

Revista Brasileira de Cartografia (2012) N^o 65/1: 161-174
Sociedade Brasileira de Cartografia, Geodésia, Fotogrametria e Sensoriamento Remoto
ISSN: 1808-0936

AVALIAÇÃO DE DESEMPENHO DO ALGORITMO SEBAL NA MODELAGEM TÉRMICA DA BACIA DO RIO VIEIRA NO NORTE DE MINAS GERAIS

*Performance Evaluation of the Algorithm SEBAL in the Thermal Modeling of
River Basin Vieira in the Northern of Minas Gerais*

Manoel Reinaldo Leite¹ & Jorge Luís Silva Brito¹

¹Universidade Federal de Uberlândia – UFU
Instituto de Geografia / Laboratório de Cartografia e Sensoriamento Remoto
Caixa Postal 593 – 38400-902 – Uberlândia – MG, Brasil
manoelreinaldo@ig.com.br
jbrito@ufu.br

Recebido em 06 de dezembro, 2011/ Aceito em 05 de fevereiro, 2012
Received on december 06, 2011/ Accepted on february 05, 2011

RESUMO

O presente trabalho objetivou avaliar o desempenho do SEBAL na modelagem térmica da bacia do rio Vieira, no período sazonal de inverno, dos anos de 1985, 1995 e 2010 com base em dados de seis estações de controle em terra, para a órbita/ponto 218/72 da cena do satélite Landsat 5 sensor *Thematic Mapper* (TM). O coeficiente de variação apontou uma correlação entre os dados de temperatura obtidos pelo modelo SEBAL e os dados de temperatura do ar, medidos a aproximadamente 1,5m do solo, variando de 0,61 e 11,38% e uma acuracidade geral de 0,96.

Palavras Chave: SEBAL, Modelagem Térmica e Rio Vieira.

ABSTRACT

This study assesses SEBAL themal modelling of Vieira River basin during winter time of 1985, 1995 and 2010. The assessment was based on six monitoring stations in the area covered by the TM Landsat scene (path 218 and row 72). The coefficient of variation showed a correlation between the temperature data obtained by SEBAL model and the data of air temperature, measured approximately 1.5 m above the ground, ranging from 0.61 to 11.38% and an overall accuracy of 0,96.

Keywords: SEBAL, Thermal Modeling e Rio Vieira.

1. INTRODUÇÃO

O sensoriamento remoto vem dando suporte a vários estudos sobre a superfície da Terra, dentre os quais se destaca a obtenção de medidas de temperatura, uma variável climática relevante para o planejamento ambiental de qualquer região. A obtenção de informações

climatológicas por meio de imagens orbitais e de métodos de sensoriamento remoto propicia a análise de amplas áreas da superfície terrestre quando comparadas à que pode ser realizada com dados pontuais disponibilizados pelas estações de controle.

A obtenção de medidas de temperatura a partir de sensores remotos baseia-se nos estudos relativos ao balanço de radiação a superfície, como fluxo de

radiação de onda curta e, principalmente os de onda longa que envolve a região do infravermelho Wukelic, G.E., D.E. Gibbons, et al., (1989). Além da interação da radiação com os constituintes da superfície e da atmosfera terrestre.

Desta forma, Novo (2008), explica que a radiação do infravermelho distante não é utilizada em sensoriamento remoto da superfície da Terra pela sua pouca ocorrência, a região do infravermelho próximo, em termos de interação com a radiação eletromagnética com a superfície, é tratada basicamente como a região do visível. O infravermelho termal, todavia, carece de atenção diferenciada já que a energia compreendida entre os comprimentos de onda de 3,0 e 20,0 μm são procedentes de vibrações moleculares em função da temperatura dos alvos.

Neste caso infere-se que a temperatura de um dado alvo será diretamente proporcional a radiação emitida por ele. Assim sendo, pode-se considerar que a temperatura é uma medida que mensura fisicamente a energia média de movimento de partículas num sistema em equilíbrio térmico dado seu grau de liberdade, conforme argumenta Planck *apud* Eisberg (1979).

