
EVAPOTRANSPIRAÇÃO REGIONAL UTILIZANDO O SEBAL EM CONDIÇÕES DE RELEVO PLANO E MONTANHOSO

Sady Júnior Martins da Costa de Menezes¹, Gilberto Chohaku Sedyama², Vicente Paulo Soares³, José Marinaldo Gleriani⁴, Ricardo Guimarães Andrade⁵

RESUMO

O SEBAL - “*Surface Energy Balance Algorithms for Land*” - é um algoritmo para determinação dos mapas de evapotranspiração para grandes áreas. O SEBAL é processado por meio de passos computacionais que predizem um balanço completo da radiação e da energia sobre a superfície da Terra. Ele utiliza imagens coletadas pelo sensor Landsat ou outro sensor que colete comprimentos de onda na região do infravermelho refletivo e termal. O presente trabalho teve como objetivos estimar os componentes do balanço de radiação e de energia à superfície (fluxo de calor sensível; fluxo de calor no solo e fluxo de calor latente); determinar a evapotranspiração instantânea (horária) na região de Santa Bárbara, Minas Gerais, por meio do uso do algoritmo SEBAL, utilizando ferramentas do sensoriamento remoto para as imagens, considerando condições de relevo plano e relevo montanhoso. Para a região de estudo, foi obtida uma cena do Landsat 5, para as respectivas datas: 20/06/2003 e 24/09/2003.

Palavras-chaves: balanço de radiação e energia; evapotranspiração; sensoriamento remoto

ABSTRACT

REGIONAL EVAPOTRANSPIRATION USING SEBAL IN FLAT AND MOUNTAINOUS TERRAIN CONDITIONS

SEBAL - “*Surface Energy Balances Algorithms for Land*” - is an algorithm to create evapotranspiration maps for large areas. SEBAL is processed through computational steps to predict total solar radiation and energy balance on the earth surface. It uses images collected by TM Landsat sensor or any other sensor that collects wavelengths in the region of the reflective infrared and thermal bands. This study was done to estimate the components of the solar radiation balance and the surface energy (sensible heat flux; soil heat flux and latent heat flux), to determine the instantaneous (hourly) evapotranspiration in the area of interest through the use of SEBAL, in addition to the remote sensing tools for imaging of flat and mountainous terrain. For the region of study, Landsat 5 scene was used for the days 20/06/2003 and 24/09/2003.

Keywords: energy and radiation balance; evapotranspiration; remote sensing

Recebido para publicação em 16/06/2009. Aprovado em 20/07/2009.

1 Doutorando em Ciência Florestal/Departamento de Engenharia Florestal-UFV; sadymenezes@yahoo.com.br

2 Professor Titular/Departamento de Engenharia Agrícola-UFV; g.sedyama@ufv.br

3 Professor Associado II/Departamento de Engenharia Florestal-UFV; vicente@ufv.br

4 Professor Adjunto/Departamento de Engenharia Florestal-UFV; gleriani@ufv.br

5 Pesquisador da Embrapa Monitoramento por Satélite; rgandrade@vicosa.ufv.br

INTRODUÇÃO

A evapotranspiração (ET) pode ser medida por meio de equipamentos, como os lisímetros; estimada por meio do balanço hídrico no solo; ou de dados meteorológicos aplicados em equações, como a utilizada pela FAO - 56 Penman-Monteith (ALLEN *et al.*, 1998). Porém, estes métodos são limitados porque eles possibilitam a estimativa de valores pontuais de ET para um local específico e não para uma escala regional. Esta limitação motivou o desenvolvimento do uso de dados obtidos por sensoriamento remoto para a avaliação da ET em grandes áreas. A principal vantagem do uso do sensoriamento remoto é que a evapotranspiração pode ser calculada sem a necessidade de quantificar os complexos processos hidrológicos.

Segundo Tanner (1968), citado por Assad & Sano (1998), os vários métodos para estimativa da evapotranspiração podem ser agrupados em três categorias: método do balanço hídrico, métodos micrometeorológicos e métodos empíricos.

O método do balanço hídrico é dividido basicamente em dois tipos principais: os que utilizam os lisímetros e aqueles em que a estimativa da evapotranspiração é feita em um volume qualquer de solo.

Os métodos micrometeorológicos são eficazes e precisos. Eles proporcionam medidas de evapotranspiração em períodos curtos, mas são de alta complexidade, pois requerem instrumental ultra-sensível, capaz de detectar as flutuações instantâneas das propriedades atmosféricas estimando suas correlações, variâncias e covariâncias, justificando-se apenas em projetos de pesquisas, onde funcionam como padrão de aferição de outros métodos. Destacam-se os seguintes métodos micrometeorológicos: método do balanço de energia; método do transporte de massa; método aerodinâmico; método da correlação turbulenta; método da resistência; método combinado (Penman) e método das flutuações. O mais conhecido é o método de Penman, que combina as bases físicas do balanço de energia radiante com processos de transferência de massa.

Os elementos climáticos mais usados nos métodos empíricos são: a temperatura, a radiação e

a umidade do ar. Os seus principais representantes são: o método de Thornthwaite, o método de Blaney-Criddle, o método de Makkink, o método de Jensen-Haise, o método da radiação solar e o método de Linacre.

Segundo Costa (1997), técnicas de sensoriamento remoto podem ser utilizadas na estimativa de condições hidrológicas e de suas influências na vegetação de bacias hidrográficas. O uso de imagens orbitais surge como uma opção a ser explorada, dado ao caráter multiespectral, que possibilita uma análise aprofundada de componentes agrometeorológicos tais como temperatura foliar e situação hídrica regional. O problema está como interpretar os valores do espectro associados aos componentes agrometeorológicos. A abordagem da evapotranspiração, via sensoriamento remoto, pode representar mais um passo na estimativa de exigências hídricas das culturas, especialmente de grandes áreas, uma vez que os métodos tradicionais utilizam dados climatológicos no espaço pontual, isto é, consideram-se os componentes do clima observados em estações climatológicas distribuídas aleatoriamente e representativos apenas de pontos no espaço geográfico.

