

ESTIMATIVA DA SAZONALIDADE DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM PLANTAÇÃO DE CANA-DE-AÇÚCAR (*saccharum sp.*) A PARTIR DE DADOS DO SENSOR TERRA/MODIS

Anderson Luis Ruhoff¹; Walter Collischonn²;

Ramon Moraes de Freitas³; Robinson Isaac Negron Juárez⁴ & Humberto Ribeiro da Rocha⁵

RESUMO --- A evapotranspiração é um dos mais importantes fatores reguladores das disponibilidades hídricas, do clima e do tempo, tanto em escala global quanto local. As limitações impostas por medidas pontuais motivaram o desenvolvimento de técnicas envolvendo dados de sensoriamento remoto para estimar a evapotranspiração em grandes áreas. Objetivou-se avaliar a precisão do algoritmo SEBAL na estimativa dos componentes da equação do balanço de energia em superfície e da evapotranspiração em grandes áreas. Utilizaram-se 28 imagens do sensor Terra/MODIS para testar o algoritmo. Os dados estimados utilizando SEBAL foram analisados com base em medidas pontuais, obtidas por correlação de vórtices turbulentos. Os resultados indicam que a metodologia empregada apresentou variações de 35% no fluxo de calor latente. Conclui-se assim, que a evapotranspiração instantânea estimada está coerente com a literatura. A baixa resolução espacial das imagens pode ter contribuído significativamente no acréscimo do erro das estimativas, uma vez que dentro de cada célula estão contidos diversos tipos de usos e cobertura da terra. Porém, os resultados preliminares confirmam o potencial do sensor Terra/MODIS na estimativa da evapotranspiração instantânea.

ABSTRACT --- Evapotranspiration is one of the most important regulator factors for hydric availability, climate and weather, both in global and local scale. The constraints due local measuring motivated the development of techniques involving remote sensing information to estimate evapotranspiration in large areas. The objective of this work was to evaluate the accuracy of SEBAL algorithm in the estimation of the components of surface energy balance equation and evapotranspiration in large areas. 28 images of the Terra/MODIS sensor were used to test the algorithm. The estimated data using SEBAL was analyzed by comparison with local measures, obtained by correlation of turbulent vortexes. The results indicate that the methodology used in this paper presented variations of 35% in the latent heat flux. It can be concluded then, that the estimated instant evapotranspiration is consisted with the one stated in literature. The low spatial resolution of the images could have contributed significantly in the increment of the error of the obtained values, because of the various types of land use and land cover contained in the image resolution cell. Nevertheless, the preliminary results confirm the Terra/MODIS sensor potential in the estimation of instant evapotranspiration.

Palavras-chave: Evapotranspiração – SEBAL – Sensor MODIS.

¹ Professor da Divisão de Geomática – Universidade Federal do Rio Grande. Doutorando pelo Instituto de Pesquisas Hidráulicas – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Email: anderson.ruhoff@ufrgs.br.

² Professor Adjunto do Instituto de Pesquisas Hidráulicas – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Email: collischonn@iph.ufrgs.br.

³ Doutorando em Sensoriamento Remoto pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Email: ramon@ltd.inpe.br.

⁴ Pós-doutorando pelo Departamento de Ecologia e Biologia Evolucionária – Universidade de Tulane (EUA). Email: rjuarez@tulane.edu.

⁵ Livre-Docente do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – Universidade de São Paulo. Email: humberto@model.iag.usp.br.

1. INTRODUÇÃO

A evapotranspiração é um dos mais importantes fatores mediadores do clima e do tempo, tanto em escala global quanto local, consistindo na ligação entre energia, clima e hidrologia. Estima-se que, por meio da evapotranspiração global, aproximadamente 62% do volume precipitado retorne a atmosfera (Dingman, 2002), fato que lhe confere o status de agente regulador fundamental das disponibilidades hídricas, superficiais e subterrâneas.

A quantificação do processo de evapotranspiração ocorre por meio de equipamentos, como lisímetros ou torres meteorológicas (correlação de vórtices turbulentos), ou ainda, por meio do balanço hídrico no solo e equações como Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998). Porém, estes métodos são limitados porque estimam valores pontuais de evapotranspiração para um local específico e não para uma escala regional. Considerando ainda o custo de instalação de complexos equipamentos de medição e a escassez de recursos humanos e econômicos, buscou-se desenvolver metodologias para rápida obtenção de dados hidrológicos. Dessa forma, as limitações impostas motivaram o desenvolvimento do uso de dados obtidos por sensoriamento remoto para a avaliação da evapotranspiração em grandes áreas.

Visando simplificar o processo de obtenção de variáveis hidrológicas para grandes áreas, alguns algoritmos têm sido desenvolvidos nos últimos anos, dentre os quais se destaca o algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*; Bastiaanssen *et al.*, 1998). Esse algoritmo tem como objetivo determinar a evapotranspiração, através do balanço completo da radiação e da energia sobre a superfície terrestre, utilizando dados de sensoriamento remoto e alguns dados complementares de superfície, como velocidade do vento e temperatura do ar.

O algoritmo SEBAL tem sido muito utilizado por diversos autores (Bastiaanssen, 2008), obtendo valores de evapotranspiração real considerados consistentes quando comparados a dados medidos em campo, com variações entre 1 e 5% no resultado final. Outros pesquisadores, como French *et al.* (2005), Hemakumara *et al.* (2003) e Jacob *et al.* (2002), apresentam resultados com variações superiores a 20%.

Conceitualmente, o algoritmo SEBAL foi desenvolvido para aplicações em áreas irrigadas, com a utilização de imagens do satélite LANDSAT, que possui resolução espacial de 30 metros e período de revisita de 16 dias. Com o advento de novos satélites, especialmente dos sensores Terra/MODIS e Aqua/MODIS, que possuem resolução espacial de 250 a 1000 metros e período de revisita diária, o monitoramento dos processos físico-químicos da superfície terrestre ganha novo impulso. Dessa forma, o objetivo deste trabalho consiste em analisar a sazonalidade do saldo de radiação, do fluxo de calor no solo e dos fluxos de calor sensível e latente a partir de produtos diários do sensor Terra/MODIS em uma área de intenso cultivo de cana-de-açúcar. A validação dos resultados foi

realizada a partir de dados medidos pelo sistema de correlação de vórtices turbulentos. Para a realização do trabalho, foram utilizadas 28 imagens diárias do sensor Terra/MODIS, referentes ao ano de 2001.

O presente trabalho insere-se em um objetivo maior do Instituto de Pesquisas Hidráulicas, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, que consiste na calibração do modelo hidrológico MGB-IPH. O modelo foi desenvolvido para ser aplicado em grandes bacias, sendo composto por módulos de balanço de água no solo, evapotranspiração, escoamentos superficial, sub-superficial e subterrâneo. Atualmente o MGB-IPH está sendo aplicado em estudos de diversas bacias da América do Sul, no entendimento do comportamento hidrológico (Bacia do Alto Paraguai), previsão de vazões visando a operação de reservatórios hidroelétricos (Bacia do Rio Uruguai, Bacia do Rio Grande, Bacia do Rio São Francisco), modelagem de qualidade de água (Bacia do Rio Taquari-Antas) e modelagem da erosão e transporte de sedimentos (Bacia do Rio Paraguai).

2. ÁREA DE ESTUDO

A estimativa da evapotranspiração foi realizada em uma área compreendida entre as coordenadas de 20°30' e 22°30' de latitude sul e 46°30' e 48°30' de longitude oeste. A área localiza-se no estado de São Paulo e é caracterizada pela intensa produção de cana-de-açúcar e pelos remanescentes florestais do Parque Estadual da Vassununga. O sítio experimental de monitoramento de fluxos turbulentos (figura 1) localiza-se na Usina Santa Elisa, no agrossistema da cana-de-açúcar em Sertãozinho.

