREA DE ESTUDO

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 área de trabalho tem as coordenadas delimitadoras: 27° a 34° latitude sul e 49° a 58° longitude oeste (Figura 1).

O Estado do Rio Grande do Sul possui uma área de aproximadamente 282.062 Km². Caracteriza-se por uma grande produção agrícola, destacando-se a produção de arroz irrigado, a soja e o milho.

Segundo Berlatto (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.

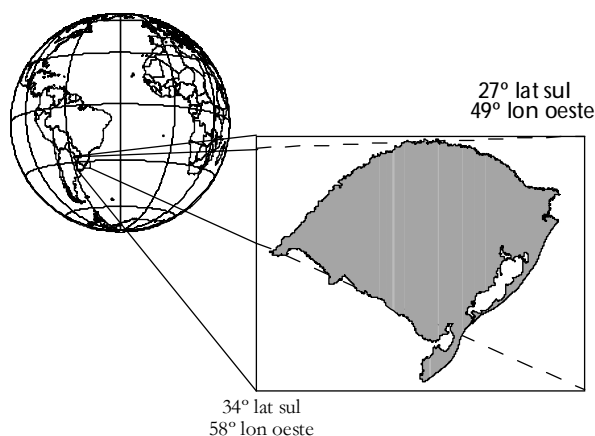


Figura 1 – Localização da área de estudo.

O regime de precipitações 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), registrou-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. A estação em Uruguaiana registrou 1630 mm de precipitação na primeira metade do ano, contra 497 milímetros na segunda metade do ano.

METODOLOGIA

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 radiancias 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, por uma série de razões. A fim de superar alguns dos 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. De forma resumida, apresenta-se a sua formulação a seguir.

O algoritmo calcula o calor latente (λE) como termo restante na equação de balanço de energia instantânea:

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

em que: R_n é o saldo de radiação, H é calor sensível e G é o calor do solo. Todas as unidades em $W m^{-2}$.

O fluxo de calor no solo é a taxa de armazenagem de calor no solo e vegetação devido à condução. Não é possível medir diretamente por sensoriamento remoto, sendo estimado por funções empíricas, que relacionam fluxo de calor no solo com albedo (r_o), temperatura da superfície terrestre (TST) e índice de vegetação (NDVI), que são calculadas por meio das bandas do visível, do infravermelho próximo e termal. A relação utilizada (Equação

2) é apresentada por Bastiaanssen (2000). Para as superfícies líquidas o termo G foi considerado igual à metade da radiação líquida, conforme recomendações encontradas na literatura (Allen et al., 2002).

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

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. O saldo de radiação é dado pela equação (3):

$$R_n = (1 - r_o) \times R_s + \epsilon_a \times \sigma \times T_a^4 - \epsilon_o \times \sigma \times T_o^4 - (1 - \epsilon_o) \times \epsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (3)$$

em que: R_s é a radiação incidente de ondas curtas ($W m^{-2}$), ϵ_a é a emissividade de atmosfera (adimensional), s é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,72 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$), T_a é a temperatura do ar (K), ϵ_o é a emissividade da superfície (adimensional).

O fluxo de calor sensível é calculado por meio da equação (4):

$$H = \frac{\rho_a c_p (a + bTST)}{r_{ah}} \quad (4)$$

em que: ρ_a é densidade da umidade do ar ($Kg m^{-3}$); c_p calor específico do ar à pressão constante ($J kg^{-1} K^{-1}$), TST é a temperatura da superfície (K) e r_{ah} é a resistência aerodinâmica para transferência de calor ($s m^{-1}$). Os coeficientes a e b são ajustados a partir de um processo iterativo, em que dois pixels âncoras, um pixel quente e outro frio são considerados com calor latente e calor sensível nulos, respectivamente. Essas hipóteses e as equações anteriores fornecem um sistema linear de duas equações e duas incógnitas. Nesse processo são necessárias ainda, a medida da velocidade do vento no momento da aquisição da imagem e uma estimativa da altura da vegetação circundante à estação em que ocorreu essa medição. Como a região estudada é muito grande, a imagem foi dividida em 4 regiões hidrológicas, uma para cada estação onde se dispunha de dados de velocidade do vento (Figura 2).