O problema envolvendo sensores remotos orbitais reside no fato de que as propriedades térmicas dos alvos são avaliadas a distâncias consideráveis dos mesmos, sofrendo, portanto, interferência dos constituintes da atmosfera. Assim o modelo de corpo negro de Planck deve ser considerado para a estimativa de temperaturas obtidas por sensoriamento remoto.

Outra realidade a ser considerada é o fato de que os sensores dos satélites medem é a temperatura aparente, ou temperatura de brilho. Na realidade a temperatura de brilho diz respeito à radiação monocromática dos alvos na banda termal, diferente da temperatura real dos mesmos. Por isso mesmo, a emissividade infravermelha é de grande importância, pois como destaca Novo (2008) a radiação dos constituintes da superfície é reduzida pela sua emissividade.

Neste caso, conforme argumenta Rosa (2003), deve-se utilizar a função inversa da lei de Planck no intuito de se obter a temperatura de brilho e inserir a emissividade infravermelha dos alvos nos cálculos para se determinar a temperatura real da superfície.

Atualmente pesquisadores vêm desenvolvendo estudos e metodologias para se

estimar a variação do campo térmico em relação aos diferentes constituintes da superfície, dentre os quais cita-se Weng e Dengsheng (2004) e Weng & Quattrochi (2006) que fizeram uma análise entre os padrões de temperatura da vegetação natural urbana nos E.U.A e na China respectivamente.

No Brasil, grande parte destes estudos estão sendo realizados com o objetivo de se avaliar o fenômeno de ilhas de calor dentro do espaço urbano, com destaque para Teza e Baptista (2005) que realizaram estudos em várias metrópoles brasileiras, de 1984 e 2001, constatando um aumento médio da temperatura de 3°C.

Dentre as várias metodologias utilizadas para a estimativa da temperatura de superfície destaca-se Bastiaanssen *et. AL.* (1995), Allen (1996), Bastiaanssen *et. AL.* (1998), Allen (2002), Allen *et. AL.* (2007), com o desenvolvimento e aprimoramento do algoritmo *Surface Energy Balance Algorithms for Land – SEBAL*.

O SEBAL descreve o balanço completo de radiação sobre a superfície da Terra a partir das bandas espectrais do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal. Estas bandas são utilizadas como dados de entrada para o processamento das imagens, além de dados locais de estações de controle utilizados como parâmetro de calibração do algoritmo.

O algoritmo foi testado e validado em diversas regiões do globo como, por exemplo, E.U.A, China, Egito, Espanha, Argentina, Índia, Brasil entre outros, conforme Tasumi (2003). O SEBAL foi elaborado visando obter a evapotranspiração (ET) em escalas regionais, pois como afirma Bastiaanssen *et. AL* (1998) os algoritmos clássicos baseados em sensores remotos e medidas de temperatura de superfície se mostravam satisfatórios apenas para grandes escalas, impondo a necessidade de elaboração de um algoritmo que considerasse a resolução espacial dos dados de sensor remoto para escalas regionais.

Os principais produtos do SEBAL são: albedo de superfície, balanço de onda curta, balanço de onda longa, índices de vegetação como o NDVI, SAVI e IAF, emissividade de superfície, temperatura de superfície e a evapotranspiração pixel a pixel.

No Brasil destaca-se, entre os demais, o trabalho de Bezerra (2006) que objetivou obter o balanço de energia e a evapotranspiração diária em áreas de cultivos irrigados de sequeiro, vegetação

nativa e a reserva florestal da Chapada do Araripe. No qual o autor concluiu que, de forma geral, o SEBAL apresentou uma precisão eficiente para a obtenção de evapotranspiração diária.

Evidencia-se, do mesmo modo, o trabalho de Menezes (2006) que testou o SEBAL sob diferentes condições de relevo, lançando mão das técnicas de normalização topográfica, em relação a dados obtidos em estações de controle na região do município de Santa Barbara – MG. Concluiu de maneira geral, o autor, que a técnica de normalização topográfica influenciou na aplicação do algoritmo em questão.