Segundo Bezerra (2004), os dados obtidos por meio do sensoriamento remoto para o cálculo dos fluxos de energia que ocorrem na interface solo-vegetação-atmosfera se utilizam de algoritmos para a obtenção desses elementos. Alguns algoritmos têm sido desenvolvidos nos últimos anos, dentre os quais se destaca o algoritmo SEBAL (*“Surface Energy Balance Algorithm for Land”*) que foi desenvolvido por Bastiaanssen em 1995 e tem como objetivo a obtenção da evapotranspiração por meio de dados de imagem digital e alguns dados complementares de superfície.

O SEBAL é um algoritmo para determinação dos mapas de evapotranspiração para grandes áreas. Ele é processado por meio de rotinas computacionais que predizem um balanço completo da radiação e da energia ao longo da superfície da Terra. Utiliza imagens coletadas pelo sensor TM Landsat 5 ou outro sensor que colete faixas do espectro na região do infravermelho refletivo e termal. A base teórica do SEBAL utiliza imagens obtidas a bordo dos satélites Landsat 5 e 7. No entanto, a teoria é independente do tipo de satélite e o uso do algoritmo SEBAL pode

ser aplicado para outras imagens de satélites, desde que se utilizem os parâmetros de forma apropriada (BASTIAANSEEN, 2000).

De acordo com esse mesmo autor, o sensoriamento remoto aplicado à agricultura oferece grandes vantagens, como a obtenção de informações que possibilitam a geração de séries temporais das cenas em estudo, facilitando a comparação entre elas. Ao mesmo tempo, proporciona o oferecimento de ampla cobertura espacial, favorecendo a análise de toda a cena e a obtenção de informações que podem ser representadas espacialmente. Essas informações geralmente revelam aspectos de suma importância para o planejamento agrícola de áreas irrigadas.

No presente trabalho, os objetivos foram: a) estimar os componentes do balanço de radiação e de energia à superfície e b) determinar a evapotranspiração horária na região de estudo por meio do uso do algoritmo SEBAL, considerando as condições de relevo plano e montanhoso para a área em estudo.

MATERIAL E MÉTODOS

A área de estudo está localizada na região do Quadrilátero Ferrífero Mineiro, sendo a pesquisa realizada no entorno do município de Santa Bárbara, Minas Gerais, Latitude 19°57'34" S e Longitude 43°24'55" WGr. (Figura 1). Os dados terrestres foram obtidos da estação climatológica localizada na área de pesquisa de propriedade da empresa CENIBRA (Celulose Nipo Brasileira S/A), Latitude de 19°59'00" S e Longitude de 43°18'19" WGr.

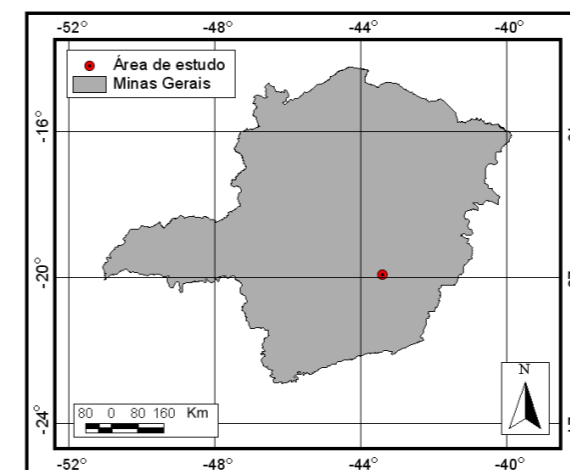


Figura 1. Localização da região de estudo.

A região que compreende o município de Santa Bárbara possui altitudes que variam de 630 a 880 m (NUNES & PEDRALI, 1995). O clima, pela classificação de Köppen, é do tipo Cwb – tropical de altitude, com verões frescos e estação seca bem definida, sendo os meses de outubro a abril, úmido, e os de maio a setembro, relativamente secos (ANTUNES, 1986). Segundo Rocha & Campos (1994), a temperatura média anual está entre 19 a 20 °C, sendo a temperatura máxima de 32 °C (Janeiro) e a mínima de 12,9 °C (Junho-Julho). O solo é classificado como Latossolo Vermelho Amarelo distrófico textura argilosa, afloramentos de rocha, Cambissolo Háptico TB distrófico e Neossolo Litólico distrófico. A vegetação dessa região, segundo os mapas e descrições dos domínios morfoclimáticos da América do Sul (AB'SABER, 1977), situa-se na transição entre os domínios Tropical Atlântico e dos Cerrados.

Atualmente, têm-se o predomínio do plantio de eucalipto pela CENIBRA S/A e por produtores rurais no sistema de fomento florestal, sendo esta parceria feita com indústrias siderúrgicas para o suprimento de carvão vegetal em seus altos fornos. A área no entorno da Torre Climatológica do Gaspar é de predomínio de plantações de eucaliptos, por isto o uso do SEBAL nesta cultura, devido à obtenção junto às empresas de dados que nos auxiliaram para o desenvolvimento da pesquisa.

Foram usadas cenas do sensor (*Thematic Mapper*, TM) do satélite Landsat 5, para as datas: 20/06/2003 e 24/09/2003. São compostas por sete bandas espectrais e dos dados da estação climatológica automática do Gaspar, localizada na região de Santa Bárbara, Distrito de Florália, a uma altitude de 847 m, numa torre de controle de incêndios de propriedade da empresa CENIBRA S/A, e imagem contendo o Modelo Digital de Elevação do Terreno (MDE) e procedimentos de aplicação do algoritmo SEBAL para as condições de relevo montanhoso.

As imagens TM Landsat 5 foram processadas pelo programa ERDAS IMAGE 8.5 que georreferencia as tipologias para serem utilizadas pelo algoritmo SEBAL.

Na Figura 2, apresenta-se o fluxograma para o cálculo do Balanço de Radiação à superfície – Rn.