Segundo estudos de Rocha *et al.* (2005), o tipo climático da região, segundo a classificação de Koeppen, corresponde a "Cwa": as temperaturas médias mensais variam de 17,6°C (no mês mais frio, julho) a 23,5°C (no mês mais quente, fevereiro). A precipitação média anual é de 1.478 mm, enquanto a evaporação potencial é de 992,67 mm e a evaporação real é de 919,1 mm. A área apresenta uma estrutura onde os elementos climáticos – temperatura, umidade do ar, precipitação, radiação solar e vento – são relativamente homogêneos em toda sua extensão. Na região, alguns tipos de precipitação são particularmente importantes: (1) chuvas convectivas, que ocorrem tipicamente de setembro a abril, e (2) chuvas frontais, que ocorrem em qualquer época do ano, com maior frequência no outono e no inverno. Rocha *et al.* (2005) caracterizam o clima local como chuvoso de temperaturas elevadas e inverno ameno.

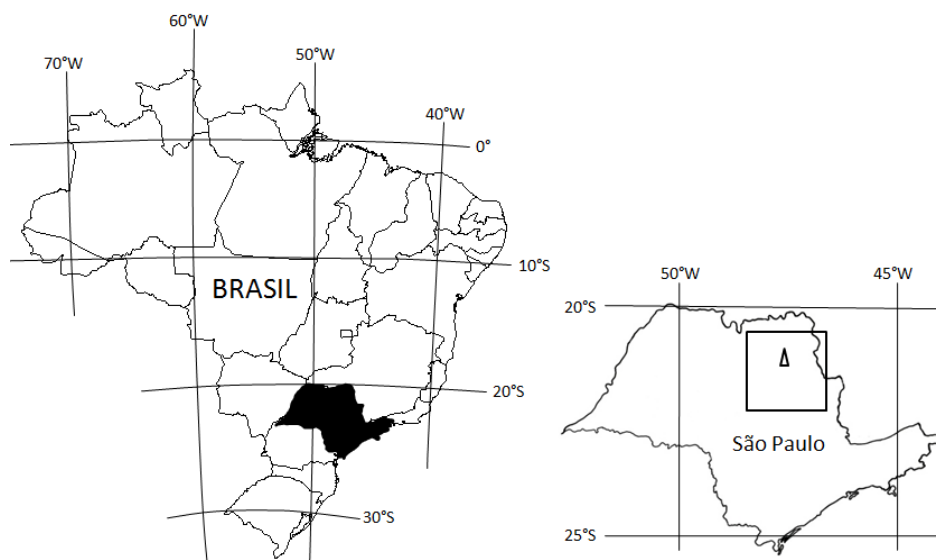


Figura 1 – Localização da área de estudo () e do sítio de monitoramento dos fluxos por vórtices turbulentos (Δ) em áreas de plantação de cana-de-açúcar.

3. SÍTIO EXPERIMENTAL DE MONITORAMENTO DOS FLUXOS TURBULENTOS

Os fluxos de calor latente (LE) e calor sensível (H) foram medidos a uma altura de 10 metros através de um sistema de covariância de vórtices turbulentos. O sistema é composto por um analisador de gás infravermelho (IRGA-LICor 6262) e de um anemômetro ultra-sônico tridimensional (Gill-1012R2A), onde os fluxos turbulentos são medidos a cada 30 minutos através das flutuações medidas a 10 Hz. Os sensores de saldo de radiação e fluxo de calor no solo ($REBS$, *Radiation Energy Budget Systems*), conectados a um sistema de aquisição de dados (Campbell-CR10X), obtêm dados a cada 10 segundos, armazenando as médias a cada 10 minutos. Juárez (2004) apresenta descrições detalhadas dos processos de medição dos fluxos turbulentos e de energia na área de estudo.

4. O SENSOR MODIS

O sensor MODIS está instalado a bordo dos satélites Terra e Aqua. Esses satélites operam em órbitas heliosíncronas descendentes, com inclinação aproximada de 98,2 graus. O horário de passagem pela área de imageamento corresponde a aproximadamente 10:30 e 13:30 horas, para os satélites Terra e Aqua, respectivamente. Esses satélites integram o programa EOS (*Earth Observing System*), cujo objetivo compreende o estudo das relações entre as formações vegetais e os processos globais de larga escala (Shimabukuro *et al.*, 2007).

O sensor MODIS foi projetado para atender a três campos de estudos distintos: terra, oceano e atmosfera. Apresenta 36 bandas espectrais, das quais as sete primeiras estão direcionadas para aplicações terrestres. Shimabukuro *et al.* (2007) apresentam as principais especificações técnicas do sensor MODIS: a cobertura do satélite Terra é diária para latitudes superiores a 30 graus e a cada dois dias para latitudes inferiores a 30 graus; a cobertura de imageamento é de aproximadamente 2330 km

e a resolução espacial varia entre 250 e 1000 m no nadir. As principais características dos produtos do sensor MODIS utilizados na estimativa de evapotranspiração são apresentadas na tabela 1.

Produto	Resolução	Fator de Escala	Offset
MOD09	250 e 500 m	0,0001	--
Surface Reflectance			
MOD09	500 m	0,01	--
Solar Zenith			
MOD11	1 km	0,02	--
Land Surface Temperature	1 km	0,002	0,49
MOD11			
Surface Emissivity	1 km	0,0001	--
MOD13			
Vegetation Indices			

Tabela 1 – Produtos do sensor MODIS utilizados na estimativa de evapotranspiração pelo balanço de energia do algoritmo SEBAL.

5. BALANÇO DE ENERGIA

O algoritmo SEBAL necessita de algumas informações reduzidas da superfície para estimar as componentes do balanço de energia através do sensoriamento remoto. A descrição completa do algoritmo pode ser obtida em Allen *et al.* (2002).

O fluxo de calor latente (LE , $W.m^{-2}$), posteriormente convertido em evapotranspiração, foi estimado como o resíduo da equação do balanço de energia, contabilizando-se a diferença entre o saldo de radiação (R_n , $W.m^{-2}$), o fluxo de calor no solo (G , $W.m^{-2}$) e o fluxo de calor sensível (H , $W.m^{-2}$). A equação 1 apresenta o balanço de energia do SEBAL.

$$R_n - LE - G - H = 0 \quad (1)$$

5.1. Determinação do saldo de radiação

A energia proveniente do sol é o fator mais importante no desenvolvimento dos processos físicos que influenciam as condições de tempo e clima na Terra. O saldo de radiação representa a energia disponível aos processos físicos e biológicos que ocorrem na superfície terrestre sendo definido como o balanço de radiação de todos os fluxos radiativos que chegam e saem de uma superfície. A equação 2 apresenta a determinação do saldo de radiação em dias *blue sky*.

$$R_n = R_{s\downarrow}(1 - \alpha) + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (2)$$

onde $R_{s\downarrow}$ corresponde a radiação de ondas curtas incidentes, $R_{L\downarrow}$ corresponde radiação de ondas longas incidentes, $R_{L\uparrow}$ corresponde radiação de ondas longas emitidas, α corresponde ao albedo de superfície e ε_0 corresponde a emissividade da superfície.