Gomes (2009) avaliou, através da aplicação do SEBAL/METRIC, as alterações promovidas pela mudança do uso da terra alavancada pela cana-de-açúcar e eucalipto. Além de testar a calibração e validação do algoritmo nas condições climáticas do município de Santa Rita do Passa Quatro – SP, concluindo que o SEBAL/METRIC pode ser utilizado para análise e monitoramento de alterações ambientais de diferentes biomas.

A detecção do fenômeno de ilhas de calor também pode ser verificada pela aplicação do SEBAL, a exemplo pode-se citar o trabalho de Moreira e Galvêncio (2009), na qual os autores analisaram as variações das ilhas de calor na cidade de Recife no período de 1984 a 2007, e encontraram um aumento de aproximadamente 4°C nas menores temperaturas e de 8°C nas maiores temperaturas.

De forma análoga, Galvêncio *et. AL.* (2009), analisando a temperatura do ar e da superfície no sítio Boa Felicidade em São José do Sabugi – PB, concluiu que a estimativa da temperatura de superfície obtida a partir da aplicação do SEBAL em imagens de satélite pode resultar em vantagens quando comparadas aos dados de temperatura obtidos por estações. Tendo em vista que a análise em escala espacial é permitida.

Diante destes estudos o SEBAL se destaca, dentre os demais algoritmos destinados a estimativa do balanço de radiação a superfície, por propiciar a obtenção de informações de vital importância para análise ambiental com base em dados climatológicos. Deste modo, os estudos envolvendo a dinâmica de mudanças ambientais e climáticas acarretadas pela intervenção humana na forma de ocupação das terras podem ser exploradas com maior rigor e em escalas regionais.

Neste contexto o presente trabalho objetivou avaliar o desempenho do SEBAL na modelagem térmica da bacia do rio Vieira, no período sazonal de inverno, dos anos de 1985, 1995 e 2010 com base em dados de seis estações de controle em terra, para a órbita/ponto 218/72 da cena do satélite Landsat 5 sensor *Thematic Mapper* (TM).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. A área de Estudo

A bacia do rio Vieira está localizada no Norte do estado de Minas Gerais, totalmente inserida dentro dos limites do município de Montes Claros, como ilustra a figura 01, ocupando uma área de 578,31 km², a qual equivale a 16,20% das terras do município, locadas, especificamente, no polígono formado pelas coordenadas 16° 32' 53" e 16° 51' 26" de latitude S e 43° 44' 05" e 44° 03' 40" de longitude W.

O perímetro urbano do município de Montes Claros ocupa 15,80% da área da bacia. O qual, conforme destacam os dados do censo de 2010 do IBGE, abriga uma população de 344.479 habitantes, apontando uma densidade demográfica de 3770,57 hab/km², valor 37,18 vezes maior que a densidade demográfica do município, cuja população total é de 361.971 habitantes, distribuídos numa área de 3.568,94 km² (IBGE, 2011).

A escolha da bacia do rio Vieira se justifica por que esta área foi palco de um rápido e intenso crescimento populacional. De forma que este fato proporcionou várias modificações nos sistemas de uso da terra desta bacia, como por exemplo: rápida expansão urbana, recuperação de áreas naturais e a antropização de áreas naturais. Permitindo, neste contexto, o desenvolvimento deste trabalho num ambiente com alterações marcantes nos padrões de uso da terra entre os anos mapeados. Fato que permitiu testar a resposta do modelo SEBAL em relação a estas alterações de uso da terra.

2.2. Materiais

Para a realização deste trabalho os seguintes materiais foram utilizados:

· Imagens Landsat 5 sensor TM disponibilizadas pelo INPE para a órbita/ponto 218/72 nos formatos digitais de 28/08/1985, 09/09/1995 e 17/08/2010.