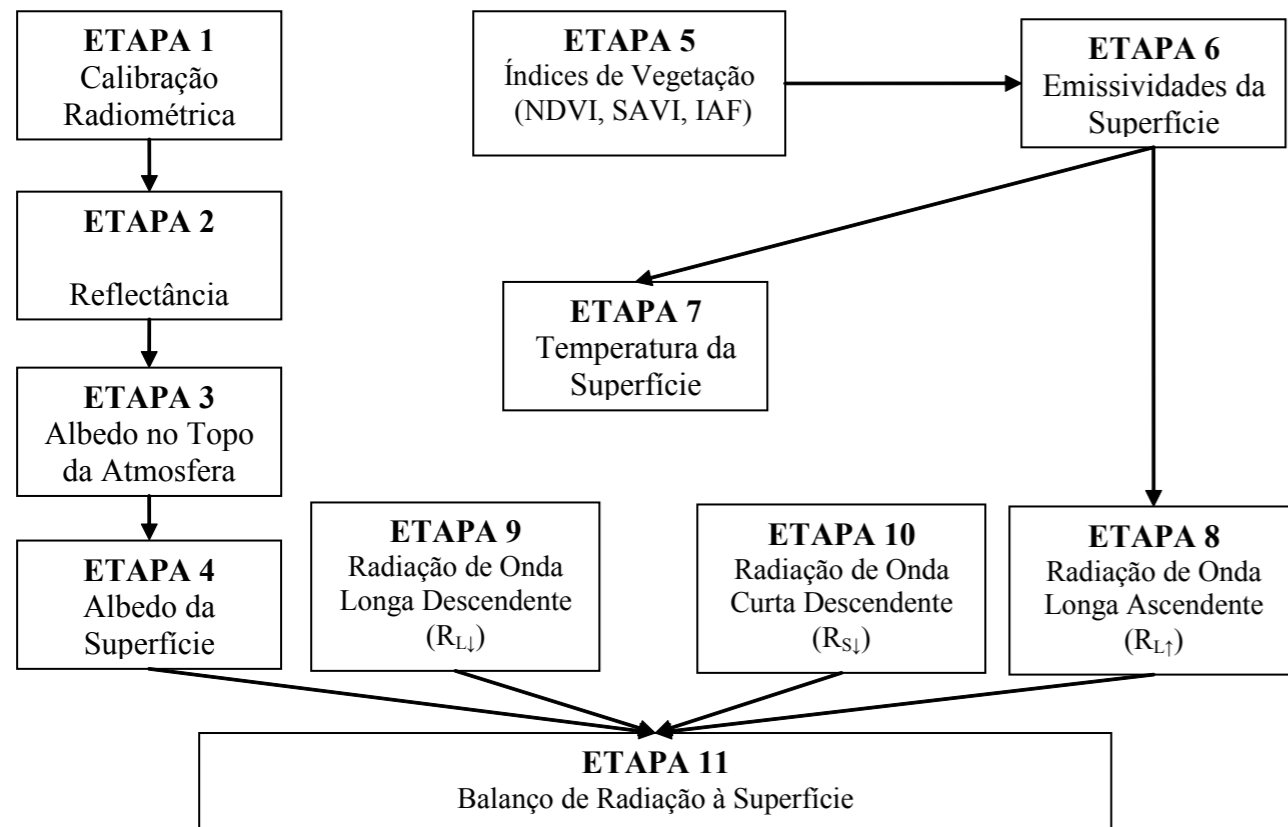


Figura 2. Fluxograma das etapas do processamento do Balanço de Radiação à superfície. FONTE: SILVA, 2005.

Etapa 1 Calibração radiométrica	$L_{zi} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} \times ND$	<i>a</i> e <i>b</i> são as radiâncias espectrais mínimas e máximas ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$); <i>ND</i> é a intensidade do pixel (número digital – número inteiro de 0 a 255); <i>i</i> são as bandas (1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7) do satélite TM Landsat 5.
Etapa 2 Reflectância	$r_{1i} = \frac{p \cdot L_{1i}}{k_{1i} \cdot \cos Z \cdot d_r}$	L_{1i} é a radiância espectral de cada banda; k_{1i} é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ($Wm^{-2}\mu m^{-1}$); <i>Z</i> é o ângulo zenital solar e d_r é a razão entre a distância média Terra-Sol e a distância Terra-Sol em dado dia do ano.
Etapa 3 Albedo planetário	$a_{toa} = 0,293 \cdot r_1 + 0,274 \cdot r_2 + 0,233 \cdot r_3 + 0,157 \cdot r_4 + 0,033 \cdot r_5 + 0,011 \cdot r_7$	$\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4, \rho_5$ e ρ_7 são as reflectâncias monocromáticas das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7.
Etapa 4 Albedo de superfície ou albedo corrigido	$a = \frac{a_{toa} - a_p}{t_{sw}^2}$	a_{toa} é o albedo planetário; a_p é a radiação solar refletida pela atmosfera e t_{sw} é a transmissividade atmosférica ($t_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5}z$); onde <i>z</i> é a altitude de cada <i>pixel</i> em metros (m).
Etapa 5 NDVI	$NDVI = \frac{r_4 - r_3}{r_4 + r_3}$	ρ_4, ρ_3 correspondem, respectivamente, as bandas 4 e 3 do sensor TM Landsat 5.

SAVI	$SAVI = \frac{(1+L) \times (\rho_4 - \rho_3)}{(L + \rho_4 + \rho_3)}$	<i>L</i> é uma variável de valor 0,25 (usado para vegetação densa), 0,5 (usado para vegetação intermediária) e 1,0 (usado para pouca vegetação).
IAF	$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91}$	
Etapa 6 Emissividades	$\epsilon_{NB} = \epsilon_o = 0,98, \text{ para } IAF \geq 3.$ Para $NDVI > 0$ e $IAF < 3$, usar: $\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 IAF$ $\epsilon_o = 0,95 + 0,01 IAF$	
Etapa 7 Temperatura da superfície	$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB} \cdot K_1}{L_{1,6}} + 1\right)}$	$K_1 = 607,76 Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ e $K_2 = 1260,56 Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ são as constantes de calibração da banda termal do sensor TM Landsat 5.
Etapa 8 Radiação de onda longa emitida pela superfície	$R_{L\uparrow} = \epsilon_o \cdot \sigma \cdot T_s^4$	ϵ_o é a emissividade de cada pixel, σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$) e T_s é a temperatura da superfície (K).
Etapa 9 Radiação de onda longa descendente emitida pela atmosfera	$R_{L\downarrow} = \epsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4$	ϵ_a é a emissividade atmosférica obtida por: $\epsilon_a = 0,85(-\ln \tau_{sw})^{0,09}$, σ é a constante de Stefan-Boltzmann e T_a é a temperatura do ar (K).
Etapa 10 Radiação de onda curta descendente	$R_{s\downarrow} = S \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \hat{\omega}_w$	<i>S</i> é a constante solar ($1367 W m^{-2}$).
Etapa 11 Saldo de radiação à superfície	$Rn = R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_s) R_{L\downarrow}$	
Cálculo do Fluxo de Calor no Solo (G)	$G = \left[\frac{T_s}{a} (0,0038a + 0,0074a^2)(1 - 0,98 NDVI^4) \right] Rn$	<i>G</i> é obtido pixel a pixel.