Figura 2 – Regiões hidrográficas e localização da estação meteorológica correspondente.

O termo λE é transformado para ET real instantânea por meio da equação (5):

$$ET_i = 3,6 \times \frac{\lambda E}{\lambda} \quad (5)$$

em que: IE é o calor latente instantâneo ($W m^{-2}$) e I é o calor latente de vaporização ($J g^{-1}$).

Uma vez estabelecidos os valores de ET_i e de ET de referência instantânea (ET_{oi}), calculado pelo método de Penman-Monteith (Allen et al., 1998) 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), e é função do tipo de cobertura da superfície.

A literatura afirma que o termo ETrF apresenta comportamento aproximadamente constante para um período de alguns dias. Assim, com a série de ET de referência diária (ET_{od}), igualmente calculada pelo método de Penman-Monteith, é possível obter a série de ET real em escala diária (ET_d), por meio da equação (6):

$$ET_d = ETrF \times ET_{od} \quad (6)$$

Detalhes da metodologia completa podem ser encontrados em Giacomoni (2005).

Dados Climatológicos

Foram obtidos, junto ao 8º Distrito do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), à Fundação Estadual de Pesquisa Agropecuária (FEPAGRO) e ao Instituto Nacional de Investigación Agropecuaria (INIA), dados meteorológicos de algumas estações em escala diária e medidas instantâneas (15 horas local) para o ano de 1998. O horário da medida instantânea é muito próximo da passagem do satélite. A Figura 3 apresenta os dados de ET_o anual interpolados para todo o Rio Grande do Sul na forma de isolinhas.

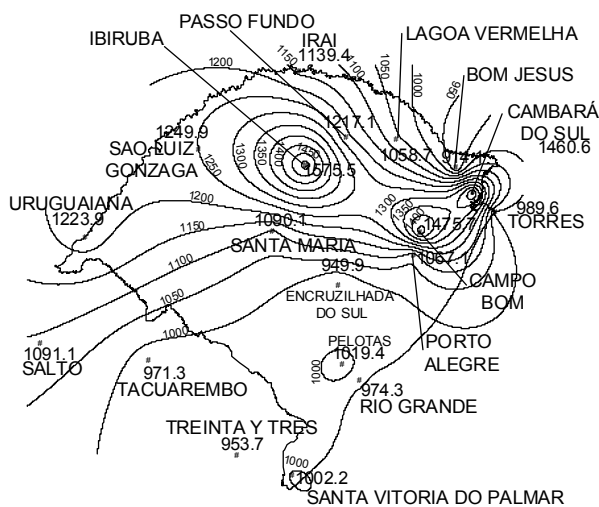


Figura 3 – Mapa de ET_o do ano de 1998 ($mm\ ano^{-1}$).

Imagens AVHRR

O sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), abordo da série de satélites do tipo órbita polar NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), é um imageador multiespectral do tipo varredura transversal. O sensor (AVHRR-3) opera em cinco 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. As imagens AVHRR possuem resolução de 1,1 km no nadir e são imagens do tipo 10 bits.

As imagens do ano de 1998 da área de estudo foram georreferenciadas, recortadas e avaliadas visualmente. Foram selecionadas 44 imagens diurnas com pouca cobertura de nuvens, sendo 18 do primeiro semestre e 26 do segundo. A listagem das imagens selecionadas está no Quadro .

