

PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS PARA ESTIMATIVA DE VARIÁVEIS RELACIONADAS AO BALANÇO DE ENERGIA NO SISTEMA TERRA-ATMOSFERA – UMA REVISÃO DE LITERATURA

Alécio Perini Martins

Universidade Federal de Goiás (UFG), Jataí, Goiás, Brasil.

E-mail: alecioperini@yahoo.com.br

Roberto Rosa

Universidade Federal de Uberlândia (UFU), Uberlândia, Minas Gerais, Brasil.

E-mail: rrosa.geo@gmail.com

Resumo

O desenvolvimento e adaptação de modelos é importante para representar ou reconstruir a realidade de determinado local de forma simplificada, permitindo prever um comportamento, uma transformação ou uma evolução. O presente artigo tem como objetivo demonstrar os procedimentos para estimativa de variáveis como albedo de superfície, NDVI, radiação espectral de ondas longas e curtas, balanço de radiação, fluxos de calor no solo e sensível, temperatura de superfície e evapotranspiração real, a partir da metodologia (SEBAL) desenvolvida por Bastiaanssen (1995) e descrita por Allen *et al* (2002), viabilizando que outros pesquisadores utilizem o modelo no Brasil. O modelo utiliza imagens de sensoriamento remoto e ferramentas de geoprocessamento em sua execução e se aplica para imagens de diferentes sensores como TM/Landsat, MODIS, AVHRR, entre outros.

Palavras-chave: Sensoriamento Remoto; Evapotranspiração; Modelo SEBAL; Balanço de energia; geotecnologias.

METHODOLOGICAL PROCEDURES FOR ESTIMATING VARIABLES RELATED TO THE ENERGY BALANCE IN THE EARTH-ATMOSPHERE SYSTEM - A LITERATURE REVIEW

Abstract

Modeling development and adaptation is important to represent or rebuild the reality in certain places in a simplified way, allowing us to prevent a behavior, a transformation or a evolution. The present article has as an objective showing the procedures to variables such as surface albedo, NDVI, spectral radiation of long and short waves, radiation balance, heat fluxes in the soil and sensibility, surface temperature and real evapotranspiration, from the methodology developed by Bastiaanssen (1995) and described by Allen *et al* (2002), enabling that other researchers use the model in Brazil. The model uses GIS and GIS tools in its execution and applies to images of different sensors such as TM/Landsat, MODIS, AVHRR, and the like.

Keywords: GIS; Evapotranspiration; SEBAL modeling; Energy balance; Geotechnologies.

PROCEDIMIENTOS METODOLÓGICOS PARA ESTIMAR LAS VARIABLES RELACIONADAS CON EL BALANCE ENERGÉTICO EN EL SISTEMA TIERRA-ATMÓSFERA - UNA REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

Resumen

Modelar el desarrollo y la adaptación es importante para representar o reconstruir la realidad en ciertos lugares de forma simplificada, permitiéndonos prevenir un comportamiento, una transformación o una evolución. El presente artículo tiene como objetivo mostrar los procedimientos a variables como Albedo superficial, NVDI, radiación espectral de ondas largas y cortas, balance de radiación, flujos térmicos en el suelo y sensibilidad, temperatura superficial y evapotranspiración real, desde la metodología desarrollada por Bastiaanssen (1995) y descrita por Allen *et al* (2002), lo que permite que otros investigadores utilicen el modelo en Brasil. El modelo utiliza herramientas GIS en su ejecución y se aplica a imágenes de diferentes sensores como TM/Landsat, MODIS, AVHRR, y similares.

Palabras llave: SIG; Evapotranspiración; Modelado SEBAL; Equilibrio energético; Geotecnologías.

Introdução

Uma das condições fundamentais para compreender o ambiente, bem como planejar áreas de produção agrícola e determinar áreas de preservação e conservação é estudar e entender os fluxos de energia e matéria do planeta terra. Nesse sentido, o desenvolvimento e adaptação de modelos é extremamente importante para estudos ambientais, por permitirem representar ou reconstruir a realidade de determinado local de forma simplificada, englobando as principais variáveis que interferem nessa dinâmica, permitindo prever um comportamento, uma transformação ou uma evolução (CHRISTOFOLETTI, 2000).

Em climatologia, Christofoletti (2000, p.15) salienta que o objetivo da modelagem é “simular os processos e prever os efeitos resultantes nas mudanças e nas interações internas”. Nesse sentido, o presente artigo tem como objetivo central demonstrar os procedimentos para estimativa de evapotranspiração real utilizando imagens de sensoriamento remoto a partir da metodologia desenvolvida por Bastiaanssen (1995) e descrita por Allen *et al* (2002), viabilizando que outros pesquisadores utilizem o modelo no Brasil.

A evapotranspiração representa uma fração importante do ciclo hidrológico, na qual evaporação e transpiração atuam em conjunto no transporte hídrico entre a superfície terrestre e a atmosfera, definindo a perda total de água do sistema solo-planta para a atmosfera.

Inicialmente desenvolvido para uso com imagens TM/Landsat5 e ETM+/Landsat7, vários estudos tem procurado adaptar o algoritmo SEBAL para trabalhar a partir de imagens de outros sensores e satélites, como o sensor AVHRR/NOAA e, mais especificamente, o sensor MODIS/AQUA, material de estudo da pesquisa aqui apresentada.

O SEBAL vem sendo utilizado por vários pesquisadores no mundo todo para diversos agrossistemas, destacando os estudos de Bastiaanssen (1995; 2000), Bastiaanssen *et al* (1998), Ahmad e Bastiaanssen (2003), Ayenew (2003), Hemakumara *et al* (2003), Tasumi *et al* (2005), Bezerra (2006) Kongo e Jewitt (2006), Kimura *et al* (2007), Mendonça (2007), Nicácio (2008), Mendonça *et al* (2009), Lima *et al* (2014), entre outros. Em grande maioria, essas pesquisas utilizaram como base imagens do sensor AVHRR-NOAA e da série de satélites Landsat, principalmente o sensor TM. (NICÁCIO, 2008)

A grande maioria das publicações no Brasil que utilizam o SEBAL como metodologia apresentam, na maioria das vezes, as mesmas referências, remetendo às publicações de proposição e validação do modelo, especificamente as de Bastiaanssen (1995; 1998; 2000; 2002) e Allen *et al* (2002). Os principais grupos de pesquisa concentram-se nos estados da Paraíba (UFBP e UFCG) e Rio de Janeiro (UFRJ), além de publicações em menor volume nos estados do Paraná, Santa Catarina e Minas Gerais, sempre com aplicações voltadas para áreas de clima semiárido e regiões de agricultura irrigada.