Na Figura 3 representa-se o esquema do cálculo de H, que foi iniciado com dados de uma estação meteorológica no interior da cena estudada de propriedade da empresa CENIBRA S/A, quais sejam: a velocidade do vento ($m s^{-1}$) na altura da torre e a altura média da vegetação circundante no local da

medição da velocidade do vento. Estes dados foram coletados no dia da passagem do satélite pelo local e os horários de coleta destes dados foram corrigidos para a hora local da região em estudo. Para o processamento no SEBAL, foi usada a hora padrão do local considerado (Hora Oficial de Brasília, Brasil).

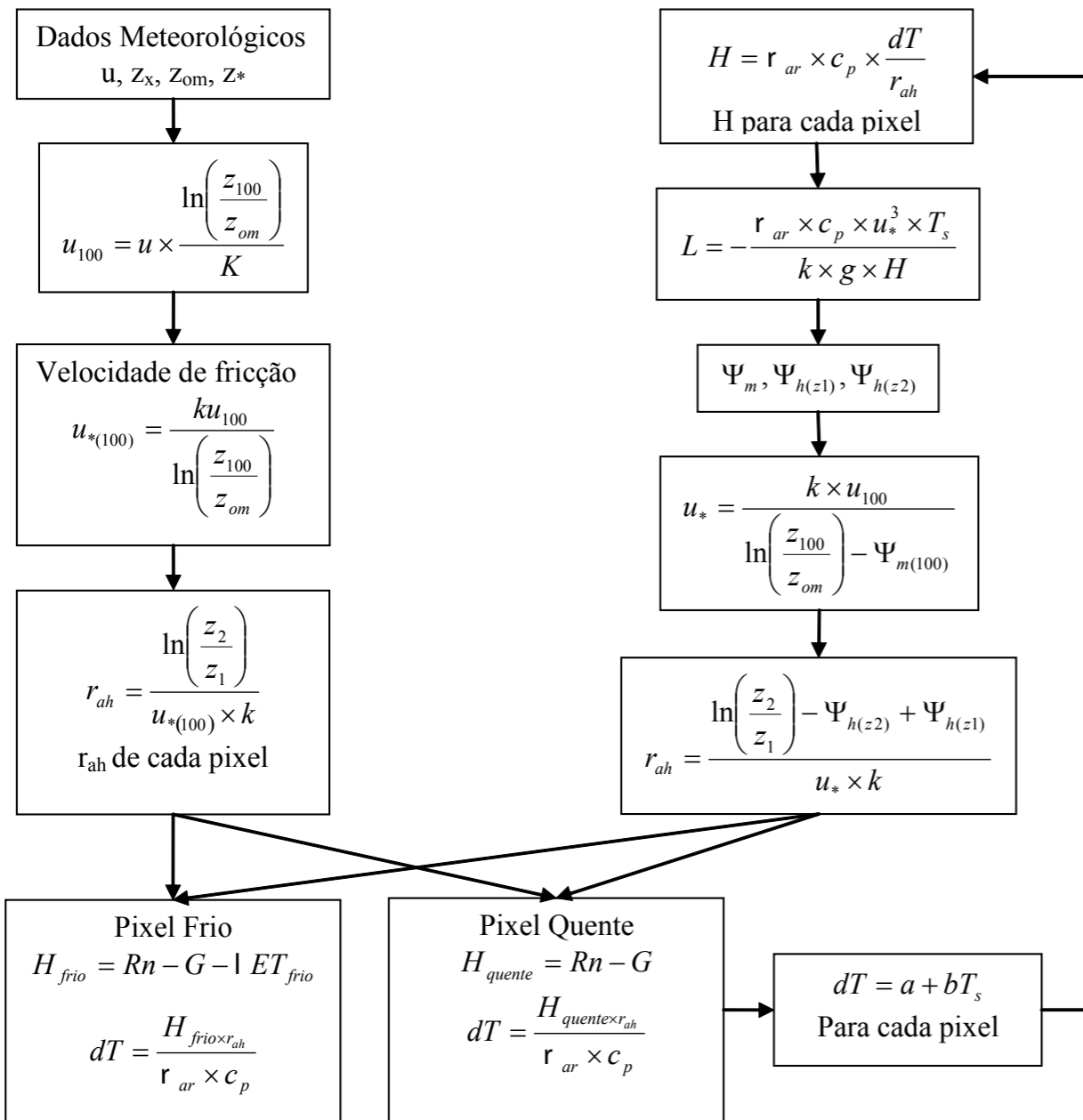


Figura 3. Cálculo de H. Fonte: BEZERRA, 2004.

O coeficiente de rugosidade local (Z_{om}) foi obtido em função da altura média da vegetação (h):

$$Z_{om} = 0.12 \cdot h \quad (1)$$

em que h (m);

A velocidade de fricção u_* ($m s^{-1}$) foi calculada usando o perfil logaritmo do vento para a condição de estabilidade neutra:

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{Z_x}{Z_{om}}\right)} \quad (2)$$

em que

k = constante de von Karman,
 u_x = velocidade do vento ($m s^{-1}$) na altura Z_x (30 m);
 Z_{om} = parâmetro de rugosidade (m).

Em seguida, considerando-se, ainda, a atmosfera neutra, foi estimada a velocidade do vento ao nível de $z = 100$ m (u_{100} , $m s^{-1}$) chamada de “*blending height*” (altura da mistura), onde se considera que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis, e que foi obtida pela equação:

$$u_{100} = u_* \frac{\ln\left(\frac{100}{Z_{om}}\right)}{k} \quad (3)$$

Com a hipótese de que u_{100} é constante em toda a cena estudada, foi obtida a velocidade de fricção $u_{*(100)}$ ($m s^{-1}$) para cada pixel da imagem, utilizando-se a equação:

$$u_{*(100)} = \frac{ku_{100}}{\ln\left(\frac{100}{Z_{om}}\right)} \quad (4)$$

em que,

Z_{om} em cada pixel é obtido em função do SAVI, segundo a equação desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$Z_{om} = \exp(-5,809 + 5,62 \text{ SAVI}) \quad (5)$$

Para a obtenção de H com o algoritmo SEBAL, foi necessário o conhecimento de dois pixels, denominados pixels âncoras, para se determinar a variação de temperatura (dT) e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}) em todos os pixels da área de estudo.