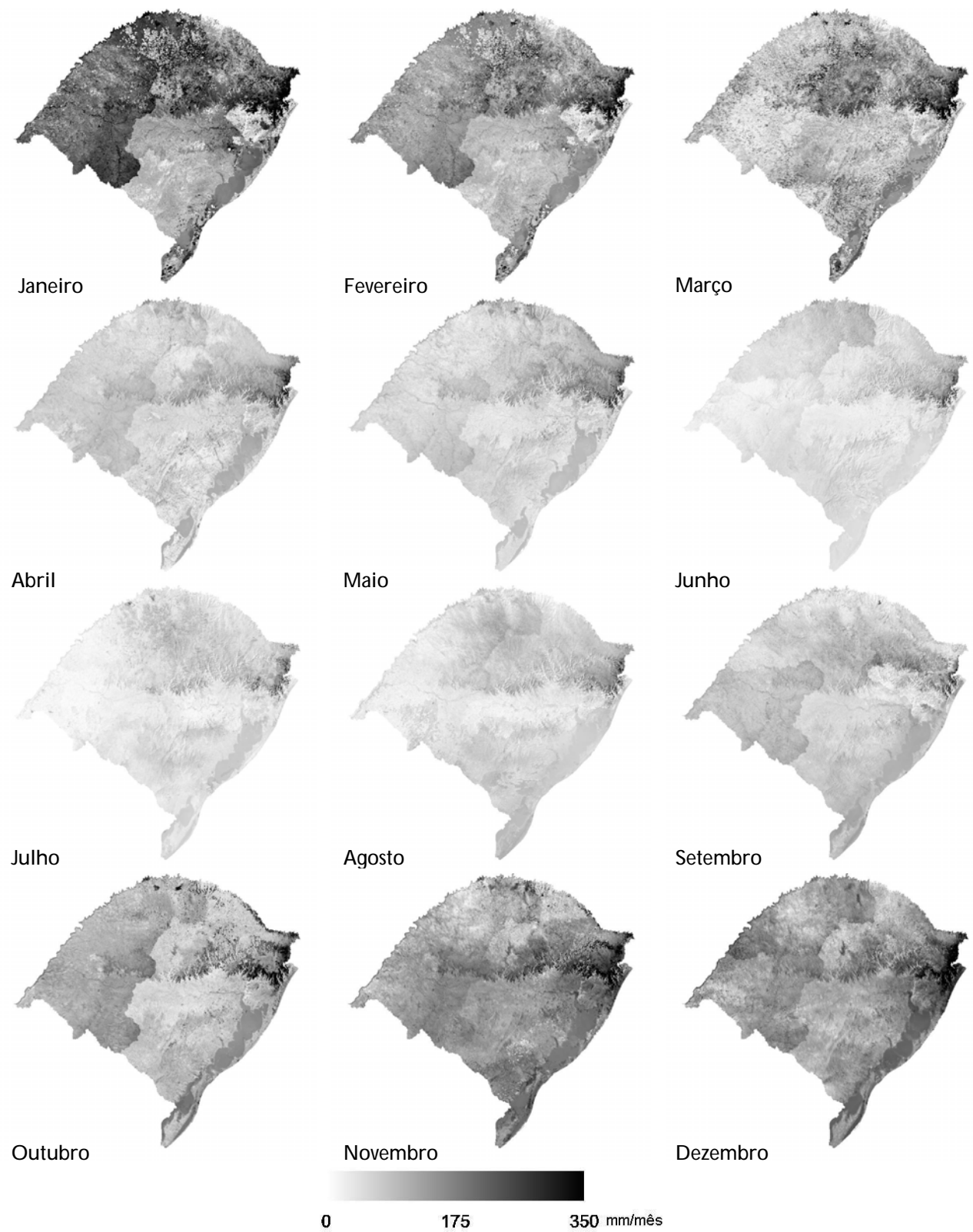


Figura 4 – ET real mensal (mm mês⁻¹).

Quadro 1 – Imagens AVHRR/NOAA 14.