Entre as dissertações e teses desenvolvidas no Brasil utilizando o algoritmo SEBAL, destacam-se os trabalhos de Giacomoni (2005) pela UFRGS, Bezerra (2006) pela UFCG, Nicácio (2008) pela UFRJ, Gomes (2009) pela UFCG, Leite (2011) pela UFU, Uda (2012) pela UFSC, entre outros.

As principais publicações em periódicos concentram-se na Revista Brasileira de Meteorologia, Journal of Hydrology, Elsevier, Journal Hydrologic Engineering, além de anais de eventos como o Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto e do Congresso Brasileiro de Meteorologia. Percebe-se que a utilização desta metodologia em programas de pós-graduação em geografia no Brasil ainda é pequena se comparada à sua utilização nas áreas de meteorologia, recursos hídricos e até mesmo em engenharia civil. Existem também poucas publicações do tema em revistas específicas de Geografia e periódicos ligados a programas de pós-graduação em Geografia no Brasil.

O sensor Modis

O sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) opera em 36 canais espectrais, com resolução espacial variando de 250 a 1.000 metros e com imagens disponibilizadas gratuitamente, tanto pelo INPE quanto pela NASA, em formato “hdf” (*Hierarchy Data Format*), facilmente convertido para “tif”.

O instrumento MODIS possui alta sensibilidade radiométrica (12 bits) em 36 bandas espectrais contidas no intervalo de 0,4 a 14,4 μm do espectro eletromagnético. Duas bandas são adquiridas na resolução de 250 m [bandas 1 e 2], outras cinco bandas na resolução de 500 m [bandas 3 a 7] e as demais 29 bandas em 1 km. A varredura de 55° para cada lado na órbita de 705 Km de altura resulta numa faixa imageada de 2.330 km, com cobertura global em 2 dias (SOARES, BATISTA E SHIMABUKURO, 2007, p. 11).

As imagens dos produtos do sensor MODIS (satélite TERRA ou AQUA), em formato “.hdf” podem ser obtidas gratuitamente no site da Agência Espacial Americana¹. É possível obter tanto imagens diárias quanto composições de 8 ou 16 dias de várias imagens. Embora as composições apresentem melhor qualidade e menor quantidade de nuvens, não são adequadas para estimar valores horários e diários de evapotranspiração. Para a leitura e conversão destes arquivos para formatos aceitos pela maioria dos softwares de processamento de imagens e sistemas de informações geográficas, foi desenvolvido um programa de download livre chamado *ModisReprojection Tool*, que também permite a montagem de mosaicos de imagens. As imagens encontram-se em projeção sinusoidal, organizadas em “tiles” de 10 x 10 graus, numerados de 0 a 35 (H) no sentido longitudinal e de 0 a 17 (V) no sentido latitudinal, cobrindo toda a superfície do planeta.

Entre os produtos relacionados ao balanço de energia, destacam-se os produtos MOD09 (TERRA) e MYD09 (AQUA) de refletância de superfície, os produtos MOD43 (TERRA) e MYD43 (AQUA), que captam o albedo em diferentes superfícies, e os produtos MOD e MYD 10 e 29, responsáveis pelo imageamento da cobertura de neve e extensão do gelo na superfície do mar.

Em especial, os produtos MOD09 (TERRA) e o MYD09 (AQUA) podem ser utilizados como dado de entrada para a obtenção de diversas informações, como albedo, índice de vegetação, fluxo de calor no solo e evapotranspiração, fundamentais à pesquisa proposta.

O produto MOD09 do MODIS é uma estimativa da refletância de superfície, e é computado a partir do nível 1A nas bandas 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7 com os comprimentos de onda centrados em 0,648 μm , 0,858 μm , 0,470 μm , 0,555 μm , 1,240 μm , 1,640 μm e 2,130 μm , respectivamente. (LATORRE, SHIMABUKURO E ANDERSON, 2007, p. 24-25)

Para visualizar as imagens do produto MYD09GA, escolhido por fornecer dados a cada 2 dias, em composição colorida (RGB), recomenda-se utilizar os canais do vermelho (banda 1), infravermelho próximo (banda 2) e infravermelho médio (banda 5) ou

¹ Disponível em: <https://modis.gsfc.nasa.gov/>. Acesso em 15 ago. 2014.

infravermelho distante (banda 7). Os canais do vermelho e infravermelho próximo também são utilizados para calcular o índice de vegetação (NDVI) e as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 para o cálculo do albedo de superfície.

Destacam-se, ainda, os produtos MOD11AI (TERRA) e MYD11A1 (AQUA), voltados especificamente para o mapeamento da temperatura superficial terrestre (TST) e emissividade, utilizados para estimar a TST em diferentes categorias de uso da terra e cobertura vegetal com imagens diárias e resolução espacial de 1Km.

O modelo SEBAL

De acordo com Allen *et al* (2002), o cálculo da evapotranspiração pode ser feito com bastante precisão usando lisímetros, técnicas de correlação e a técnica de razão de Bowen mas, embora apresentem uma maior precisão, estes métodos são limitados por fornecerem valores de evapotranspiração para pontos específicos e não em escala regional. Nesse sentido, as técnicas de sensoriamento remoto têm se mostrado importantes para avaliar a evapotranspiração em escala regional. A grande vantagem encontrada na utilização de modelos alimentados por imagens obtidas por detecção remota é que a evapotranspiração pode ser calculada sem a necessidade de quantificação de outros processos hidrológicos mais complexos.

O SEBAL é um dos mais completos modelos para estudos de fluxo de calor na superfície com o uso de imagens de satélite e informações climatológicas, como temperatura do ar e velocidade dos ventos. Essencialmente matemático, o modelo evita o emprego de suposições, diminuindo a margem de erro em sua validação.