A radiação de ondas curtas incidente sobre a superfície pode ser determinada em função da equação 3.

$$R_{s\downarrow} = S * \cos\phi * dr * \tau_{sw} \quad (3)$$

onde S corresponde a constante solar (1367 W m^{-2}), ϕ corresponde ao ângulo zenital solar (radianos), dr corresponde a distância relativa Terra-Sol, determinada de acordo com a equação 4, e τ_{sw} corresponde a transmissividade atmosférica, determinada de acordo com a equação 5.

$$d_r = 1 + 0,33 * \cos\left(\frac{2\pi}{365} * J\right) \quad (4)$$

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 * 10^{-5} * Z \quad (5)$$

onde J corresponde ao dia juliano e Z corresponde a altitude de cada célula (m).

O albedo de superfície é estimado de acordo com a equação 6, proposto por Tasumi *et al.* (2008).

$$\alpha = \sum_{b=1}^7 [\rho_b \omega_b] \quad (6)$$

onde ρ_b corresponde a reflectância de superfície para sete bandas espectrais do sensor MODIS, enquanto ω_b corresponde ao coeficiente que representa a fração de radiação solar em direção a superfície que ocorre em cada comprimento de onda de cada uma das sete bandas espectrais do sensor MODIS. Tasumi *et al.* (2008) apresentam os coeficientes de cada uma das bandas do sensor MODIS para a composição do albedo de superfície.

A radiação de ondas longas incidentes sobre a superfície pode ser determinada pela equação 7 e a radiação de ondas longas emitidas pela superfície pode ser obtida a partir da equação 8.

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a * \sigma * T_a^4 \quad (7)$$

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_s * \sigma * T_s^4 \quad (8)$$

onde ε_a corresponde a emissividade atmosférica, determinada de acordo com a equação 9, ε_s corresponde a emissividade da superfície, σ corresponde a constante de Stefan-Boltzman ($5,67 * 10^{-8}$

$\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$), enquanto T_a corresponde a temperatura do ar (K) e T_s corresponde a temperatura de superfície (K).

$$\varepsilon_a = 0,85 * (-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (9)$$

A figura 2 apresenta o fluxograma da estimativa do saldo de radiação utilizando-se produtos do sensor Terra/MODIS (MOD09 – *Surface Reflectance* e MOD11 – *Land Surface Temperature*).

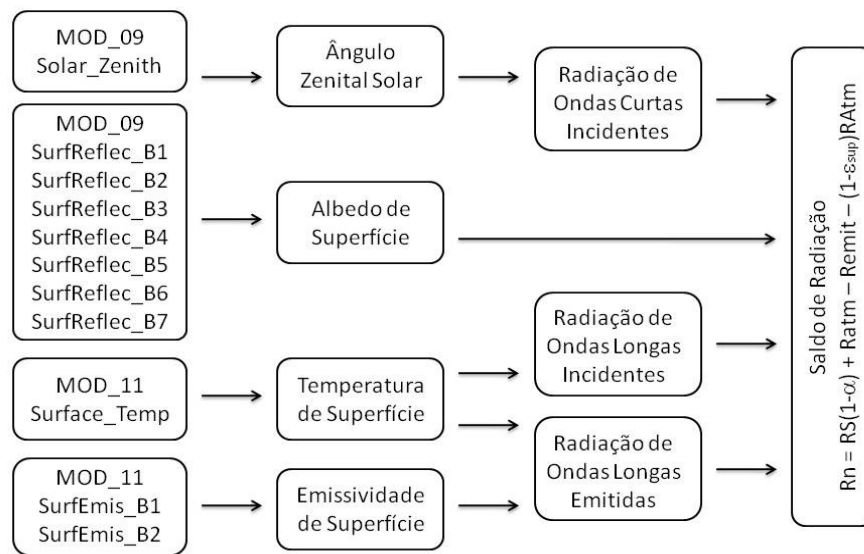


Figura 2 – Fluxograma de estimativa do saldo de radiação usando produtos Terra/MODIS.

5.2. Determinação do fluxo de calor no solo

O fluxo de calor no solo pode ser obtido segundo uma equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000), segundo a equação 10.

$$\frac{G}{R_n} = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2) (1 - 0,98 * NDVI^4) \right] \quad (10)$$

onde T_s corresponde a temperatura de superfície ($^{\circ}\text{C}$), $NDVI$ corresponde ao índice de vegetação por diferença normalizada, obtido do produto MOD13 – *16 Days Vegetation Indices*, do sensor Terra/MODIS.

Segundo Allen *et al.* (2002), para áreas agrícolas, a razão G/R_n varia entre 0,05 e 0,15, enquanto a mesma razão varia entre 0,2 e 0,4 para solos desprovidos de vegetação e corresponde a aproximadamente 0,5 para corpos d'água cristalina.

5.3. Determinação do fluxo de calor sensível

Para determinação do fluxo de calor sensível, Bastiaanssen *et al.* (1998), apresentam a equação 11.

$$H = \frac{\rho_a c_p * dT}{R_{ah}} \quad (11)$$

onde ρ_a corresponde a massa específica do ar (kg.m^{-3}) e C_p corresponde ao calor específico do ar à pressão constante ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), R_{ah} corresponde a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s.m^{-1}) e dT corresponde ao gradiente de temperatura ($T_s - T_a$).

A resistência aerodinâmica é inicialmente determinada, considerando-se uma condição de estabilidade da atmosfera, de acordo com a equação 12.

$$R_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{k * U_*} \quad (12)$$

onde Z_2 corresponde a altura (m) de referência acima de uma fonte ou sumidouro de calor, entre as quais existe uma resistência aerodinâmica ao transporte de calor, Z_1 corresponde ao comprimento (m) de rugosidade aerodinâmica para o transporte de calor, k corresponde a constante de von Karman (0,41), enquanto U_* corresponde a velocidade de fricção (m.s^{-1}).

A velocidade de fricção pode ser estimada pela equação 13.

$$U_* = \frac{k * U_z}{\ln\left(\frac{Z_x}{Z_{om}}\right)} \quad (13)$$

onde U_z corresponde a velocidade do vento (m.s^{-1}) em uma altura Z_x (m), enquanto Z_{om} corresponde ao coeficiente de rugosidade da vegetação em torno da torre meteorológica, estimado de acordo com a equação 14.

$$Z_{om} = 0,123 * h \quad (14)$$

onde h corresponde a altura média da vegetação (m) em torno da torre meteorológica.

A partir da velocidade de fricção do vento, determina-se a velocidade do vento a uma altura na qual se pode assumir que os efeitos da rugosidade da superfície possam ser desprezados (U_{200} , denominada de superfície *blending height*), estimada de acordo com a equação 15.

$$U_{200} = U_* \left(\frac{\ln \left(\frac{Z_{200}}{Z_{om}} \right)}{k} \right) \quad (15)$$

Com a hipótese de que U_{200} é constante em toda a área, pode-se estimar a velocidade de fricção U_* para cada pixel da imagem, através da equação 16.

$$U_* = \frac{U_{200} * k}{\ln \left(\frac{200}{Z_{om}} \right)} \quad (16)$$

Para as equações 15 e 16, Z_{om} , pode ser obtido de acordo com a equação 17.

$$Z_{om} = \exp (3.157 * NDVI - 2.818) \quad (17)$$

De posse dos valores de U_* , pode-se estimar a resistência aerodinâmica para cada pixel, de acordo com a equação 18.

$$R_{ah} = \frac{\ln \left(\frac{Z_2}{Z_1} \right)}{k * U_*} \quad (18)$$

O gradiente de temperatura dT é determinado por meio de um processo de calibração interna, consistindo na seleção de dois pixels âncoras, o “pixel quente” e o “pixel frio”. O “pixel frio” é selecionado sobre áreas bem irrigadas, em condições ideais de evapotranspiração, tais como lavouras agrícolas irrigadas por pivô central ou grandes superfícies de água, onde o fluxo de calor sensível é considerado nulo. O “pixel quente” é selecionado sobre áreas sem vegetação fotossinteticamente ativa e sem umidade, como solos desnudos, em condições críticas de evapotranspiração, assumindo que o fluxo de calor latente é considerado nulo nessas áreas (Bastiaanssen *et al.*, 1998). Desse modo, é construída uma relação linear entre a temperatura e a diferença de temperatura da superfície, de acordo com a equação 19.