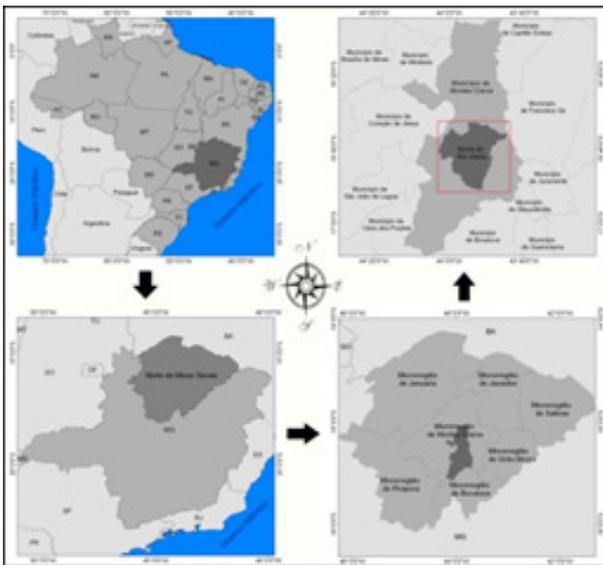


Fig. 1 – Localização da área de estudo.

· Imagens semi controladas do modelo numérico de elevação oriundo do subsistema VNIR/ASTER, com resolução espacial de 30m.

· Dados climatológicos das estações de controle do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climatológicos (CPTEC), da Universidade Estadual de Montes Claros, da Universidade Federal de Minas Gerais/campus de Montes Claros. E das estações de Montes Claros, Diamantina e Itamarandiba de responsabilidade do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), e da estação do aeroporto de Montes Claros, para as datas e horários correspondentes a passagem do sensor.

2.3. Mapeamento da Temperatura e do Albedo De Superfície

O meridiano central da bacia do Rio Vieira possui valor de 43° 53', isso significa que estamos defasados, em relação a GMT, em 3 h aproximadamente. Conforme o cabeçário das imagens o horário de passagem do sensor é o mesmo horário de GMT, neste caso, os horários tiveram que ser ajustados para a hora local (horário de Brasília) como mostra a tabela 01, no intuito de coletar os dados das estações de controle mais próximos do horário de passagem do sensor.

Este procedimento se faz necessário porque os dados de temperatura utilizados para a calibração do SEBAL foram obtidos a partir das estações de controle, os quais foram selecionados para a hora local nas datas correspondentes a passagem do sensor sobre estas estações.

Deve-se destacar ainda que para a execução dos cálculos utilizou-se um modelador matemático o qual permite a entrada das imagens em blocos além de variáveis condicionais. Os parâmetros das imagens disponibilizadas nos cabeçários das mesmas, como tempo central (*Greenwich Mean Time-GMT*), orientação da imagem, azimute do Sol e ângulo de elevação do Sol, bem como dados de calibração disponíveis no *site* do serviço geológico dos E.U.A, conforme tabela 02 e 03, foram utilizados como suporte para a realização dos cálculos.

O foco deste procedimento foi a obtenção dos mapas de temperatura e albedo de superfície, para tanto, sete etapas foram executadas conforme o figura. 2.

2.3.1 Etapa 1 - Radiância

Para a conversão dos (ND) de cada uma das bandas do TM Landsat 5 em radiância espectral monocromática, que representa a energia solar refletida de cada pixel por unidade de tempo, de área, de ângulo sólido e de comprimento de onda medido ao nível do satélite, utilizou-se a equação (1) apresentada por Markham e Barker (1986).

Tabela 1 - Correção dos horários de passagem do TM para a Área de estudo.

Passagem do sensor	Tempo Central (GMT)	Hora de Brasília
28/08/1985	12h26min	09h26min
09/09/1995	11h58min	08h58min
17/08/2010	12h46min	09h46min

Tabela 2 – Sensor mapeador Temático (TM) Landsat 5: Bandas, intervalo de comprimentos de onda e coeficientes de calibração, radiâncias espectrais mínima (a) e máxima (b) e irradiância espectral no topo da atmosfera para imagens até 04/05/2003.