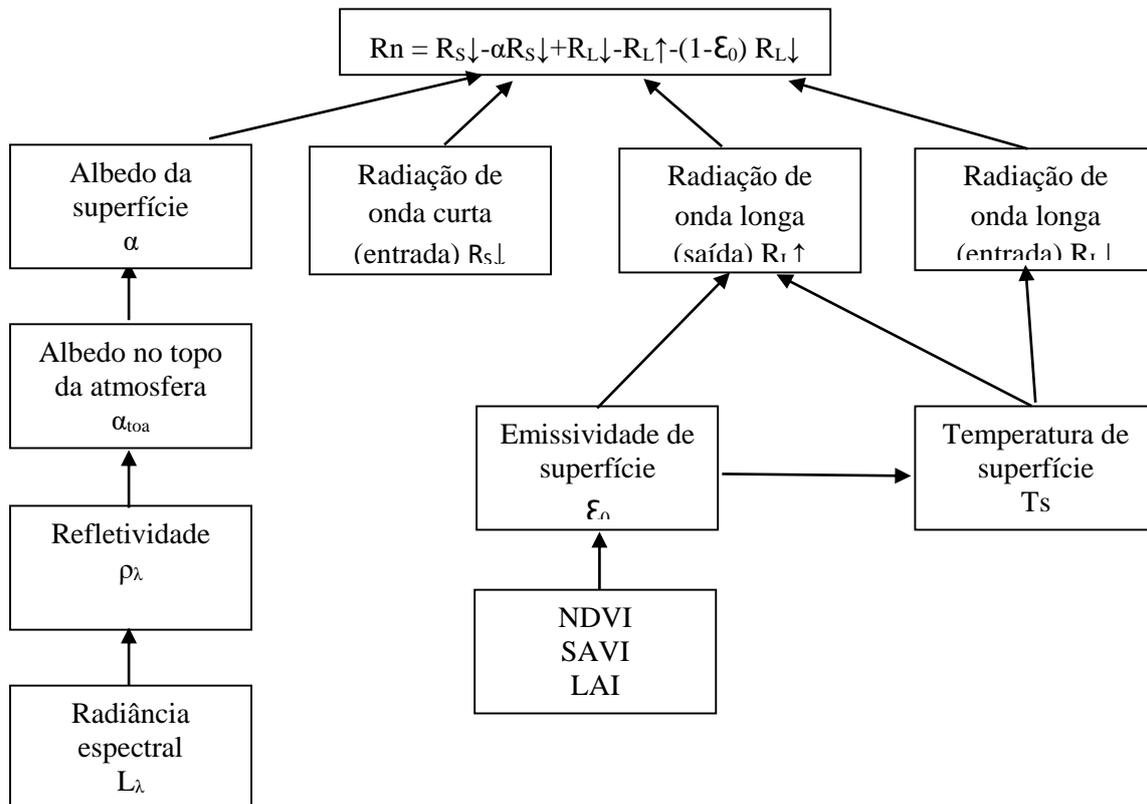
A grande vantagem do modelo SEBAL para estimativa de fluxos de calor na superfície e evapotranspiração real é que os componentes do cálculo do saldo de radiação podem ser mensurados separadamente, permitindo uma estimativa mais precisa. Outra vantagem é que ele necessita de poucas informações coletadas em campo, podendo ser aplicado em grandes extensões de terra. A escala dos resultados vai estar relacionada ao tamanho do pixel da imagem utilizada, sendo que estudos em áreas com usos da terra e coberturas vegetais muito heterogêneas requerem imagens com resoluções espaciais maiores. Conforme afirma Moreira (2010),

os resultados dos estudos de validação são satisfatórios apesar de o algoritmo SEBAL ser fundamentado em formulações empíricas.

BASTIAANSSEN (2000) comparou as estimativas do SEBAL com medições de campo e obteve um erro relativo na fração evaporativa de 20%, 10% e 1% nas escalas de 1 km, 5 km e 100 km, respectivamente, concluindo que o SEBAL mostra melhores resultados em escala regional, como também em áreas com superfície heterogênea (MOREIRA *et. al.*, 2010, p. 1149).

Para compreender os resultados gerados a partir da aplicação do algoritmo SEBAL é preciso analisar as diversas etapas em que ele se subdivide, sendo a primeira variável o balanço de energia na superfície que, conforme apresentado na Figura 1, é calculado a partir da estimativa das radiações de onda curta e longa incidente e refletida pela superfície, além do albedo e da emissividade da superfície.

Figura 1. Organograma do cálculo do saldo de radiação à superfície (R_n).



Adaptado de: Allen *et al* (2002)

O albedo de superfície pode ser definido como a razão entre a radiação solar refletida pela superfície e a radiação incidente sobre a mesma, sendo a radiação solar a principal fonte de energia nesse processo, condicionando a temperatura da superfície e a intensidade dos fluxos de energia entre atmosfera e superfície, além de processos como

evapotranspiração e produtividade primária (OKE, 1987). Com a interceptação da radiação solar pelos diferentes alvos na superfície, podem ocorrer fenômenos como reflexão, absorção, transmissão, espalhamento e emissão, que são utilizados para estimar o balanço de radiação que, por sua vez, determina o equilíbrio térmico de um ecossistema ou região.

As mudanças no albedo da superfície podem interferir diretamente nos padrões de evapotranspiração e, conseqüentemente, atingir o ciclo hidrológico com aumentos ou reduções nos índices de precipitação local, conforme apontam estudos como os de Nobre *et al* (1991), Souza Filho *et al* (2006), Andrade *et al* (2010), entre outros.