$$dT = a + b * T_s \quad (19)$$

Os coeficientes a e b são determinados por meio da aplicação da equação do balanço de energia e das condições de nulidade dos fluxos de calor latente e sensível nos “pixels quentes” e nos “pixels frios”, de acordo com as equações 20 e 21.

$$b = \frac{dT(T_{s,max})}{(T_{s,max}) - (T_{s,min})} \quad (20)$$

$$a = -b * T_{s,min} \quad (21)$$

onde $T_{s,max}$ e $T_{s,min}$ correspondem a temperatura do “pixel quente” e do “pixel frio”, respectivamente. Os gradientes máximos $dT_{(T_{s,max})}$ e mínimos $dT_{(T_{s,min})}$ de temperatura, equivalentes ao “pixel quente” e “pixel frio” da imagem, podem ser determinados de acordo com as equações 22 e 23.

$$dT_{(T_{s,max})} = H_{max} * \frac{Rah_{(T_{s,max})}}{\rho a C_p} \quad (22)$$

$$dT_{(T_{s,min})} = 0 \quad (23)$$

onde $Rah_{(T_{s,max})}$ corresponde a resistência aerodinâmica ao transporte de calor referente a célula de temperatura máxima, enquanto H_{max} pode ser determinado em função da equação 24.

$$H_{max} = R_n(T_{s,max}) - G(T_{s,max}) \quad (24)$$

onde H_{max} corresponde ao fluxo de calor sensível, $R_n(T_{s,max})$ corresponde ao saldo de radiação e $G(T_{s,max})$ corresponde ao fluxo de calor no solo, para o “pixel quente”.

Os valores do fluxo de calor sensível estimados inicialmente, segundo Bastiaanssen *et al.* (1998), não representam de forma adequada o real fluxo de calor sensível para cada pixel. Dessa forma, a teoria da similaridade de Monin-Obukov descreve um perfil mais geral da velocidade vertical, por levar em consideração os efeitos da resistência aerodinâmica e da estabilidade térmica. A correção da estabilidade atmosférica é realizada de acordo com a equação 25.

$$L = - \frac{\rho a C_p * U_*^3 * T_{sup}}{g * k * H} \quad (25)$$

onde L corresponde ao comprimento de Monin-Obukov (m) e g corresponde a aceleração da gravidade ($m.s^{-2}$).

A correção de estabilidade atmosférica e das condições de transporte de calor pode ser realizada de acordo com as equações 26 a 34.

Para condições de instabilidade atmosférica ($L < 0$), tem-se

$$\Psi_{h(100m)} = 2\ln\left(\frac{1+x_{(100m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+(x_{(100m)})^2}{2}\right) - 2\text{atan} * x_{(100m)} + 0,5\pi \quad (26)$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2\ln\left(\frac{1+(x_{(2m)})^2}{2}\right) \quad (27)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2\ln\left(\frac{1+(x_{(0,1m)})^2}{2}\right) \quad (28)$$

Onde

$$x_{100m} = \left(1 - 16 \frac{100}{L}\right)^{0,25} \quad (29)$$

$$x_{2m} = \left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad (30)$$

$$x_{0,1m} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad (31)$$

Para condições de estabilidade atmosférica ($L>0$), tem-se

$$\Psi_{m(100m)} = -5 \left(\frac{100}{L}\right) \quad (32)$$

$$\Psi_{m(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \quad (33)$$

$$\Psi_{m(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L}\right) \quad (34)$$

Após as estimativas dos valores de $\Psi_{h(m)}$ e $\Psi_{m(m)}$, é realizada a correção do valor da velocidade de fricção para cada célula da imagem, de acordo com a equação 35.

$$U_* = \frac{U_{100} * k}{\ln\left(\frac{100}{Z_{om}}\right) - \Psi_{m(100m)}} \quad (35)$$

De posse dos valores de velocidade de fricção corrigidos, obtém-se a resistência aerodinâmica corrigida para o transporte de calor, conforme a equação 36.

$$R_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_{Ref}}{Z_{oh}}\right) - \Psi_{h(2m)} + \Psi_{h(0,1m)}}{U_{*corr} * k} \quad (36)$$

O valor corrigido de H é obtido após a correção da condição de estabilidade atmosférica inicialmente assumida. Para isso, determinou-se nova velocidade de fricção e um novo valor de resistência aerodinâmica, que por sua vez, são utilizados na repetição do processo, partindo-se do cálculo de dT , até que se atinja uma convergência entre dois valores sucessivos do gradiente de temperatura. A figura 3 apresenta o fluxograma com o processo iterativo de estimativa do fluxo de calor sensível.

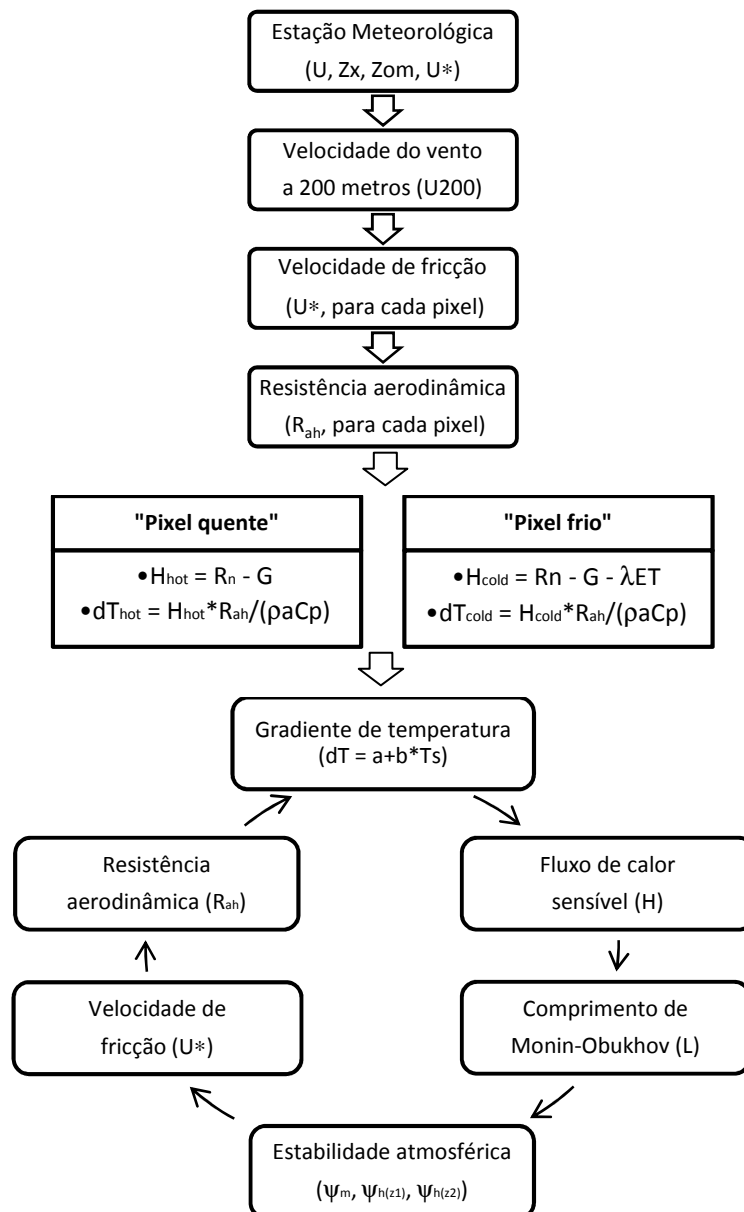


Figura 3 - Fluxograma com o processo iterativo de estimativa do fluxo de calor sensível.