Canais	Comprimento de onda (µm)	Coeficiente de calibração (Wm ⁻² sr ⁻¹ µm ⁻¹)		Constante solar (Wm ⁻² µm ⁻¹)
		a	b	
B 1	0,45 – 0,52	-1,52	152	1958
B 2	0,53 – 0,61	-2,84	296,81	1828
B 3	0,62 – 0,69	-1,17	204,3	1559
B 4	0,78 – 0,90	-1,51	206,2	1045
B 5	1,57 – 1,78	-0,37	27,19	219
B 6	10,4 – 12,5	1,2378	15,303	-
B 7	2,10 – 2,35	-0,15	14,38	75

Tabela 3 – Sensor mapeador Temático (TM) Landsat 5: bandas, intervalo de comprimentos de onda e coeficientes de calibração, radiâncias espectrais mínima (a) e máxima (b) e irradiância espectral no topo da atmosfera para imagens pós 04/05/2003.

Canais	Comprimento de onda (µm)	Coeficiente de calibração (Wm ⁻² sr ⁻¹ µm ⁻¹)		Constante solar (Wm ⁻² µm ⁻¹)
		a	b	
B 1	0,45 – 0,52	-1,52	193	1957
B 2	0,53 – 0,61	-2,84	365	1826
B 3	0,62 – 0,69	-1,17	264	1554
B 4	0,78 – 0,90	-1,51	221	1036
B 5	1,57 – 1,78	-0,37	30,2	215
B 6	10,4 – 12,5	1,2378	15,303	-
B 7	2,10 – 2,35	-0,15	16,5	80,67

$$L_{\lambda_i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} \times ND \quad (1)$$

Em que, a e b são radiâncias espectrais mínimas e máximas (Wm⁻²sr⁻¹µm⁻¹), conforme tabela 02 e 03; ND são os níveis digitais de cada pixel da imagem variando de 0 a 255; e λ são as bandas (1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7) do satélite TM Landsat 5.

2.3.2 Etapa 2 - Reflectância

Para a obtenção da reflectância, que é a razão entre o fluxo de radiação solar refletido pela superfície e o fluxo de radiação global incidente, utilizou-se a equação (2) apresentada por Allen *et al.* (2002).

$$\rho_{\lambda_i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda_i}}{k_{\lambda_i} \cdot \cos Z \cdot d_r} \quad (2)$$

Em que, L_{λ_i} é a radiância espectral monocromática de cada banda do TM Landsat 5, k_{λ_i} é a irradiância espectral solar no topo da atmosfera de cada banda (tabela 02 e 03), Z é o ângulo zenital solar e pode ser obtido com o auxílio de MNT e a equação (4), proposta por Duffie e Beckman (1991), e d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol em unidades astronômicas de acordo com o dia do ano.

Para a estimativa de d_r se considera a equação (3) apresentada por Duffie e Beckman (1980).

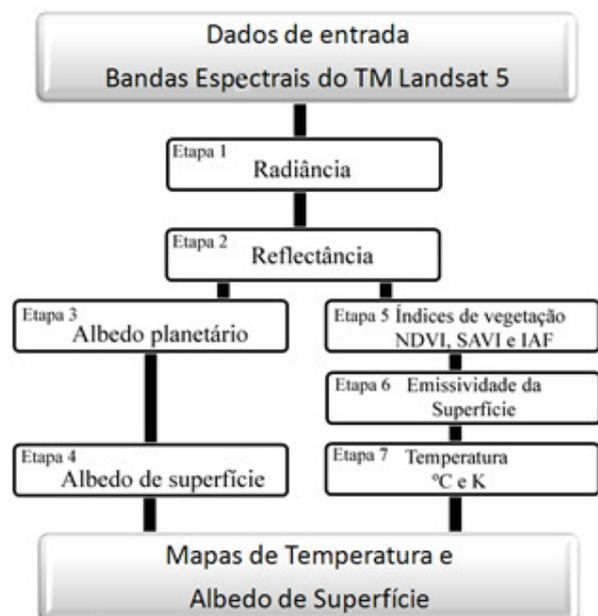


Fig. 2 – Etapas sequenciais para obtenção de temperatura e albedo de superfície no modelo SEBAL.