Como os produtos MODIS (TERRA OU AQUA) apresentam processamentos de correção atmosférica e informações de radiância e refletividade, utilizou-se de um procedimento descrito por Nicácio (2008) e Andrade *et al* (2010) para o produto MYD09GA (MODIS/AQUA), que traz uma estimativa da reflectância espectral em cada banda, excluindo os efeitos da absorção e do espalhamento atmosférico (equação 1). Antes de executar a equação, é necessário multiplicar cada banda do MYD09GA por um fator de correção de 0,0001, necessário para adaptar a imagem que originalmente está em resolução de 12 bits para a metodologia proposta para imagens TM/Landsat, com resolução de 8 bits.

$$\alpha = 0,160\rho_1 + 0,291\rho_2 + 0,243\rho_3 + 0,116\rho_4 + 0,112\rho_5 + 0,081\rho_7 - 0,0015 \quad (1)$$

Onde $\rho_1, \rho_2 \dots \rho_7$ correspondem às bandas de reflectância do produto MYD09GA

A radiação de onda curta (ALLEN *et al*, 2002), entendida aqui como dados de entrada no sistema ($R_s \downarrow$), é o fluxo de radiação solar direta e difusa que realmente atinge a superfície da terra. Pode ser calculada conforme a equação 2 (em W/m^2), assumindo condições de céu limpo.

$$R_s \downarrow = G_{sc} * \cos \theta * d_r * \tau_{sw} \quad (2)$$

Onde G_{sc} corresponde a uma constante solar ($1367W/m^2$); $\cos \theta$ é o cosseno do ângulo de incidência solar, fornecido nos metadados do produto MYD09GA; d_r é o inverso do quadrado da distância entre Terra e Sol, calculado para o dia da imagem utilizada (calendário juliano); e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica que, por sua vez, pode ser obtida pela equação 3 (onde z corresponde à elevação em relação ao nível do mar). Neste caso, utilizamos a imagem SRTM/NASA (2000) com resolução espacial de 90 metros da área como dado de entrada para a variável z , calculando a transmissividade para cada pixel.

$$\tau_{SW} = 0,75 + 2 * 10^{-5} * z \quad (3)$$

Para calcular a fração do balanço de energia correspondente à radiação de onda longa emitida pela superfície ($RL \uparrow$), é necessário conhecer os valores de NDVI (Índice de Vegetação por Diferença Normalizada), de SAVI (Índice de Vegetação Ajustado ao Solo), de LAI (Índice de Área Foliar), emissividade de superfície e temperatura de superfície, conforme esquema da figura 01 (ALLEN *et al*, 2002). A radiação de onda longa emitida pela superfície (W/m^2) corresponde ao fluxo de radiação térmica emitido pela superfície da Terra para a atmosfera, calculada conforme a equação 4.

$$RL \uparrow = \epsilon_0 * \sigma * T_s^4 \quad (4)$$

Para a obtenção da variável “ ϵ_0 ”, que corresponde à emissividade da superfície (equação 8), é necessário obter, previamente, o índice de área foliar (LAI), que por sua vez depende da determinação do SAVI e do NDVI. “ σ ” corresponde à constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} W/m^2/K^4$) e “ T_s ” corresponde à temperatura de superfície (K).

O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI), obtido pela equação 5 (DEERING *et al*, 1975), corresponde ao índice utilizado para fazer análises sobre a cobertura vegetal em diferentes escalas, sendo gerado pela diferença entre a reflectância no canal do infravermelho próximo e a reflectância no canal do vermelho. O resultado da equação varia de -1 a +1 e, quanto maior o valor do índice, maior a presença de vegetação.

$$NDVI = \frac{\rho_{ivp} - \rho_v}{(\rho_{ivp} + \rho_v)} \quad (5)$$

Onde ρ_{ivp} é a reflectância na banda que capta respostas espectrais no infravermelho próximo, no caso do produto MYD09 a banda 2; e ρ_v é a reflectância na banda do vermelho, a banda 1 do produto MYD09.

No SEBAL, após o cálculo do NDVI, é necessário calcular o SAVI, que corresponde ao Índice de Vegetação Ajustado ao Solo que, segundo Allen *et al* (2002) é um índice que tem como objetivo subtrair os efeitos do solo na imagem do NDVI (equação 6), gerando um número geralmente menor do que o índice de vegetação.

$$SAVI = (1 + L) * (\rho_{ivp} - \rho_v) / (L + \rho_{ivp} + \rho_v) \quad (6)$$

Nessa equação, L corresponde a uma constante para o SAVI e varia de acordo com os solos da área. Segundo Allen *et al* (2002), se o L for igual a 0, o valor do SAVI será o valor do NDVI. Frequentemente, a literatura sugere o valor de 0,5 para a constante L, em diferentes tipos de solo. Na proposição do modelo, Bastiaanssen (1995) utilizou um valor de 0,1 para L, que seria mais adequado para sua área de experimentação.

Um fator que poderia dar maior exatidão aos resultados do SEBAL seria considerar os diferentes tipos de solo, visto que cada um apresenta capacidade de armazenamento de água diferenciado (CAD), de acordo com sua granulometria, estruturação e material de origem. Por exemplo, enquanto latossolos em geral apresentam capacidade de armazenamento de 250mm, esses valores em neossolos quartzarênicos não chegam a 70mm (SPERA *et al*, 1999), o que traduz dimensões diferentes dos efeitos da perda de água por evapotranspiração em diversas condições de textura, matéria orgânica, etc.

Após o cálculo do SAVI, é possível obter o índice de área foliar (LAI), variável necessária para se conhecer a emissividade da superfície utilizada no cálculo do saldo de radiação. De acordo com Allen *et al* (2002), o índice de área foliar é a razão da área total de todas as folhas de uma planta para a área do solo representado pela planta, sendo um indicador de biomassa e de resistência do dossel, podendo ser obtido conforme a equação 7. O valor máximo para o LAI é de 6,0, correspondendo ao valor máximo de SAVI.

$$LAI = -\frac{\ln\left(\frac{0,69-SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (7)$$

A emissividade de superfície (ϵ_0) é a razão entre a energia térmica irradiada pela superfície e a energia térmica irradiada por um corpo negro à mesma temperatura (equação 8). Allen *et al* (2002), destacam que existem dois cálculos para a emissividade: a ϵ_{NB} , utilizada para calcular a emissão termal para a banda 6 do sensor TM/Landsat; e a ϵ_0 , utilizada nesse estudo, considerando a adoção de imagens MODIS/AQUA, necessária para calcular o total de radiação de onda longa emitida pela superfície. Nessa relação, quando o Índice de Área Foliar for maior ou igual a 3, a emissividade será igual a 0,98 (ALLEN *et al*, 2002, p.20).