Data	Data	Data	Data	Data
19/jan	08/mai	03/jul	07/out	26/nov
25/mar	18/mai	15/jul	19/out	27/nov
26/mar	19/mai	29/jul	21/out	28/nov
01/abr	02/jun	29/ago	22/out	30/nov
02/abr	03/jun	01/set	28/out	01/dez
03/abr	04/jun	15/set	31/out	15/dez
09/abr	05/jun	16/set	19/nov	23/dez
06/mai	20/jun	29/set	20/nov	24/dez
07/mai	26/jun	30/set	23/nov	-

Destaca-se que, em função dos elevados índices pluviométricos observados principalmente no início do ano, este primeiro período do ano teve pouca representação. Nos três primeiros meses, a primeira imagem é do dia 19 de janeiro, sendo que a segunda é somente do dia 25 de março, o que totaliza um período de 63 dias sem observações da superfície terrestre.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Foi gerada uma série de ET real em forma de coberturas na escala temporal diária para o ano de 1998. A fim de visualizar estas coberturas, os dados foram acumulados para escala mensal (Figura 4).

Verificaram-se, em algumas imagens, descontinuidades da ET entre regiões hidrológicas. Estas des-continuidades inexistem na realidade e decorrem da utilização de 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 por estes contornos. Algum tipo de correção poderia ser utilizado, mas optou-se por ressaltar esta fraqueza metodológica.

Sob a ótica espacial, pode-se observar 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.

Foram escolhidas algumas regiões representativas de certos tipos de coberturas predominantes no Estado e de interesse específico. Essas classes são: campo, área cultivada, floresta, área urbana, lagoa e

banhado. A Figura 5 apresenta a localização destas classes.

A Tabela 1 apresenta as estatísticas de ET diária. Os valores de ET variaram de 6,73 a 0,12 mm dia⁻¹ para as classes banhado e campo, respectivamente. Em termos médios, a classe com menor ET foi a área urbana e a classe com maior ET foi banhado com 0,76 e 2,27 mm dia⁻¹, respectivamente.



Figura 5 – Amostras de classes.

Tabela 1 - ET real diária (mm dia⁻¹) por classe.

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

Os valores mensais de ET das classes analisadas estão apresentados na Tabela 2. É possível verificar que as classes lagoa, campo e floresta apresentaram as menores taxas no mês de junho. A classe área cultivada apresentou a menor ET 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 2 – ET real mensal (mm mês⁻¹) por classe.

	Lagoa	Cam- po	Área cultivada	Floresta	Área Ur- bana	Banha- do
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

Acumulando os valores na escala anual (Figura 6), 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).

Confrontando estes valores com o mapa de ET_o (Figura 3) e analisando os índices pluviométricos deste ano, verifica-se que os valores de ET real podem ser considerados um pouco baixo para a maioria das regiões do Estado, principalmente na região central, onde os índices anuais de perdas estimados estão abaixo de 450 mm ano⁻¹.

As áreas com as maiores taxas de ET (áreas em tons escuros) 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. Além disso, altas taxas também são observadas 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 e em toda a sua circunvizinhança.

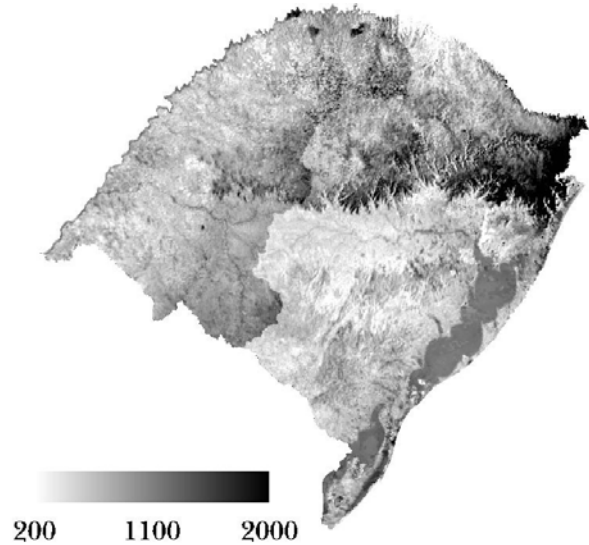


Figura 6 – ET real anual (mm ano⁻¹).