Inicialmente, a resistência aerodinâmica r_{ah} ($s m^{-1}$) foi calculada admitindo-se a atmosfera em condição de estabilidade neutra pela seguinte expressão:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{u_{*(100)} \times k} \quad (6)$$

em que

Z_1 e Z_2 = alturas (m), acima da superfície foram utilizados;

$Z_1 = 0,1$ m e;

$Z_2 = 2,0$ m, $u_{*(100)}$ velocidade de fricção ($m s^{-1}$) e;

k = constante de von Karman (0,41).

A diferença de temperatura próxima à superfície dT ($^{\circ}C$) para cada pixel foi dada pelo SEBAL por meio de uma relação linear entre dT e T_s (temperatura da superfície):

$$dT = a + bT_s \quad (7)$$

em que

os coeficientes a e b foram obtidos através dos pixels âncoras (quente e frio), conforme visto a seguir:

• O pixel “frio” foi usado no SEBAL para definir a quantidade de evapotranspiração que ocorreu na imagem de uma área bem irrigada e completamente vegetada.

• O pixel “quente” foi localizado em uma área seca ou em área onde se encontra campos vazios (áreas já colhidas ou em preparo agrícola), considerando assim que não há evaporação nestas áreas. Foram evitadas áreas impermeabilizadas (asfaltos), telhados e áreas extremamente quentes.

Os valores obtidos não representam adequadamente o H de cada pixel e servem, tão somente, como valores iniciais de um processo iterativo, e que nas etapas seguintes foram consideradas, efetivamente, a condição de estabilidade de cada pixel. Dessa forma, devido aos efeitos turbulentos aquecerem a superfície e afetarem as condições atmosféricas e a resistência aerodinâmica, aplicou-se a teoria da similaridade de Monin-Obukhov (1954).

As condições de estabilidade foram consideradas durante o cálculo do fluxo de calor sensível (H) porque eles afetam a resistência aerodinâmica do transporte de calor (r_{ah}). Foi assumida a condição inicial para a atmosfera neutra e a correção da estabilidade foi posteriormente aplicada usando o comprimento de Monin-Obukhov, L (m), como indicador, sendo $L < 0$ (condição de instabilidade); $L > 0$ (condição de estabilidade) e $L = 0$ (condição de neutralidade).

$$L = -\frac{\rho_{ar} c_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (8)$$

em que

ρ_{ar} = densidade do ar ($1,15 \text{ kg m}^{-3}$);

c_p = calor específico do ar ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$);

u_* = velocidade de fricção de cada pixel da imagem (ms^{-1});

T_s = temperatura da superfície em Kelvin; g é a constante gravitacional ($9,81 \text{ m s}^{-2}$) e;

H = fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$).

Dependendo das condições atmosféricas, os valores da correção atmosférica para o transporte de momentum e de calor (ψ_m e ψ_h), foram calculados usando as equações desenvolvidas por Paulson (1970) e Webb (1970), citados por Bastiaanssen (2002):

Se $L < 0$; condição instável:

$$\Psi_{m(100m)} = 2h \left(\frac{1+x_{(100m)}}{2} \right) + h \left(\frac{1+x_{(100m)}^2}{2} \right) - 2ARCTAN(x_{(100m)}) + 0,5p \quad (9)$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2h \left(\frac{1+x_{(2m)}}{2} \right) \quad (10)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2h \left(\frac{1+x_{(0,1m)}}{2} \right) \quad (11)$$

em que,

$$x_{(100m)} = \left(1 - 16 \times \frac{100}{L} \right)^{0,25} \quad (12)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \times \frac{2}{L} \right)^{0,25} \quad (13)$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \times \frac{0,1}{L} \right)^{0,25} \quad (14)$$

Se $L > 0$; condição estável:

$$\Psi_{m(100m)} = -5 \left(\frac{100}{L} \right) \quad (15)$$

$$\Psi_{h(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (16)$$

$$\Psi_{m(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L} \right) \quad (17)$$

Se $L = 0$; condição neutra: Ψ_m e $\Psi_h = 0$.

Desta maneira, o valor corrigido para a velocidade de fricção u_* ($m s^{-1}$), após determinado o valor de H iterativamente e para a resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah} (sm^{-1}), foram dados pelas expressões (BASTIAANSEN, 2002):

$$u_* = \frac{u_{100}k}{h \left(\frac{100}{z_{oi}} \right) - \Psi_{m(100m)}} \quad (18)$$

em que

u_{100} = velocidade do vento a 100 m de altura ($m s^{-1}$);
 k = constante de von Karman (0,41);

Z_{om} = comprimento da rugosidade de cada pixel (m);
 $\Psi_m(100m)$ = correção da estabilidade para o transporte do momentum à 100 m.

$$r_{ah} = \frac{\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* \times k} \quad (19)$$

em que

$Z_2 = 2,0$ m;

$Z_1 = 0,1$ m;

$\Psi_{h(z_2)}$ e $\Psi_{h(z_1)}$ são as correções da estabilidade para o transporte de calor a 2,0 m e 0,1 m, respectivamente.

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (20)$$

Foi utilizado um fator de conversão para radiação no intuito de encontrar uma fórmula mais coerente para a obtenção da evapotranspiração para as condições encontradas nas análises pelo algoritmo SEBAL:

$$ET_{instantânea} = (\lambda ET \times 0,0036) / (2,45) \quad (21)$$

em que

$ET_{instantânea}$ ($mm h^{-1}$)

Para uso em áreas montanhosas, onde há variação de relevo significativo e uma grande gama de inclinações foi desenvolvido o “SEBAL - Mountain Model” que contém modificações para correção da declividade e elevações nos cálculos. Este algoritmo exige informações sobre declividade para os cálculos que foram obtidos para cada pixel usando o MDE (Modelo Digital de Elevação do Terreno) para a área em estudo.