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01LAI \quad (8)$$

A última variável necessária para o cálculo da radiação de onda longa emitida pela superfície corresponde à temperatura de superfície (K), que pode ser obtida com o uso do produto MYD11 do MODIS/AQUA.

Entre os diversos produtos obtidos do sensor MODIS, destacam-se o MOD11 (TERRA) e o MYD11 (AQUA), voltados especificamente para o mapeamento da temperatura superficial terrestre (TST) e emissividade, utilizados para estimar a TST em diferentes categorias de uso da terra e cobertura vegetal, visto sua importância para os cultivos agrícolas e para estudos que requerem essa informação e que encontram barreiras na ausência de estações climatológicas em grande parte do interior do Brasil. De acordo com Trentin *et al.* (2011, p. 7745), este produto

utiliza dados dos níveis 2 e 3 com o algoritmo Land Surface Temperature (LST) e emissividade recuperados dos dados do AQUA/MODIS, com resoluções espaciais de 1km e 5km da superfície terrestre em condições atmosféricas adequadas (céu limpo). O algoritmo LST é utilizado para recompor pixels com emissividades conhecidas nas bandas 31 e 32.

Dessa forma, os dados obtidos referem-se à temperatura de superfície devido ao uso dos dados de emissividade e não à temperatura de brilho, muitas vezes confundida com temperatura de superfície por alguns pesquisadores que não utilizam a emissividade como fator de correção.

Os dados foram convertidos em temperatura utilizando a ferramenta *Raster Calculator* do ArcGis10.1® por matemática de bandas aplicando um fator de multiplicação igual a 0,02 (ARRAES, LAMPARELLI e ROCHA, 2011) e, posteriormente, subtraiu-se o valor de 273,15 para converter as temperaturas de graus Kelvin para graus Celsius. É importante ressaltar que deve ser usada uma imagem do mesmo dia e horário das imagens utilizadas no balanço de radiação.

O último componente da fórmula para obtenção do saldo de radiação à superfície corresponde à radiação de onda longa incidente ($RL \downarrow$), calculada pela equação 9, que é o fluxo de radiação para baixo a partir da atmosfera. O cálculo é feito utilizando a constante de Stefan-Boltzmann (σ), a emissividade da atmosfera (ϵa) e a temperatura de superfície (T_a).

$$RL \downarrow = \epsilon a * \sigma * T_a^4 \quad (9)$$

A emissividade atmosférica pode ser calculada a partir do perfil logarítmico da transmissividade atmosférica (equação 10), conforme Allen *et al.* (2002).

$$\epsilon a = 0,85 * (-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (10)$$

Assim, o saldo de radiação à superfície pode ser calculado com todas as suas variáveis, dando fim à primeira etapa do SEBAL. Na segunda etapa do modelo, obtém-se o fluxo de calor no solo (G) em função do saldo de radiação, albedo de superfície, temperatura de superfície e NDVI. Nesta mesma etapa, o SEBAL permite a obtenção do fluxo de calor sensível (H), que deve ser calculado com maior atenção na escolha do pixel quente e do pixel frio. O saldo de radiação à superfície obedece a equação 11:

$$Rn = RS \downarrow - \alpha RS \downarrow + RL \downarrow - RL \uparrow - (1 - \epsilon_0) RL \downarrow \quad (11)$$

O fluxo de calor no solo (G) é a taxa de armazenamento de calor no solo e vegetação devido ao fenômeno da condução. O valor de G pode ser calculado pela equação 12, desenvolvida por Bastiaanssen (2000) e descrita por Allen *et al* (2002), Nicácio (2008), entre outros, representando valores próximos ao meio dia e, no caso das imagens utilizadas, aproximadamente às 14:30h:

$$G = [Ts/\alpha(0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2)(1 - 0,98NDVI^4)]Rn \quad (12)$$

Onde Ts é a temperatura de superfície (em graus Celsius); α o albedo de superfície; NDVI o índice de vegetação; Rn o saldo de radiação à superfície. Para calcular o fluxo de calor no solo é necessário elaborar, previamente, um mapa de uso da terra e cobertura vegetal, pois os diferentes usos da superfície, bem como os tipos de solo, podem afetar o valor de G, sendo esse um termo difícil de avaliar. Essa equação não se aplica às áreas cobertas por espelhos d'água, sendo necessário criar uma máscara para essas feições.

Para estimar a variável G em corpos d'água (em W/m²), onde os valores de NDVI forem negativos, multiplica-se o saldo de radiação obtido nessas áreas por 0,3 ($G = 0,3Rn$), conforme Allen *et al* (2002).

O fluxo de calor sensível (H) é a taxa de perda de calor para o ar por convecção e condução, graças a uma diferença de temperatura, calculado de acordo com a equação 13, descrita por Allen *et al* (2002):

$$H = \frac{\rho * cp * dT}{rah} \quad (13)$$

Onde ρ é a densidade do ar (1,15 kg/m³); cp é o calor específico do ar (1004 J/kg¹/K); dT (K) é a diferença da temperatura entre duas alturas; e rah é a resistência aerodinâmica para transporte de calor (m/s). Dessa forma, observa-se que o fluxo de calor sensível é uma

função da variação de temperatura, velocidade do vento e rugosidade da superfície, necessitando, assim, de informações climatológicas obtidas em estações de observação de superfície.