$$d_r = 1 + 0,0033 \cos(\text{DDA} \cdot 2\delta / 365) \quad (3)$$

Sendo que, DDA é o dia do ano contado consecutivamente de 01 de janeiro até a data de passagem do sensor, considerando fevereiro com 28 dias.

$$\begin{aligned} \cos Z = & \sin(\tilde{\alpha}) \sin(\tilde{\delta}) \cos(s) \sin(\tilde{\alpha}) \cos(\tilde{\delta}) + \\ & \sin(s) \cos(\tilde{\alpha}) + \cos(\tilde{\alpha}) \cos(\tilde{\delta}) \cos(s) \cos(\tilde{\delta}) + \\ & \cos(\tilde{\alpha}) \sin(\tilde{\delta}) \sin(s) \cos(\tilde{\alpha}) \cos(\tilde{\delta}) + \cos(\tilde{\alpha}) \sin(\tilde{\delta}) \\ & \sin(s) \sin(\tilde{\delta}) \end{aligned} \quad (4)$$

Sendo que $\tilde{\alpha}$ = declinação do Sol; $\tilde{\delta}$ = latitude do pixel (positiva no hemisfério Norte e negativa no hemisfério Sul); s = inclinação da superfície, onde $s = 0$ para superfície horizontal e $s = \delta/2$ rad para inclinação vertical, $\tilde{\alpha} = \tilde{\delta}$ rad para inclinação orientada para sul, $\tilde{\alpha} = -\tilde{\delta}/2$ rad para inclinação orientada para leste, $\tilde{\alpha} = +\tilde{\delta}/2$ rad para inclinação voltada para oeste e $\tilde{\alpha} = \pm \tilde{\delta}$ rad para inclinações orientadas para norte.

O parâmetro $\tilde{\delta}$ é o ângulo horário, com $\tilde{\delta} = 0$ ao meio-dia solar, $\tilde{\delta} < 0$ pela manhã e positivo à tarde. Para pixels sem inclinação ou com inclinação pequena, calcula-se de acordo com a equação (5).

$$\cos\delta = \sin(\delta)\sin(\delta) + \cos(\delta)\cos(\delta)\cos(\delta) \quad (5)$$

2.3.3 Etapa 3 – Albedo planetário

O albedo planetário corresponde ao poder de reflexão da superfície mais a atmosfera e seus componentes para os comprimentos de onda curta (0,3 – 3,0 μm), sua obtenção se dá através do ajuste linear das reflectâncias espectrais \tilde{n}_e com pesos \tilde{u}_e através da equação (6) (GOMES, 2009).

$$\hat{a}_{toa} = (\tilde{u}_1 \tilde{n}_{e,1}) + (\tilde{u}_2 \tilde{n}_{e,2}) + (\tilde{u}_3 \tilde{n}_{e,3}) + (\tilde{u}_4 \tilde{n}_{e,4}) + (\tilde{u}_5 \tilde{n}_{e,5}) + (\tilde{u}_7 \tilde{n}_{e,7}) \quad (6)$$

Sendo que cada peso ($\tilde{u}_1, \tilde{u}_2, \dots, \tilde{u}_7$) pode ser obtido pela razão entre a constante solar de cada banda (Tabelas 02 e 03) e o somatório de todas as constantes ΣSUN . Através da equação (7).

$$\tilde{w}_{\lambda,b} = \frac{ESUN_{\lambda,b}}{\sum ESUN_{\lambda,b}} \quad (7)$$

2.3.4 Etapa 4 – Albedo corrigido

O poder refletor da superfície ou albedo de superfície pode ser entendido como o coeficiente de reflexão da superfície para a radiação de onda curta, corrigidos os efeitos atmosféricos. Trata-se de uma medida adimensional que pode ser avaliada pela razão entre a radiação direta e a difusa em função do ângulo zenital solar.