5.4. Estimativa da evapotranspiração instantânea e diária

A partir da determinação das componentes do balanço de energia, obteve-se a evapotranspiração horária (λET_{Inst} , mm.h⁻¹) e a fração evaporativa (λ), de acordo com as equações 37 e 38. A fração

evaporativa é considerada constante e regular em dias *blue sky*. Dessa forma, admite-se que seu valor instantâneo representa o seu valor médio diurno.

$$ET_{Inst} = \frac{3600 * LE}{\lambda} \quad (37)$$

$$\Lambda = \frac{\lambda ET}{Rn - G} \quad (38)$$

onde λ corresponde ao calor latente de vaporização da água.

A partir do saldo de radiação e da fração evaporativa, pode-se determinar a evapotranspiração diária (Et_{24h} , mm.dia⁻¹), através da equação 39.

$$Et_{24h} = \frac{86400 * \Lambda * Rn_{24h}}{\lambda} \quad (39)$$

onde Rn_{24h} (W.m⁻²) corresponde ao saldo médio de radiação diária. Bisht *et al.* (2005) desenvolveram uma proposta de obtenção do ciclo diurno do saldo de radiação e do saldo médio de radiação diária, a partir de uma função senoidal. O modelo senoidal de estimativa média diária do saldo de radiação a partir de dados do sensor MODIS é dado pela equação 40.

$$Rn_{24h} = \frac{2 * Rn}{\pi * \sin\left[\left(\frac{t_{overpass} - t_{rise}}{t_{set} - t_{rise}}\right) * \pi\right]} \quad (40)$$

onde $t_{overpass}$ corresponde ao instante de aquisição da imagem pelo sensor MODIS (h), t_{set} corresponde ao instante do pôr do sol (h) e t_{rise} corresponde ao instante do nascer do sol (h).

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1. Sazonalidade da temperatura de superfície e do albedo

O ciclo sazonal da temperatura, do albedo e do NDVI, medido sobre plantações de cana-de-açúcar, está diretamente ligada às condições do clima da região e da vegetação. Segundo Juárez (2004), a temperatura de superfície, medida a 10 cm de profundidade, apresentou valores máximos na estação chuvosa, enquanto os mínimos ocorreram na estação seca. Verificou-se que os dados medidos pelo sensor MODIS apresentam comportamentos sazonais similares aos dados medidos em campo (figura 4a). Porém, os dados MODIS superestimaram em média 8°C os dados observados em campo, com desvio-padrão de 8,8°C. Em alguns casos, os dados MODIS superaram em mais de 15°C os dados observados em campo. Segundo Wan *et al.* (2004), a acurácia dos dados MODIS em dias *blue sky* é de aproximadamente 1°C. Os dados MODIS que apresentaram alguns picos podem ser causados possivelmente pela presença de nuvens no local, que não foram detectadas e corrigidas pela máscara

utilizada no produto MOD11 (Wan *et al.*, 2002). A superestimativa da temperatura possivelmente está ligada ao processo de aquecimento da biomassa da cultura da cana-de-açúcar, que atua como um isolante térmico, enquanto as temperaturas observadas na camada superficial do solo refletem a baixa incidência de radiação.

Para a estimativa da sazonalidade do albedo da cana-de-açúcar, segundo a proposta de Tasumi *et al.* (2008), a média anual do albedo estimado foi de 0,12, com variações entre 0,10 e 0,15. Juárez (2004) obteve um albedo médio de 0,21 para o mesmo período, com variações entre 0,15 e 0,25. Dessa forma, verificou-se uma subestimativa de aproximadamente 41%. Juárez (2004) observou que, para o ano de 2001, o padrão sazonal do albedo de superfície apresentou mínimos na estação chuvosa e máximos na estação seca. Esse comportamento sazonal não foi observado no albedo estimado com dados do sensor MODIS (figura 4b).

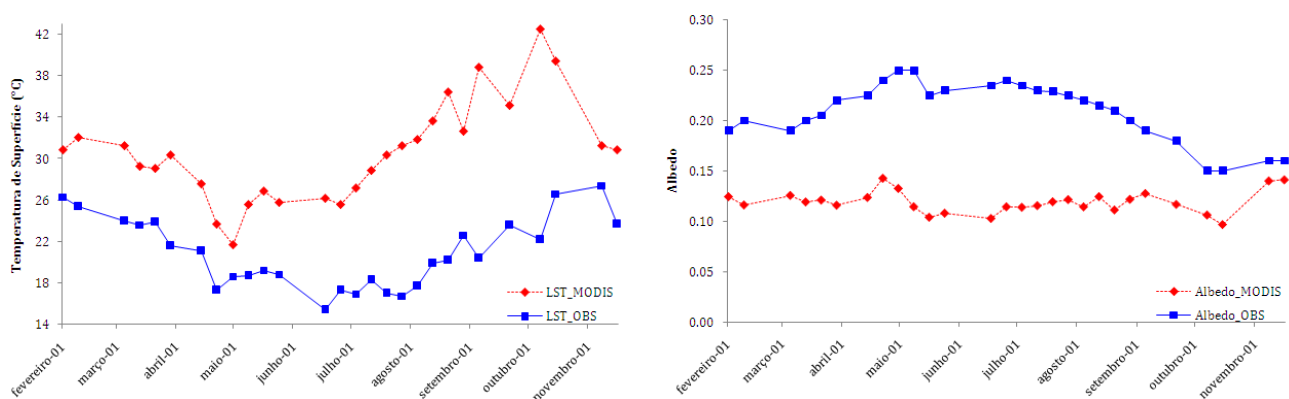


Figura 4 – Variação sazonal da temperatura de superfície (a) e do albedo de superfície (b) em áreas de cana-de-açúcar, estimado com dados do sensor MODIS, referentes ao ano de 2001.

6.2. Sazonalidade do saldo de radiação e do fluxo de calor no solo

Como a energia solar é extremamente importante, principalmente nos processos de aquecimento da atmosfera e do solo, além de influenciar diretamente a fotossíntese e a evapotranspiração, buscou-se avaliar o comportamento do saldo de radiação ao longo do ano. O ciclo sazonal instantâneo do saldo de radiação (aproximadamente entre 10h30min e 11h00min quando da passagem do sensor) estimado com base no algoritmo SEBAL apresentou uma forte correlação com dados medidos pelo sistema *REBS* (figura 5a). Observou-se uma sazonalidade bem definida, de acordo com o processo de incidência de radiação solar sobre a superfície terrestre e coincidente com os solstícios de verão e inverno, com máximos durante a estação chuvosa e mínimos durante a estação seca. Observou-se uma pequena tendência de superestimativa dos valores do saldo de radiação. Os dados estimados variaram entre 725 e 445 W.m^{-2} , enquanto os dados observados variaram entre 690 e 441 W.m^{-2} . O algoritmo SEBAL superestimou em aproximadamente 4,8% o saldo de radiação observado, correspondendo a 27 W.m^{-2} . O erro da estimativa do saldo de radiação apresentou variações entre 0,8 e 25%, ou seja, o erro

absoluto variou entre menos de 2 a 65 W.m^{-2} , com desvio-padrão de 5% ou 23 W.m^{-2} . Para o período 2001/2002, segundo Juárez (2004), o saldo de radiação apresentou valores máximos médios de 530 W.m^{-2} na estação chuvosa e de 452 W.m^{-2} na estação seca.