Em um algoritmo para áreas planas, utilizando o SEBAL, foi assumido que a superfície da terra é horizontal e o cálculo do $\cos\theta$ foi uma constante sobre a área de interesse. Segundo Duffie & Beckman (1991), citado por Bastiaansen (2002), para áreas montanhosas, o $\cos\theta$ será diferente para cada pixel, dependendo da declividade e dos aspectos ligados à superfície da terra:

$$\cos\theta = \sin(\delta) \sin(\varphi) \cos(i) - \sin(\delta) \cos(\varphi) \sin(i) \cos(\gamma) + \cos(\delta) \cos(\varphi) \cos(i) \cos(\gamma) + \cos(\delta) \sin(\varphi) \sin(i) \cos(\gamma) \cos(\omega) + \cos(\delta) \sin(\varphi) \sin(i) \sin(\gamma) \sin(\omega) \quad (22)$$

em que

δ = declividade do terreno (em rad; positivo no verão no hemisfério norte);

φ = latitude do pixel (rad; positivo no hemisfério norte);

i = inclinação da superfície (em rad),

em que

θ = ângulo de incidência;

z = ângulo zenital;

γ = azimute do ângulo de superfície (rad),

onde

$\gamma = 0$ para o sul,

$\gamma = -\pi/2$ para o leste,

$\gamma = +\pi/2$ para o oeste e;

$\gamma = \pm\pi$ para o norte;

ω = ângulo horário,

$\omega = 0$ para o meio dia,

ω é negativo ao amanhecer e positivo ao entardecer.

A declividade δ (radianos) foi calculada pela expressão (BASTIAANSEN, 2002):

$$\delta = 0,409 \operatorname{sen} \left\{ \left[\frac{2\pi}{365} \times \text{DiaJuliano} \right] - 1,39 \right\} \quad (23)$$

A latitude φ (radianos) foi calculada pela expressão (BASTIAANSEN, 2002):

$$f = \text{latitude}_{em\text{ graus}} \times \frac{p}{180} \quad (24)$$

O ângulo horário, ω (radianos) foi calculado pela expressão (BASTIAANSEN, 2002):

$$\omega = \frac{\pi}{12} \{ (t + 0,06667(L_z - L_M) + S_c) - 12 \} \quad (25)$$

em que

t = hora padrão da passagem do satélite, em horas;

L_z = longitude do centro da área para a hora local (45°) em graus a oeste de Greenwich;

L_M = longitude do centro da imagem do satélite ($43,244228^\circ$) em graus a oeste de Greenwich;

S_c = correção sazonal para a hora solar, em horas.

A correção sazonal para a hora solar foi calculada pela expressão (BASTIAANSEN, 2002):

$$S_c = 0,1645 \operatorname{sen}(2b) - 0,1255 \cos(b) - 0,025 \operatorname{sen}(b) \quad (26)$$

$$b = \frac{2\pi(\text{DiaJuliano} - 81)}{364}$$

A Temperatura da Superfície T_s foi corrigida utilizando o Modelo Digital de Elevação do Terreno (MDE), pela expressão (BASTIAANSEN, 2002):

$$T_{sMDE} = T_s + 0,0065 \Delta z \quad (27)$$

em que

Δz é a elevação de cada pixel menos a elevação do DATUM, em metros, sendo valor positivo se a elevação de um pixel for maior do que a do DATUM.

O coeficiente de rugosidade foi calculado conforme metodologia descrita para o uso do SEBAL em áreas de relevo plano, porém ajustado para a área de relevo montanhoso conforme a expressão (BASTIAANSEN, 2002):

$$Z_{om(montanha)} = Z_{om} \times \left[1 + \frac{(\text{Declividade} - 5)}{20} \right] \quad (28)$$

A velocidade de fricção inicial (u_*), e a resistência aerodinâmica (r_{ah}) à transferência de calor foram ajustadas para a velocidade de vento na área montanhosa, por meio do coeficiente ω , que foi usado para ajustar a velocidade do vento a uma altura de 100 metros, conforme mostrado na expressão (BASTIAANSEN, 2002):

$$v = 1 + 0,1 \left[\frac{(\text{Elevação} - \text{Elevação}_{estação\ climatológica})}{1000} \right] \quad (29)$$

em que,

Elevação é a elevação de cada pixel;

$\text{Elevação}_{estação\ climatológica}$ (796 m, extraídos da imagem do MDE – Modelo Digital de Elevação da área em estudo) é a elevação onde a velocidade do vento (u_{100}) para cada pixel é medida e depois ajustada multiplicando o valor obtido por ω .

RESULTADOS E DISCUSSÃO

O balanço de radiação na superfície foi contabilizado com os fluxos radiantes descendentes e ascendentes, ou seja, a soma algébrica do balanço de radiação de ondas curtas e do balanço de radiação de ondas longas na superfície.

O saldo de radiação foi obtido para dias de céu claro no momento do imageamento, ou seja, no momento da coleta de informação e representa uma maior disponibilidade de energia para os processos biofísicos.

No Quadro 1 mostram-se os valores para o saldo de radiação para as condições analisadas:

Observa-se um maior saldo de radiação para a data do dia 24/09/2003, sendo de se esperar por receber uma parcela maior de energia provinda do Sol, devido à sua maior proximidade (distância Terra-

Sol). A exceção se dá para o dia 20/06/2003 para a condição de relevo montanhoso, pois se obteve um valor fora do esperado para esta condição em relação às demais datas, sendo este valor superestimado explicado devido a erros durante o processamento da imagem (valores de albedo, emissividade).

Nesta pesquisa, esse parâmetro foi estimado segundo equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000), que representa valores próximos ao meio-dia.

No Quadro 2 tem-se os valores do fluxo de calor no solo para as condições analisadas nas duas datas de estudo. Observa-se que o fluxo de calor no solo para a feição do solo é maior para a data do dia 24/09/2003 em relação às demais datas, por receber maior energia provinda do sol. O valor negativo encontrado na tabela significa calor sendo perdido pela superfície para a atmosfera e os positivos sendo o calor absorvido pela superfície vindo da atmosfera.