Allen *et al* (2002) destacam que essa é uma equação de difícil solução por apresentar duas incógnitas, representadas por rah e dT , sendo necessária a adoção de “pixels âncora”. Ferreira e Meirelles (2011), com base nos estudos de Allen *et al* (2002) e Nicácio (2008), colocam um valor constante para ρ de $1,15\text{kg.m}^{-3}$ em estudo realizado na mesorregião Sul Goiano, além de facilitar o cálculo de dT pela equação 14.

$$H = \rho * cp * (a + bTs)/rah \quad (14)$$

Os valores dos coeficientes a e b são obtidos a partir de pixels âncoras, também chamados de pixels quente e frio, selecionados na área de estudo. O pixel “frio” é selecionado em áreas de corpos d’água ou inundada, enquanto o pixel “quente” geralmente é obtido numa área de solo exposto. Para o pixel frio os valores de calor sensível foram considerados zero ($H=0$), pois uma parte da energia disponível para a superfície é utilizada nos processos de evapotranspiração e, dessa maneira a maior parte do R_n é constituída do fluxo de calor latente (λET). No pixel quente o valor do calor latente foi considerado nulo ($\lambda ET=0$) (FERREIRA E MEIRELLES, 2011, p.5580)

A diferença de temperatura (dT) é calculada a partir dos pixels âncora (onde $dT = b + aTs$), sendo que a dT do pixel frio é considerada com valor zero. Já no pixel quente, o calor sensível é considerado como máximo ($H = R_n - G$), sendo sua dT calculada pela equação 15.

$$dTq = H * rah/\rho * Cp \quad (15)$$

Conhecidos os valores de diferença de temperatura nos pixels âncora, calcula-se os coeficientes a e b , sendo que $dTq = b + aTs_q$ e $dTf = b + aTs_f$, onde Ts_q e Ts_f correspondem, respectivamente, às temperaturas registradas no pixel quente e no pixel frio.

Algumas observações nesse ponto são importantes: a) Para encontrar o pixel frio, deve-se verificar os valores de temperatura sobre corpos hídricos, bem como sobre áreas de silvicultura e agricultura irrigada, pois estas últimas podem apresentar temperaturas semelhantes ou até mesmo inferiores às dos corpos hídricos em determinadas regiões e determinados períodos do ano; b) A temperatura de superfície, em um cenário ideal, deveria ser medida em campo por termômetros e, na ausência dessa informação, pode ser estimada por equação de regressão, utilizando valores de altitude, latitude e longitude. Pode-se também

utilizar a temperatura de superfície obtida pelo produto MYD11A1, embora os valores apresentem-se, em média, 5,2°C superiores aos registrados em estações climatológicas (MARTINS e ROSA, 2014).

Para áreas que não dispõem de informações de temperatura do ar, dT deve ser gerado em forma de imagem utilizando o mapa de temperatura de superfície, com a equação calculada por matemática de bandas utilizando os coeficientes a e b. Dessa forma, resta determinar a resistência aerodinâmica para transporte de calor (rah), calculada pela equação 16, também descrita por Allen *et al* (2002).

$$rah = \frac{\ln\left(\frac{z2}{z1}\right)}{ux * k} \quad (16)$$

Onde z1 corresponde à altitude para registro da velocidade do vento nas estações convencionais do INMET (10 metros) e, para z2, considera-se altitude de 200 metros; ux é a velocidade de atrito (m/s) que quantifica as flutuações de velocidade de turbulência no ar (equação 17); e k é a constante de Von Karman (0,41).

$$ux = \frac{k * u200}{\ln\left(\frac{200}{zom}\right)} \quad (17)$$

Na equação 17, ux corresponde à velocidade do vento (m/s) na altura de zx, considerada aqui como a altitude livre da interferência da superfície (200m), na data da imagem utilizada; e zom é o comprimento do impulso da rugosidade do terreno, que é uma medida de resistência formada pela camada de ar que interage com a superfície. Essa variável pode ser obtida empiricamente, considerando a altura média da vegetação ao redor da estação climatológica (h), conforme a equação 18 descrita por Allen *et al* (2002) com base em Brutsaert (1982).

$$zom = 0,12h \quad (18)$$

Em áreas que apresentam grande diversidade de categorias de uso e cobertura da terra, o cálculo de Rah utilizando o zom da equação 18 pode ser subestimado. Neste caso, opta-se por calcular o coeficiente de rugosidade a partir do Índice de Vegetação Ajustado ao Solo (SAVI), conforme equação 19 descrita por Bastiaanssen (1995).

$$Zom = \exp(-5,809 + 5,62 * SAVI) \quad (19)$$

Para a obtenção de u_{200} é preciso estimar a velocidade dos ventos para uma altura de 200 metros em relação ao solo na tentativa de eliminar os efeitos da superfície, conforme equação 20 descrita por Allen *et al* (2002), onde u corresponde à velocidade do vento registrada na estação convencional do INMET a 10 metros de altura em relação ao solo.

$$u_{200} = u * \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)}{k} \quad (20)$$

Deve-se ter muita atenção no cálculo das informações relativas ao coeficiente de rugosidade e à resistência aerodinâmica da superfície, visto que o vento é um elemento climático determinante na estimativa do fluxo de calor. É o vento que faz o transporte de calor entre áreas adjacentes pela tendência de estabilidade apresentada pela atmosfera, entre áreas mais quentes para áreas com temperaturas mais baixas. O vento também é responsável pela distribuição da água em formato de vapor entre essas regiões, podendo ser importante no cálculo de perda de efetividade de sistemas de irrigação em determinadas áreas. A subestimação ou superestimação da variável R_h interfere diretamente nos dados de evapotranspiração real estimados.

Dessa forma, a equação para obtenção do Fluxo de Calor Sensível (H) está completa. Com os valores do saldo de radiação à superfície (R_n), fluxo de calor no solo (G) e fluxo de calor sensível (H), torna-se possível calcular o fluxo de calor latente instantâneo, também medido em W/m^2 (equação 21) e, conseqüentemente, os valores para evapotranspiração horária, diária, mensal e sazonal.

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (21)$$

Entende-se como fluxo de calor latente (λET) a taxa de perda de calor latente a partir da superfície ocasionado pela evapotranspiração, podendo ser calculado para cada pixel. Esse valor pode ser convertido para a taxa de evaporação horária (ET_h) conforme a equação 22 apresentada por Allen *et al* (2002).

$$ET_h = 3600 * \lambda ET / \lambda \quad (22)$$

Onde λ corresponde ao calor latente de evaporação (equação 23, dada em J/Kg e descrita por HARRISSON, 1963) e 3600 é o valor de conversão de segundos para horas (BASTIAANSEN *et al*, 1998; NICÁCIO, 2008).

$$\lambda = [2,501 - 0,00236 * (Ts - 273,16)] * 10^6 \quad (23)$$

Allen *et al* (2002), destacam também a necessidade de cálculo da Fração Evaporativa (Λ), descrita por Bastiaanssen (1998) a partir do fluxo de calor latente, do saldo de radiação e do fluxo de calor no solo (equação 24):

$$\Lambda = \frac{LE}{Rn-G} \quad (24)$$

O conhecimento da fração evaporativa é importante para o cálculo do valor de referência da evapotranspiração (ETrF, equação 25), definida como a razão entre a evapotranspiração instantânea para cada pixel (Eth) e a Evapotranspiração de referência (ETo), proposta pela FAO e calculada a partir de dados meteorológicos como temperatura do ar, velocidade dos ventos, umidade relativa do ar, duração do fotoperíodo e pressão atmosférica. Os dados de Evapotranspiração de Referência foram calculados utilizando o software *ETcalculator*, disponibilizado para download na página da FAO² a partir dos dados obtidos em estações convencionais do INMET para as mesmas datas das imagens utilizadas.