O fluxo de calor no solo representa a fração do saldo de radiação que foi transferida para os níveis inferiores do solo e, geralmente, resulta em acréscimo de energia para o meio à noite, ou em diminuição, no período diurno. Em estudos de balanço de energia a quantificação do fluxo de calor no solo torna-se importante, pois representa a entrada e saída de energia, contribuindo, assim, para variações nos fluxos de calor latente e sensível e, conseqüentemente, aumentando ou reduzindo as taxas de evaporação e transpiração. De acordo com Juárez (2004), para o período 2001/2002, o fluxo de calor no solo atinge valores máximos médios de 36 W.m^{-2} na estação chuvosa, enquanto na estação seca esses valores reduzem-se para 20 W.m^{-2} . Os valores instantâneos observados variaram aproximadamente entre 58 e 12 W.m^{-2} para essas respectivas estações. Os dados estimados apresentaram correlação sazonal com os dados observados, com variações entre 40 e 120 W.m^{-2} , porém foram superestimados em mais de 200% (figura 5b). Esse erro de estimativa do fluxo de calor pode ser considerado elevado, mas não é tão significativo no balanço de energia, em função dos baixos valores observados. Em termos absolutos, o fluxo de calor no solo foi superestimado em média 44 W.m^{-2} , com desvio-padrão de 13 W.m^{-2} , em variações inferiores ao saldo de radiação.

Mendonça (2007) também obteve superestimativas no fluxo de calor no solo para áreas de cana-de-açúcar, utilizando o algoritmo SEBAL com imagens do sensor MODIS. O pesquisador comenta que a superestimativa pode estar relacionada à cobertura do terreno pelo dossel, que funciona como um isolante térmico, evitando que os raios solares atinjam a superfície do solo. Dessa forma, os fluxos observados no solo apresentam valores muito baixos, enquanto o sensor MODIS capta a energia armazenada no dossel.

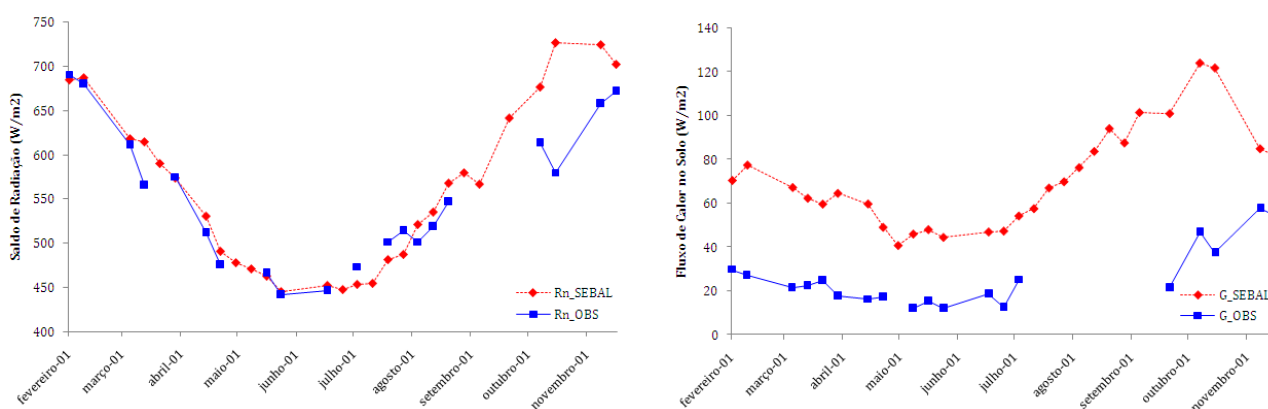


Figura 5 – Variação sazonal do saldo de radiação (a) e do fluxo de calor no solo(b) em áreas de cana-de-açúcar, estimados com dados do sensor MODIS, referentes ao ano de 2001.

6.3. Fluxos de calor sensível e calor latente

Os fluxos instantâneos de calor sensível e latente estimados pelo algoritmo SEBAL apresentam erros médios de aproximadamente 31% e 35%, respectivamente, quando comparados com dados instantâneos medidos pelo sistema de correlação de vórtices turbulentos sob condições instáveis (para $Rn > 150 \text{ W.m}^{-2}$) (figura 6a e 6b). Para o calor sensível, o erro varia entre 6 e 75%. Em termos absolutos, o erro médio foi de aproximadamente 52 W.m^{-2} , sendo que em alguns casos essa variação chegou a mais de 130 W.m^{-2} . Observou-se uma pequena tendência de superestimativa do fluxo de calor sensível (desvio-padrão verificado foi de aproximadamente 22% ou 38 W.m^{-2}).

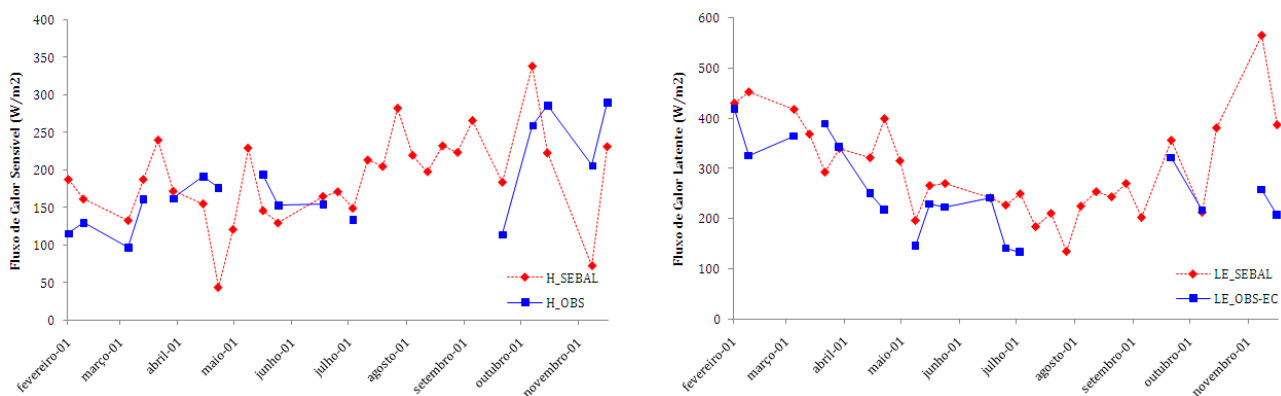


Figura 6 – Variação sazonal do fluxo de calor sensível (a) e do fluxo de calor latente (b) em áreas de cana-de-açúcar, estimados com dados do sensor MODIS, referentes ao ano de 2001.

O fluxo de calor sensível instantâneo estimado não apresentou sazonalidade bem definida. A média estimada foi de 176 W.m^{-2} aproximadamente, variando entre 72 e 296 W.m^{-2} , enquanto a média observada foi de 176 W.m^{-2} aproximadamente, variando entre 96 e 290 W.m^{-2} . Juárez (2004) comenta que o fluxo de calor sensível não é apenas controlado pelo saldo de radiação, mas também pela cobertura do dossel. A senescência, causada principalmente pela baixa oferta de umidade na estação seca, reduz a atividade fotossintética da cultura. Diminuindo-se o índice de vegetação, uma maior quantidade de energia fica disponível para ser convertida em fluxo de calor sensível. Dessa forma, os valores máximos de calor sensível aparecem em agosto e setembro (variações estimadas entre 175 e 290 W.m^{-2}), enquanto os valores mínimos aparecem em março e abril (variações estimadas entre 120 e 190 W.m^{-2} e variações observadas entre 95 e 160 W.m^{-2}).