Quadro 1. Valores do Saldo de Radiação ($W m^{-2}$) nas condições analisadas da área de estudo

Saldo de Radiação ($W m^{-2}$)		20/06/2003	24/09/2003
Plano	Lago	464,24 a 494,4	649,94 a 689,76
	Vegetação	375,99 a 464,24	479,29 a 649,94
	Solo	218,86 a 375,99	204,35 a 479,29
	Média	414,36	558,60
Montanhoso	Lago	825,91 a 868,94	621,23 a 678,10
	Vegetação	708,56 a 825,91	444,57 a 621,23
	Solo	559,91 a 689,00	293,15 a 444,57
	Média	650,96	508,41

Quadro 2. Valores do Fluxo de Calor no Solo ($W m^{-2}$) nas condições analisadas da área de estudo

Fluxo de Calor no Solo ($W m^{-2}$)		20/06/2003	24/09/2003
Plano	Lago	134,25 a 143,70	196,49 a 206,92
	Vegetação	29,34 a 134,25	39,98 a 66,72
	Solo	16,41 a 29,34	66,72 a 196,49
	Média	29,38	63,19
Montanhoso	Lago	266,67 a 980,83	180,21 a 203,40
	Vegetação	34,79 a 266,66	-8,58 a 67,59
	Solo	0 a 34,79	67,59 a 180,21
	Média	41,51	58,66

O fluxo de calor sensível (H), definido como a quantidade de energia cedida para o ar, pelos processos de convecção e condução devido à diferença de temperatura entre a superfície e o ar próximo desta, pode ser calculado em função do gradiente de temperatura entre dois níveis de referência e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor.

No Quadro 3 observam-se os valores do fluxo de calor sensível para as condições analisadas. Para as

condições de relevo plano verificam-se os valores para tal condição analisada, sendo em sua maioria positivos por expressar a quantidade de energia cedida para o ar. Os possíveis valores negativos encontrados para a condição de relevo plano podem ser explicados por alguma adversidade ao se processar os dados no programa computacional, uma vez que não se fez coletas de campo para verificar tais valores obtidos (aferição dos dados). Pouco se pode dizer quanto aos dados para a

condição de relevo montanhoso, pelo fato de não ter conseguido obter os valores das feições. Isto se deu devido às incertezas nas variáveis de entrada que foram obtidas empiricamente e não foram calibradas e validadas com coletas de campo e que ao serem utilizadas no processamento, não forneceram valores que pudessem expressar algum dado para a pesquisa.

O fluxo de calor latente (λET), definido como a quantidade de calor utilizada no processo de evaporação e/ou evapotranspiração, é calculada pelo algoritmo SEBAL como resíduo do balanço de energia à superfície, ou seja, é obtido pela diferença entre o saldo de radiação (R_n), o fluxo de calor no solo (G) e o fluxo de calor sensível (H). O λET é utilizado na estimativa da evaporação e/ou a evapotranspiração, que por sua vez, é utilizado para se estimar o consumo hídrico das culturas e vegetação nativa. No Quadro 4 apresenta-se a média dos valores para o fluxo de calor latente nas condições analisadas.

Os valores encontrados para a condição de relevo montanhoso apresentam-se maior devido aos fatores analisados anteriormente serem superiores em comparação à condição de relevo plano, o que justifica valores maiores de Fluxo de Calor Latente. Para as condições de relevo montanhoso, conforme descrito na metodologia em regiões montanhosas, faz-se o uso de Modelos Digitais do Terreno o que pode influenciar durante o processamento, pois durante as análises e os cálculos aplicados nas imagens trabalhadas, não se fez a separação das áreas que não recebiam diretamente radiação solar, podendo o algoritmo não ter computado tais regiões e desta maneira, para as regiões montanhosas, terem superestimados os valores obtidos por estar o algoritmo verificando regiões de radiação solar direta em quantidades menores do que no relevo plano, sendo beneficiado assim pela álgebra de mapas aplicada.

Conforme dito na metodologia, o uso do algoritmo para as regiões acidentadas (montanhosas) ainda requer mais estudos para a correção de eventuais erros.

O Quadro 5 apresentam-se os valores médios da evapotranspiração horária das feições para as condições analisadas.

Nos Quadros 6 e 7 mostram-se os resultados encontrados para a evapotranspiração horária para as imagens analisadas datadas de 20/06/2003 e 24/09/2003 para as condições de relevo plano e relevo montanhoso, sendo o valor encontrado da evapotranspiração para o pixel que corresponde à estação climatológica do Gaspar, sendo este pixel atribuído como o pixel frio (onde se encontram os plantios de eucalipto).

Valores de $0,19 mm h^{-1}$ e $0,17 mm h^{-1}$ de transpiração da cultura do eucalipto, empregando o método de Penman-Monteith em plantios de eucalipto irrigado e não-irrigado, respectivamente, foram relatados segundo Carneiro *et al* (2008).

Convertendo os valores encontrados no Quadro 6 para taxas de evapotranspiração diárias ($mm d^{-1}$) para o dia 20/06/2003, tem-se: $8,74 mm d^{-1}$ ($0,613 mm h^{-1}$); $9,26 mm d^{-1}$ ($0,775 mm h^{-1}$).

Para o Quadro 7 as taxas de evapotranspiração diárias ($mm d^{-1}$) para o dia 24/09/2003, são: $8,21 mm d^{-1}$ ($0,831 mm h^{-1}$); $8,07 mm d^{-1}$ ($0,751 mm h^{-1}$).

Como já mencionado, os valores encontrados para as condições de relevo montanhoso precisam ser mais bem estudadas, pois várias interferências podem superestimar ou subestimar o valor da evapotranspiração, podendo ser devido às variações de relevo, incidência de energia à superfície da Terra, presença de sombras, etc.; que interferem diretamente no computo das variáveis de entrada do processo (Balanço de Radiação, Fluxo de calor no solo, Fluxo de calor sensível e Fluxo de calor latente).

Sacramento Neto (2001) encontrou valores variando de $8,60 a 10,00 mm d^{-1}$ em eucalipto com dois anos de idade. Mielke *et al* (1999) obtiveram, em plantações de nove anos de idade, valores médios de $0,50 mm h^{-1}$ em março, o que compreende aproximadamente $6,0 mm d^{-1}$; $0,40 mm h^{-1}$ em abril, correspondendo a cerca de $4,8 mm d^{-1}$ e; $0,20 mm h^{-1}$ em agosto, o que equivale aproximadamente a $2,40 mm d^{-1}$. Dye (1987) encontrou valores variando de $2,40 a 8,6 mm d^{-1}$ em plantações de *Eucalyptus grandis* com 22m de altura. Dunin e Mackay (1982) observaram valores médios mensais variando de $0,12 a 6,80 mm d^{-1}$, em *Eucalyptus maculata* com idade entre sete e nove anos.