De acordo com Allen *et al* (2002), os valores de ETrF são semelhantes ao coeficiente da cultura (Kc), variando de 0 a 1 e ocasionalmente atingindo valores de 1,1, quando a evapotranspiração instantânea for significativamente superior à evapotranspiração de referência. Em testes realizados durante a aplicação do modelo, verificou-se que não existem grandes diferenças nos resultados quando se utiliza a fração evaporativa como evapotranspiração de referência, nem quando ETrF é substituída pelo coeficiente da cultura mapeada como uso da terra e cobertura vegetal. Os autores ainda destacam que podem ocorrer valores negativos de ETrF ocasionados por erros em etapas anteriores do modelo, principalmente no cálculo do balanço de energia.

$$ETrF = \frac{Eth}{ETo} \quad (25)$$

Os valores diários de evapotranspiração (ET24, equação 26) na maioria das vezes são mais úteis que valores de evapotranspiração horária. De acordo com Allen *et al* (2002), o SEBAL calcula a evapotranspiração diária assumindo que a ETrF instantânea é a mesma que a média de 24 horas.

$$ET24 = ETrF * ETo24 \quad (26)$$

² Disponível em: <http://www.fao.org/nr/water/eto.html>. Acesso em 15 ago. 2014.

Onde ET_{o24} (mm/dia) é o acumulado de ET_o em 24 horas para o dia de obtenção da imagem, calculado a partir da soma dos valores de ET_o horários ao longo do dia.

Em geral, o modelo impõe dificuldades de estimativa de evapotranspiração diária a partir de dados de evapotranspiração de referência, principalmente em situações de escassez de dados meteorológicos para o cálculo da ET_o . Os resultados podem apresentar-se subestimados se comparados a valores de evaporação medidos nas estações convencionais por Evaporímetros de Piché.

Considerações finais

Os procedimentos metodológicos adotados, que foram baseados no SEBAL, modelo desenvolvido por Bastiaanssen em 1995 e adaptado por vários outros autores, se mostram eficientes para mapeamentos e análises em áreas com grande extensão territorial e com poucos dados climáticos disponíveis, visto que utiliza apenas imagens de sensoriamento remoto e dados climatológicos como temperatura média e velocidade dos ventos.

É possível identificar pontos problemáticos no modelo, principalmente na estimativa do fluxo de calor sensível que interfere diretamente na estimativa de evapotranspiração real. O modelo não considera dados relativos à textura e estrutura dos solos, bem como sua capacidade de armazenamento/perda de água em diferentes situações, o que acaba subestimando ou superestimando os resultados. Outra questão relevante é a necessidade de mais informações sobre velocidade dos ventos, elemento que não apresenta um padrão de comportamento espacial. As técnicas de interpolação ou o uso de médias simples podem prejudicar os resultados.

Recomenda-se que sejam utilizadas imagens de diferentes períodos do ano para estimativa e análise das variáveis, bem como o uso de imagens de sensores diferentes para comparação. Imagens Landsat apresentam maior confiabilidade de resultados por apresentarem resolução espacial de 30 metros, reduzindo a matriz de confusão ocasionada pela resolução espacial do sensor MODIS, por exemplo.

Recomenda-se, também, que sejam estudadas adaptações ao modelo SEBAL que visem incluir informações sobre as características do solo na modelagem, bem como meios para reduzir a margem de erro relacionada à estimativa da resistência aerodinâmica da superfície, conferindo maior confiabilidade à estimativa do fluxo de calor sensível.

Referências

- AHMAD, M.-UD-DIN, BASTIAANSSEN, W. G. M. Retrieving soil moisture storage in the unsaturated zone using satellite imagery and bi-annual phreatic surface fluctuations. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 17, p. 141-161. 2003.
- ALLEN, R. G. Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study. **Journal of Hydrology**, v. 229, p. 27 – 41. Março de 2000.
- ALLEN, R. G. *et al.* **SEBAL** (Surface Energy Balance Algorithms for Land) advanced training and users manual – Idaho implementation. Idaho: IdahoUniversity, USA, 2002. 98p.
- ANDERSON, L. O. *et al.* **Sensor MODIS: uma abordagem geral**. São José dos Campos: INPE, 2003. 54p.
- ANDRADE, R. G. *et al.* **Estimativa do albedo e do saldo de radiação à superfície utilizando imagem MODIS/AQUA na bacia do Rio Ji-Paraná/RO**. Campinas, SP: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2010. 24p.
- ARRAES, C. L.; LAMPARELLI, R. A. C.; ROCHA, J. V. Potencial da TST registrado pelo sensor MODIS em medir temperatura do ar comparado àquelas estimadas pelo ECMWF e por estações meteorológicas. *In: SBSR, SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO*, 15, 2011, Curitiba/PR. **Anais do XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. Curitiba: INPE, 2011. p. 0108-0115.
- AYENEW, T. Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopian rift and adjacent highlands. **Journal of Hydrology**, v.279, pp. 83 – 93. 2003.
- BASTIAANSSEN, W. G. M., **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain**, Tese (Ph.D.), Wageningen Agricultural University, Wageningen: Netherlands, 273f, 1995.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. *et al.* A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 2. Validation. **Journal of Hydrology**, v. 212 – 213, pp. 213 – 229. 1998.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat flux in the irrigated Gediz basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, v. 229, pp. 87 – 100. 2000.
- BEZERRA, B. G. **Balanço de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no Cariri cearense através do algoritmo SEBAL**. Dissertação. UFCG, Campina Grande, PB. 2006.
- BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere: Theory, history, and applications**. Dordrecht, Holland: D. Reidel Publishing Company. 1982.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Edgard Blücher Ltda., 2000. 236p.