O fluxo de calor latente sazonal e diário apresenta um padrão bem definido, no qual os máximos ocorrem na estação chuvosa, enquanto os mínimos ocorrem na estação seca (figura 6b). Dessa forma, os dados estimados pelo algoritmo SEBAL representaram de maneira eficiente a sazonalidade, com tendência de superestimativa dos valores observados. A variação foi de 480 a 135 W.m^{-2} , enquanto os dados observados variaram entre 418 e 132 W.m^{-2} , nas estações chuvosa e seca, respectivamente. A variação do erro foi de $0,4$ a 100% , com desvio-padrão de 37% . O erro absoluto foi de

aproximadamente 83 W.m^{-2} . As tendências observadas no ciclo de calor sensível e calor latente estão de acordo com as disponibilidades de saldo de radiação e com a fisiologia da cultura, quando se observa a redução na evapotranspiração e aumento do fluxo de calor sensível.

A comparação dos fluxos instantâneos de calor latente estimados e observados (figura 7a) apresenta um coeficiente de correlação de 0,3 (desconsiderando-se o ponto *outlier*, o coeficiente de correlação aumenta para 0,5). O resultado do fechamento do balanço de energia (figura 7b), uma comparação dos fluxos turbulentos estimados pelo algoritmo SEBAL com as medidas de R_n e G obtidas pelo sistema *REBS*, mostra uma subestimativa de aproximadamente 8% da energia disponível na plantação de cana-de-açúcar, ou seja, de 35 W.m^{-2} , com um coeficiente de correlação de 0,8.

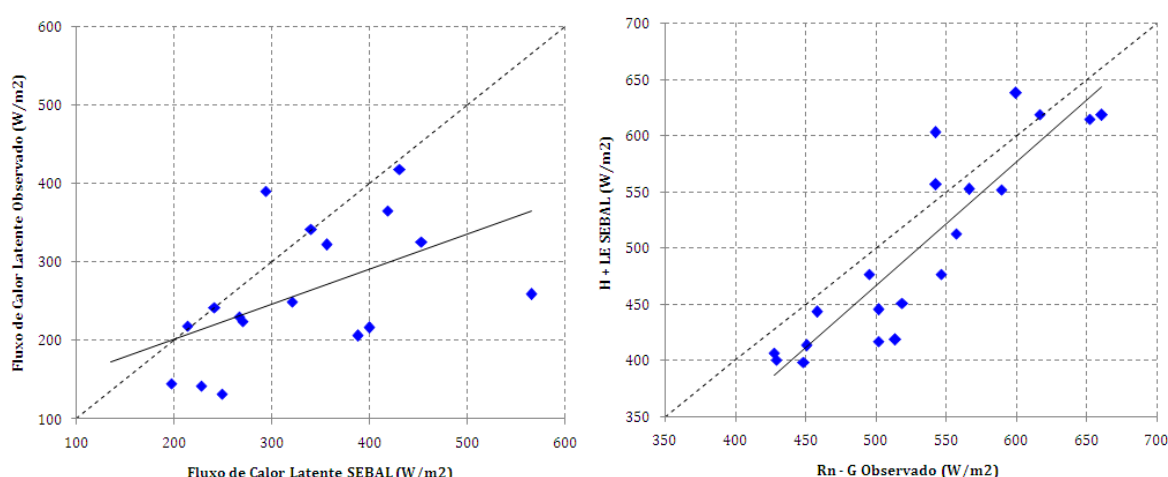


Figura 7 – Comparação do fluxo de calor latente estimado e observado (a) e fechamento do balanço de energia em plantação de cana-de-açúcar (b), para o ano de 2001.

6.4. Estimativa da evapotranspiração instantânea e diária

Segundo Rocha *et al.* (2005), a oscilação anual da evapotranspiração é forçada basicamente por dois controles: (1) a variação da oferta de energia, que apresenta o mesmo padrão da evapotranspiração (máximos no verão e mínimos no inverno) e (2) as condições da vegetação e da umidade disponível no solo. A vegetação perde parte de significativa das folhas verdes nos estratos arbóreo e herbáceo, reduzindo assim a capacidade de transpiração. A umidade do solo, que passa por um mínimo no inverno, também contribui para que a componente de evaporação do solo se reduza e, principalmente, para que o acesso a umidade nos baixos níveis seja menor, o que limita a extração de água do estrato herbáceo. Porém, a existência de uma pequena taxa de evapotranspiração na estação seca é um importante indicador que parte da vegetação continua ativa, do ponto de vista biológico.

A estimativa da evapotranspiração instantânea apresentou resultados considerados consistentes, quando comparado a dados medidos em campo pelo sistema de correlação de vórtices turbulentos (figura 8a). Os dados de evapotranspiração instantânea estimados variaram entre 0,8 (na estação

chuvosa) e $0,2 \text{ mm.h}^{-1}$ (na estação seca), enquanto os dados observados variaram entre 0,61 (na estação quente e chuvosa) e $0,19 \text{ mm.h}^{-1}$ (na estação amena e seca). O erro médio absoluto verificado foi de $0,1 \text{ mm.h}^{-1}$, com desvio-padrão igual ao erro absoluto.

A transformação dos dados instantâneos para dados diários de evapotranspiração (figura 8b), utilizando-se um modelo senoidal de integração do saldo de radiação, permitiu observar que os dados de evapotranspiração diária estimados variaram entre 7,3 (na estação chuvosa) e $1,6 \text{ mm.dia}^{-1}$ (na estação amena e seca), enquanto os dados observados variaram entre 4,95 (na estação chuvosa) e $0,71 \text{ mm.dia}^{-1}$ (na estação seca). A estimativa da evapotranspiração diária apresentou resultados que superestimaram os dados observados em aproximadamente $1,5 \text{ mm.dia}^{-1}$. Em alguns casos isolados, o erro absoluto foi superior a 2 mm.h^{-1} . Verificou-se posteriormente, que esses erros estão associados a dias parcialmente nublados, em que ocorreu significativa variação do saldo de radiação ao longo do dia. Portanto, em casos em que o saldo de radiação apresenta um padrão senoidal de distribuição, os erros de estimativa da evapotranspiração diária tendem a ser reduzidos.

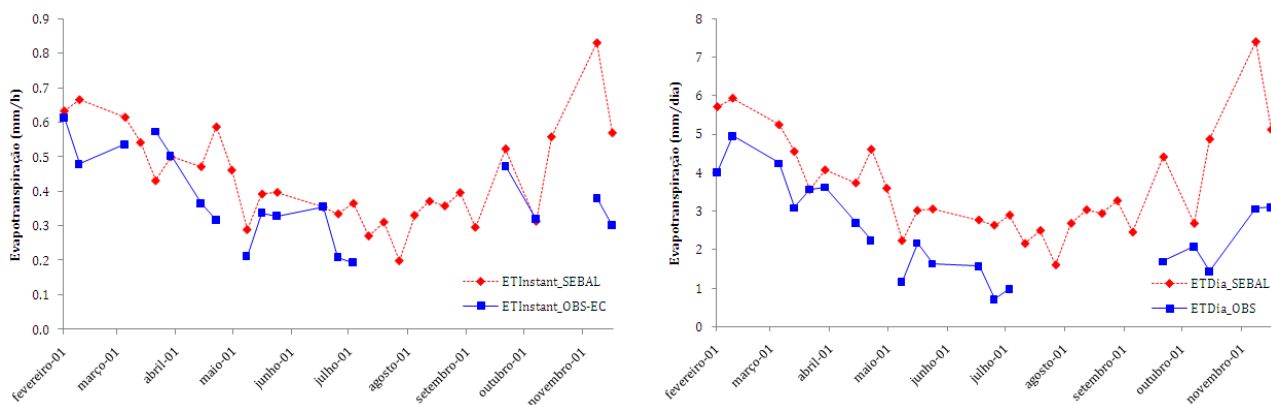


Figura 8 – Estimativa sazonal da evapotranspiração instantânea (a) e diária (b) em áreas de cana-de-açúcar, com dados do sensor MODIS, referentes ao ano de 2001.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As análises do saldo de radiação, do fluxo de calor no solo e dos fluxos de calor sensível e latente possibilitaram quantificar a variação dos dados estimados quando comparados a dados observados, tornando viável sua inferência através de técnicas de sensoriamento remoto. A estimativa do albedo com imagens MODIS mostrou-se ineficiente, uma vez que os dados estimados subestimaram em aproximadamente 40% os dados observados. O problema já havia sido identificado por Lopes e Valeriano (2007), ao comparar estimativas de albedo com imagens LANDSAT e MODIS. Porém, mesmo com um erro elevado na determinação do albedo de superfície, o saldo de radiação estimado mostrou-se consistente quando comparado com observações realizadas em superfície.