Quadro 3. Valores do Fluxo de Calor Sensível ($W m^{-2}$) nas condições analisadas da área de estudo

Fluxo de Calor Sensível ($W m^{-2}$)		20/06/2003	24/09/2003
Plano	Lago	-13,6 a 76,67	-14,05 a 180,72
	Vegetação	76,67 a 223,18	180,72 a 216,86
	Solo	223,18 a 500	216,86 a 500
	Média	70,48	84,54
Montanhoso	Lago	-	138,81 a 203,41
	Vegetação	-	- 8,59 a 67,59
	Solo	-	67,59 a 138,81
	Média	103,66	-

Quadro 4. Valores médios do Fluxo de Calor Latente ($W m^{-2}$) nas condições analisadas da área de estudo

Fluxo de Calor Latente ($W m^{-2}$)		20/06/2003	24/09/2003
Plano	Média	319,01	415,50
Montanhoso	Média	458,81	603,71

Quadro 5. Valores médios da Evapotranspiração horária das feições ($mm h^{-1}$) nas condições analisadas da área de estudo

Evapotranspiração horária das feições ($mm h^{-1}$)		20/06/2003	24/09/2003
Plano	Média	0,469	0,611
Montanhoso	Média	0,674	0,887

Quadro 6. Resultados de Evapotranspiração horária (ET_h), do dia 20 de Junho de 2003, obtidos pelo SEBAL para as condições de relevo plano e montanhoso

20 de Junho de 2003		ET_h (Pixel que compreende a Estação Climatológica) ($mm h^{-1}$)	
Relevo Plano		0,613	
Relevo Montanhoso		0,775	

Quadro 7. Resultados de Evapotranspiração horária (ET_h), do dia 24 de Setembro de 2003, obtidos pelo SEBAL para as condições de relevo plano e montanhoso

24 de Setembro de 2003		ET_h (Pixel que compreende a Estação Climatológica) ($mm h^{-1}$)	
Relevo Plano		0,831	
Relevo Montanhoso		0,751	

CONCLUSÕES

- Os componentes do balanço de radiação à superfície (saldo de radiação – R_n), do balanço de energia (fluxo de calor no solo, sensível e latente – G , H , λET) mostraram-se condizentes com a literatura consultada para as condições estudadas.
- O algoritmo SEBAL, em condições de relevo montanhoso, deve ser acompanhado de correções, validações e calibrações, tendo em vista às incertezas de condições como: efeito de

sombreamento provocado pela não exposição das áreas à radiação solar e/ou áreas de penumbra parcial, o que gera informações difusas dos parâmetros a serem obtidos.

- Os valores de evapotranspiração encontrados se mostraram superestimadas em relação a trabalhos correlatos devido a estas calibrações e validações quanto aos parâmetros utilizados, uma vez que muitas das fórmulas empregadas nos cálculos foram obtidas para as condições norte americanas e europeias.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER, A. N. Os domínios morfoclimáticos da América do Sul. **Boletim do Instituto de Geografia**, São Paulo, p.52-121, 1977

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; WATERS, R. & BASTIAANSSEN, W. **Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) – Advanced training and Users Manual**. Idaho, 2002, 98p.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S. D. & SMITH, M. Crop Evapotranspiration (**FAO Irrigation and Drainage Paper 56**). Roma: FAO, 1998, 326p.

ANTUNES, F. N. Caracterização climática do estado de Minas Gerais. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte v. 12, n. 138, p.9-13, 1986

ASSAD, E.D. & SANO, E.E. **Sistemas de Informações Geográficas: Aplicações na Agricultura**. Brasília: Embrapa-SPI / Embrapa-CPAC, 2ª ed., 1998, 434p.

BASTIAANSSEN, W. G. M. SEBAL – Based Sensible and Latent Heat Fluxes in the Irrigated Gediz Basin. Turkey. **Journal of Hydrology**. v. 229, p.87-100, 2000

BEZERRA, M. V. C. **Balanço de Energia em áreas irrigadas utilizando técnicas de Sensoriamento Remoto**. Campina Grande, PB: UFCG, 2004, 101p. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia Agrícola e Micrometeorologia-Universidade Federal de Campina Grande/PB)

CARNEIRO, R.L.C.; RIBEIRO, A.; MARTINEZ Y HUAMAN, C.A.; LEITE F.F.; SEDIYAMA G.C. & NEVES J.C. Consumo de água em plantios de

eucalipto: Parte 2 Modelagem da resistência estomática e estimativa da transpiração em tratamentos irrigados e não-irrigados. **Revista Árvore**, Viçosa-MG, v. 32, n.1, p.11-18, 2008

COSTA, M.C. **Estimativa da Evapotranspiração Regional por Meio de Imagens Orbitais**. Viçosa, MG: UFV, 1997, 52p. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia Agrícola-Universidade Federal de Viçosa/MG)

NUNES, Y. R. F.; PEDRALLI, G. Desenvolvimento de metodologia para adensamento e recomposição da vegetação na EPDA-Peti. MG. **Bios** v. 2, n. 3, p.53-61, 1995

ROCHA, M. G. B. & CAMPOS, W. O. Clonagem intensiva em *Eucalyptus Grandis* na CENIBRA. **IPEF**, p.24-43, 1994

SACRAMENTO NETO, O. B. **Balanço hídrico em plantios jovens de eucalipto na região de Belo Oriente - MG**. Viçosa, MG: UFV, 2001. 77p. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia Agrícola, Universidade Federal de Viçosa/MG)

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

SILVA, B. B.; MOURA, M. S. B.; FEITOSA, J. R.; GALVÍNCIO, J. D. & FILHO, J. F. C. Balanço de Radiação no Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho Utilizando Técnicas de Sensoriamento Remoto e Imagens Landsat 5 – TM. CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA XII. Foz do Iguaçu - PR. **Anais...** Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002.