DEERING, D.W. *et al.* Measuring "forage production" of grazing units from Landsat MSS data. In: **International Symposium on Remote Sensing of Environment, 10, Ann Arbor, Proceedings**. Ann Arbor, MI: ERIM, 1975. v.2, p. 1169-1178.

FAO - ORGANIZAÇÃO DAS NAÇÕES UNIDAS PARA ALIMENTAÇÃO E AGRICULTURA. **ETo Calculator**. Manual (38p) e software Version 3.1. 2009. Land and Water Digital Media Series N° 36.

FERREIRA, A. S.; MEIRELLES, M. S. P. Implementação preliminar do modelo SEBAL para estimativa de evapotranspiração na mesorregião Sul Goiano. In: SBSR, SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15, 2011, Curitiba/PR. **Anais do XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. Curitiba: INPE, 2011. p.5576-5583.

GIACOMONI, H. M. **Estimativa da evapotranspiração regional por meio de técnicas de sensoriamento remoto integradas a modelos de balanço de energia: aplicação no estado do Rio Grande do Sul**. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2005. 193p.

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

GOMES, H. B. **Balanço de Radiação e energia em áreas de cultivo de cana-de-açúcar e cerrado no estado de São Paulo mediante imagens orbitais**. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, 2009. 108p.

HEMAKUMARA, H. M. *et al.* Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer. In **Agricultural Water Management**, v. 58, p. 109-122. 2003.

KIMURA, R. *et al.* Evapotranspiration estimation over the river basin of the Loess Plateau of China base on remote sensing. **Journal of Arid Environments**, v. 68, p. 53-65. 2007.

KONGO, V. M., JEWITT, G. P. W. Preliminary investigation of catchment hydrology in response to agricultural water use innovations: A case study of the Potshinacatchement – South Africa. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 31, p.976-987. 2006.

LATORRE, M. L.; SHIMABUKURO, Y. E.; ANDERSON, L. O. Produtos para ecossistemas terrestres – MODLAND. In: RUDORFF, B. F. T.; SHIMABUKURO, Y. E.; CEBALLOS, J. C. (Org). **O sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil**. São José dos Campos, SP.: Ed. Parêntese, 2007. p.23-35.

LEITE, M. R. **Sensoriamento remoto aplicado à análise temporal da relação uso da terra/ temperatura e albedo de superfície na bacia do Rio Vieira no norte de Minas**

Gerais. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geografia – Universidade Federal de Uberlândia, 2011. 111p.

MARTINS, A. P.; ROSA, R. Mapeamento da temperatura superficial terrestre (TST) na bacia do Rio Paranaíba com o uso de imagens do sensor MODIS/AQUA. *In: SBCG, SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CLIMATOLOGIA GEOGRÁFICA*, 10, 2014, Curitiba/PR. **Anais do X Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica**. Curitiba: ABCLIMA, 2014. p.1258-1269.

MENDONÇA, J. C. **Estimação da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região Norte Fluminense, RJ**. Tese. Universidade Estadual do Norte Fluminense, Campos dos Goytacazes, RJ, Brasil. 2007.

MENDONÇA, J. C. *et al.* Aplicação do algoritmo SEBAL e imagens MODIS para estimativa do fluxo de calor no solo (G) na região Norte Fluminense, RJ, Brasil. *In: SBSR, SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO*, 14, 2009, Natal/RN. **Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. Natal: INPE, 2009. p.293-300.

MENDONÇA, J. C. *et al.* Análise do albedo à superfície a partir de produtos MODIS. *In: CBMET, CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA*, 16, 2010, Belém/PA. **Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Belém, 2010. p.1-5.

MODIS. **Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer**. Disponível em: <<http://modis.gsfc.nasa.gov>>. Acesso em 15 ago. 2014.

MOREIRA, L. C. J. *et al.* Variabilidade local e regional da evapotranspiração estimada pelo algoritmo SEBAL. *In: Engenharia Agrícola*, Jaboticabal, v.30, n.06, Nov/Dez., 2010. p.1148-1159.

MRTWEB, MODIS Reprojection Tool Web Interface. **Enhanced MODIS data discovery and delivery services from the LP DAAC**. Disponível em: <<http://www.mrtweb.cr.usgs.gov>>. Acesso em 15 ago. 2014.

NICÁCIO, R. M. **Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do Rio São Francisco (Rio de Janeiro)**. 2008. 337f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2008.

NOBRE, C. *et al.* Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal climate**. Washington DC. v. 4. p.957-988. 1991.

OKE, T. R. **Boundary Layer Climates**. Routledge, New York. 1987.

SOARES, J.V.; BATISTA, G.T.; SHIMABUKURO, Y.E. Histórico e Descrição. *In: RUDORFF, B.F.T.; SHIMABUKURO, Y.E.; CEBALLOS, J.C. (Org.). O Sensor MODIS e suas aplicações no Brasil*. São José dos Campos, SP.: Ed. Parêntese, 2007. p.1-22.

SOUZA FILHO, J. D. C. *et al.* Variação sazonal do balanço de radiação em uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 318-330. 2006.

SPERA, T. S. *et al.* **Solos areno-quartzosos no cerrado: problemas, características e limitações ao uso.** Planaltina: EMBRAPA Cerrados, 1999, n.7, 48p.

TASUMI, M. *et al.* Operational aspects of satellitebased energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U.S. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, p. 355-376. 2005.

TRENTIN, R. *et al.* Análise comparativa da temperatura de superfície MODIS e temperatura do ar em diferentes situações no estado do Paraná. *In: SBSR, SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO*, 15, 2011, Curitiba/PR. **Anais do XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. Curitiba: INPE, 2011. p.7745-7752.

UDA, P. K. **Avaliação da evapotranspiração real da bacia do Alto Rio Negro, região sul brasileira, por meio do modelo SEBAL.** 163f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2012.

Submetido em: janeiro de 2019.

Aceito em: abril de 2019.