Os dados de evapotranspiração instantânea estimados com imagens diárias obtidas pelo sensor Terra/MODIS, quando comparados a dados medidos pelo sistema de correlação de vórtices

turbulentos, apresentaram superestimativa de 4,8% no saldo de radiação, superestimativa de 200% no fluxo de calor no solo, variações de 31% no fluxo de calor sensível e de 35% no fluxo de calor latente instantâneo. Autores como French *et al.* (2005) e Jacob *et al.* (2002), obtiveram resultados muito semelhantes. Jacob *et al.* (2002) observaram variações superiores a 33% (aproximadamente 85 W.m⁻²), no fluxo de calor latente em culturas de alfafa, trigo e girassol, quando comparados com dados obtidos por razão de Bowen. French *et al.* (2005) encontraram variações de 89 W.m⁻² no fluxo de calor latente em uma região agrícola, quando comparado com medidas obtidas pelo sistema de correlações de vórtices turbulentos

Dessa forma, observa-se que a evapotranspiração instantânea e diária estimada pelo algoritmo SEBAL com dados do sensor Terra/MODIS estão coerentes com a literatura científica. A baixa resolução espacial dos dados de entrada no algoritmo (variações de 250 metros a 1 quilometro) pode ter contribuído significativamente no acréscimo do erro das estimativas instantâneas, uma vez que dentro de cada pixel estão contidos diversos tipos de usos e cobertura da terra. Porém, a alta sensibilidade radiométrica (12 bits) em 36 bandas espectrais, a alta resolução temporal (1 ou 2 dias), além das correções geométricas e atmosféricas dos dados Terra/MODIS confirmam o potencial do sensor na estimativa da evapotranspiração instantânea. A partir dos resultados obtidos, corroborados por vários autores que aplicaram o algoritmo SEBAL em distintas culturas e usos da terra, conclui-se que o modelo não está restrito a áreas irrigadas (para as quais foi inicialmente desenvolvido), mas pode ser aplicado a uma extensa gama de culturas agrícolas e usos e cobertura da terra.

Ressalta-se que a estimativa da evapotranspiração por sensoriamento remoto corresponde a uma medida instantânea, quando do momento da passagem do sensor sobre a área de estudo, facilmente aplicada em função das poucas restrições de dados do modelo. Porém, essa estimativa apresenta dois grandes problemas: (1) dificuldade de obtenção de dados sazonais (e.g. dados mensais e/ou anuais), em função da necessidade de análise de um grande volume de dados; (2) as estimativas aplicam-se apenas em dias *blue Sky*.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, R.G., PEREIRA, L.S., RAES, D., SMITH, M. (1998). *Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements*. Irrigation and drainage paper FAO-56. Water Resources, Development and Management Service, Roma.
- ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; WATERS, R.; BASTIAANSEN, W. (2002). *Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) – Advanced training and Users Manual*. Idaho.
- BASTIAANSEN, W. G. M. (2008). *SEBAL Data Validation*. Disponível em <http://www.sebal.us/validation>. Acesso em: 05 Mar 2008.
- BASTIAANSEN, W. G. M. (2000). *SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey*. Journal of Hydrology, v. 229, p. 87-100.

- BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSAG, A. M. (1998). *A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL)*. 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, v. 212–213, n. 1-4, p. 198-212.
- BASTIAANSEN, W. G. M.; ZWART, S. J. (2007). *SEBAL for detecting spatial variation of water productivity and scope for improvement in eight irrigated wheat systems*. *Agricultural water management*, v. 89, p. 287-296.
- BISHT, G., VENTURINIA, V., ISLAM, S., JIANG, L. (2005). *Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days*. *Remote Sensing of Environment*, v. 97, p. 52-67.
- DINGMAN, S.L. (2002). *Physical Hydrology*. Prentice Hall.
- FRENCH, A.N., JACOB, F., ANDERSON, M.C., KUSTAS, W.P., TIMMERMANS, W., GIESKE, A., SU, Z., SU, H., McCABE, M.F., LI, F., PRUEGER, J., BRUNSELL, N. (2005). *Surface energy fluxes with the advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA)*. *Remote Sensing of Environment*, v. 99, p. 55-65.
- HEMAKUMARA, H. M.; CHANDRAPALA, L.; MOENE, A. F. (2003). *Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer*. *Agricultural water management*, v. 58, p. 109-122.
- JACOB, F., OLIOSSO, A., GU, X., SU, Z., SEGUIN, B. (2002). *Mapping surface fluxes using airborne visible, near infrared, thermal infrared remote sensing and a spatialized surface energy balance model*. *Agronomie*, v. 22, p. 669-680.
- JUÁREZ, R.I.N. (2004). *Variabilidade climática regional e controle da vegetação no sudeste: Um estudo de observações sobre cerrado e cana de açúcar e modelagem numérica da atmosfera*. Tese de Doutorado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – Universidade de São Paulo. São Paulo.
- LOPES, P.M.O., VALERIANO, D.M. (2007). *Validação do albedo da superfície terrestre obtido dos dados do sensor MODIS em regiões montanhosas*. In *XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*. São José dos Campos: INPE, p. 2805-2812.
- MENDONÇA, J.C. (2007). *Estimação da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região norte fluminense*. Tese de Doutorado. Universidade Estadual do Norte Fluminense. Campos dos Goytacazes.
- ROCHA, H.R., JUÁREZ, R.I.J., LIGO, M., CABRAL, O., MESQUITA, H., MITTENCOURT, M. (2004). *Hydrologic cycle and microclimate*. In PIVELLO, V. R.; VARANDA, E. M. (2005). *O cerrado pé de gigante: ecologia e conservação – Parque Estadual da Vassununga*. São Paulo: Secretaria do Meio Ambiente.
- SHIMABUKURO, Y.E., RUDORFF, B.F.T., CEBALLOS, J. (2007). *O sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil*. São José dos Campos: Parêntese.
- TASUMI, M.; TREZZA, R.; ALLEN, R.G.; WRIGHT, J.L. (2008). *Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U.S.* *Irrigation and Drainage Systems*, v. 19, p. 355–376.
- WAN, Z., ZHANG, Y.; ZHANG, Q.; LI, Z. L.; (2004). *Quality assessment and validation of the MODIS global land surface temperature*. *International Journal of Remote Sensing*, v. 25, p. 261–274.
- WAN, Z., ZHANG, Y.; ZHANG, Q.; LI, Z. L.; (2002). *Validation of the land-surface temperature products retrieved from Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data*. *Remote Sensing of Environment*, v. 83, p. 163–180.