O albedo de superfície sofre influência de diversas variáveis desde as características da superfície até a ocorrência de ventos fortes que alteram a direção angular do dossel vegetativo e até pela presença de irrigação em determinada área. Por isso mesmo trata-se de um importante indicador qualitativo das atividades antrópicas.

A obtenção do albedo de superfície se deu por meio da equação (8), conforme recomendação de Allen *et. al.* (2002).

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad (8)$$

Sendo que, \hat{a}_{toa} é o albedo planetário e \hat{a}_p é a radiação solar refletida pela atmosfera variando de 0,025 a 0,04. No caso específico deste trabalho

seguiu-se a recomendação de Bastiaanssen (2000) utilizando o valor de 0,025. E $\hat{\delta}_{sw}$ é a transmissividade da atmosfera que nas condições de transparência calcula-se utilizando a equação (9) de acordo com Allen *et. al.* (2002).

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5} z \quad (9)$$

Em que z é a altitude em metros de cada pixel da imagem.

2.3.5 Etapa 5 – Índices de vegetação

Os índices de vegetação, aqui obtidos, dizem respeito ao Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI), ao Índice de Vegetação Ajustado para os efeitos do Solo (SAVI) e ao Índice de Área Foliar (IAF).

O (NDVI) é o resultado da razão entre a diferença da banda do infravermelho próximo (banda 4 = \tilde{n}_4) e a do vermelho (banda 3 = \tilde{n}_3), normalizado pela soma das mesmas, de forma que pode ser expressa pela equação (10), consoante Allen *et. al.* (2002).

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \quad (10)$$

Os valores de (NDVI) variam de -1 a 1 e é um indicativo das condições de densidade, porte e saúde da vegetação. Os valores próximos de 0 indicam superfície com pouca vegetação os valores próximos de 1 indicam superfícies vegetadas a densamente vegetadas. Já os valores menores que 0 indicam a presença de água ou nuvens na cena.

O (SAVI) é um índice que visa atenuar os efeitos espectrais de “fundo” do solo podendo ser obtido por meio da equação (11) formulada por Huete (1988).

$$SAVI = \frac{(1+L) \times (\rho_4 - \rho_3)}{(L + \rho_4 + \rho_3)} \quad (11)$$

Sendo L uma variável que oscila entre 0,25 utilizado para vegetação densa, 0,5 utilizado para vegetação intermediária e 1 para vegetação rarefeita. Para este trabalho utilizou-se 0,5 por se tratar do período de inverno. Época em que a vegetação reduz suas atividades metabólicas, por

conta dos efeitos da seca, ocorrendo até a perda de folhas.

O (IAF) representa a razão entre todas as folhas contidas em cada pixel pela área do pixel, ou seja, trata-se de um indicador de biomassa de cada pixel da cena, sua estimativa se dá pela equação empírica (12) calibrada por Allen *et. al.* (2002).

$$IAF = - \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (12)$$

2.3.6 Etapa 6 – Emissividade da superfície

Para se obter a temperatura dos constituintes da superfície da Terra por meio de sensores remotos é necessário inverter a equação de Planck, isso porque na proposta de corpo negro de Planck o mesmo possui emissividade igual a 1. Como os pixels das imagens não são corpos negros perfeitos deve-se estimar sua emissividade na propriedade espectral da banda termal do TM Landsat 5 ($\hat{\alpha}_{NB}$). Neste caso calcularam-se as emissividades, seguindo a proposta de Allen *et. al.* (2002), a partir da equação (13).

$$\hat{\alpha}_{NB} = 0,97 + 0,00331 \cdot IAF \quad (13)$$

No caso dos pixels com IAF3 considera-se $\hat{\alpha}_{NB} = 0,98$, para pixels com NDVI < 0 considera-se $\hat{\alpha}_{NB} = 0,99$

2.3.7 Etapa 7 – Temperatura da superfície

Para a obtenção da temperatura da superfície (T_s) foi utilizada a radiação espectral da banda termal $L_{\lambda,6}$ e a emissividade das cenas adquiridas na etapa 6. Desta forma, utilizando a equação (14), obtém-se a temperatura da superfície em (K), posteriormente utilizando a relação $T^{\circ}C = TK - 273,5$ converte-se a temperatura de (K) para a temperatura em graus Celsius.