O fato de as maiores taxas de ET localizarem-se nas áreas mais altas do Estado do Rio Grande do Sul podem ser explicados pela maior densidade de vegetação e medidas de velocidade do vento mais acentuadas. Além disso, é a região com a maior quantidade de energia líquida disponível, fato devido às baixas temperaturas da superfície terrestre que influenciam diretamente o balanço de ondas longas. Esse mesmo comportamento, de crescimento da ET 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.

As áreas com as menores taxas de ET são as áreas em tons claros (Figura 6). Essas regiões são encontradas em vários locais, estando mais concentradas na porção centro-sul, no alto Uruguai e na fronteira noroeste do Estado, junto à Argentina.

Verificou-se que a evaporação na Lagoa dos Patos e Lagoa Mirim é menor do que na região alagada do Taim. Diferenças nas profundidades e no tamanho desses corpos d'água, além da presença de vegetação no banhado, são possíveis explicações para tais diferenças.

A literatura demonstra que a evaporação em lagos varia em sua extensão. Ayenew (2003) encontrou variações espaciais de até 1.6 mm dia⁻¹ no Lago Ziway, que possui uma área de 440 km². Na média, esse corpo d'água apresentou evaporação de 5.6 mm dia⁻¹. Segundo esse autor, essas variações ocorrem devido à variações espaciais de temperatura da água

e de reflectância. As principais causas apontadas são o aporte de fluxos dos aquíferos e águas superficiais.

Validação

A validação das estimativas foi realizada por meio de um balanço hídrico simplificado, em que se desprezaram os termos de armazenamento e drenagem profunda. A ET 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 foram calculados os balanços hídricos e confrontados com as estimativas (Gráfico 1).

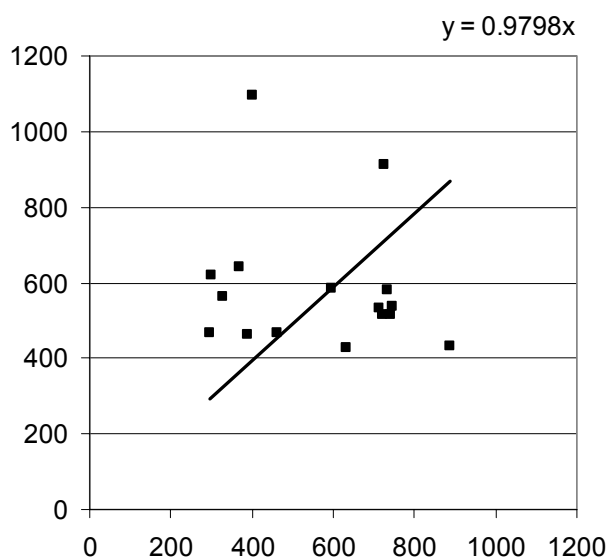


Gráfico 1 – P-Q x ET (mm ano⁻¹).

Verifica-se no Gráfico 1 que não existe uma tendência bem definida nas estimativas. A essa dispersão pode-se atribuir uma série de incertezas, entre as quais a má representação espacial da chuva. A baixa quantidade e qualidade dos pontos nos ramos superiores das curvas-chave das seções podem ser apontadas como fonte de incertezas. Além disso, em algumas dessas bacias, os termos de armazenamento e perdas por drenagem profunda podem não ser desprezíveis.

CONCLUSÕES

O presente trabalho obteve como resultado principal uma série de ET real no Estado do Rio Grande do Sul em escala diária calculada pela me-

todologia SEBAL, referente 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. Os valores de ET foram acumulados para fornecer estimativas nas escalas mensal e anual.

Esta série foi obtida a partir de 44 imagens do sensor AVHRR. 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 ET instantânea.

Foram selecionadas algumas áreas representativas dos tipos coberturas de interesse: lagoa, banhado, campo, floresta, área cultivada e área urbana. Os resultados indicam valores de ET real menores para as classes com maiores influências antrópicas (área urbana, campo e área cultivada) e valores maiores para as classes mais preservadas (floresta, lagoa e banhado).

Não foi possível verificar diretamente as estimativas, uma vez que não se dispunha de dados de balanço de energia ou ET real medidos em campo. Não obstante, foram feitas comparações das estimativas com um balanço hídrico simplificado anual em algumas bacias hidrográficas. Nos dados das bacias hidrográficas, não foi observada tendência bem definida, uma vez que os resultados ora superestimaram e ora subestimaram a ET.

Entende-se que, independentemente das incertezas dos resultados, a metodologia utilizada possui um grande potencial de uso, uma vez que possibilita acessar a distribuição espacial da ET.

As sugestões para futuros estudos são as seguintes:

- utilização de estações meteorológicas automáticas, a fim de obter medidas mais precisas e em qualquer hora do dia das variáveis climatológicas;
- 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;
- 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 de estudo;
- validação por meio de modelos de fluxo de água no solo (ex. SWAP) que, se bem calibrados, representam adequadamente a disponibilidade de água no solo e a ET. 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. fazer uma análise de sensibilidade no cálculo do Calor Sensível. Não foi encontrado na literatura nenhum estudo de sensibilidade para o cálculo dessa variável;
- H. utilizar as estimativas realizadas em um modelo hidrológico distribuído a fim de avaliar o ganho na representação espacial da ET.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo suporte financeiro na forma de bolsa de estudos e ao 8º Distrito do Instituto Nacional de Meteorologia e à Fundação Estadual de Pesquisas Agrônomicas (FEPAGRO) pelo fornecimento dos dados climatológicos.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, R. G., PERREIRA, 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.
- AYENEW, T. (2003): Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopian rift and adjacent highlands. *Journal of Hydrology* 279:83–93.
- BASTIAANSEN, W.G.M. (1995): Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. Wageningen: Wageningen Agricultural University. 273p. (Ph.D. Thesis).
- BASTIAANSEN, 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.
- BASTIAANSEN, W.G.M. (2000): SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology* 229:87–100.
- 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.
- 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.
- GRANGER, R. J. (2000): Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin. *Journal of Hydrology* 229:70–76.
- GIACOMONI, M.H. (2005): Estimativa da ET Regional por meio de Técnicas de Sensoriamento Remoto integradas a modelos de balanço de energia: aplicação no Estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado – Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- INPE (2005) El Niño e La Niña. Disponível em <<http://www.cptec.inpe.br/enos/>>. Acessado em março de 2005.
- 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.
- KUSTAS, W. P.; NORMAN, J. M. (1996): Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences* 41(4): 495–516.
- MORTON, F. I. (1983): Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *J. of Hydrology*, 66:1-76.
- 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.
- VAREJÃO-SILVA, M.A. (2001): *Meteorologia e Climatologia*. 2ª ed. Brasília: INMET, 532 p.

Regional Evapotranspiration Estimation by remote sensing techniques integrated to the Energy Balance Model

ABSTRACT

In this work regional evapotranspiration estimates are used to analyze spatial behavior. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land), whose basic formulation is the use of the energy balance equation and the relationship between visible and thermal infrared spectral radiances of areas with sufficiently large hydrological contrast, was used.

From 44 AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) images obtained from NOAA-14 satellite, and also from ground station climatic data, actual ET cover series for Rio Grande do Sul State were generated, in 1998.

Some representative areas of the State's main cover classes were chosen. They presented, in decreasing order, the following annual mean losses (mm year⁻¹): wetland (827), lake (732), forest (686), agricultural areas (458), grassland (453) and urban area (276). The classes with the least anthropic influence had the highest ET. 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 was observed.

The verifications were done by a simplified annual water balance over some hydrologic basins. Despite the uncertainties, the methodology is valid and has a great potential, since physical formulation allows access to ET spatial distribution.

Key-Words: SEBAL, AVHRR, regional evapotranspiration.