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (14)$$

Em que, $K_1 = 607,8 \text{ Wm}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$, e $K_2 = 1261 \text{ K}$, são constantes de calibração da banda termal do TM Landsat 5.

Por fim, os mapas de albedo e temperatura de superfície foram elaborados, através de um SIG, a fim de se avaliar suas relações ao longo dos anos mapeados.

3. RESULTADOS

Para a validação dos dados obtidos pela aplicação do algoritmo SEBAL foram consideradas seis estações de controle para o ano de 2010 e quatro estações para os anos de 1985 e 1995, já que as estações do CEPTEC e da UNIMONTES entraram em operação posteriormente a estas datas.

Para a comparação entre os valores absolutos de temperatura, as coordenadas das estações foram convertidas em pontos e os mesmos foram sobrepostos nas imagens termais da bacia. A comparação, neste caso, foi feita de forma direta, comparando, simultaneamente, os valores absolutos de temperatura das estações de controle e os valores de temperatura dos pixels das imagens coincidentes com a localização das estações. Ou seja, tinha-se anotado os valores de temperatura das estações e, dada sua localização pontual sobre as imagens termais, obteve-se os valores de temperatura dos pixels que representavam a localização das estações nas imagens.

Na sequência, as tabelas com a localização de cada estação mais a diferença de temperatura, para os horários considerados, entre as temperaturas das estações e do modelo SEBAL, conforme destacam as tabelas 4, 6 e 8, foram montadas. No passo seguinte, com auxílio do *software Excel 2007* seguiu-se os procedimentos para o cálculo da variância, desvio padrão e média aritmética entre a diferença de temperatura das estações e do modelo SEBAL no intuito de apresentar o coeficiente de variação percentual destes valores, como destaca as tabelas 5, 7 e 9.

Como destacado nas tabelas 4, 6 e 8 a menor diferença entre a temperatura da estação e a temperatura do SEBAL foi de apenas 0,16 °C, revelando um coeficiente de variação de 0,61% em 2010. a maior diferença de temperatura ocorreu para a mesma estação, a estação de Montes Claros, sendo 3,56 °C de diferença, implicando em uma variação de 11,38% no ano de 1995.

Desta forma, as variações dos dados de temperatura obtidos pelo modelo SEBAL em

relação aos valores de temperatura, obtidos a aproximadamente 1,5 m do solo, pelas estações de controle, oscilou de 88,62% a 99,84% de semelhança. A correlação entre todos os valores comparados de todos os anos mapeados, das estações e do SEBAL é apresentada no figura 3, a qual destaca uma eficiência considerável do algoritmo.

A média entre os valores do coeficiente de variação para o ano de 1985 foi de 5,72%, para o ano de 1995 foi de 6,86% e para 2010 foi de 2,36%. A média global da somatória dos dados apresentou valores na ordem de 4,62%.

Do ponto de vista da modelagem térmica, para o ano de 1985, a bacia apresentou amplitude térmica, para a hora de passagem do TM, de 4,74°C, conforme se nota no figura 4.

Pela análise da figura 5 percebe-se maior concentração de pixels entre as temperaturas de 19,09 e 20,38°C. A temperatura média da bacia, na hora da passagem do sensor, era de 19,69°C.

Os valores do albedo de superfície do ano de 1985, para a bacia na hora de passagem do sensor, apresentaram uma amplitude de 26,43%, computando a diferença entre a maior e a menor reflexão da superfície, estes valores podem ser analisados na figura 6.

O histograma da figura 7 revela uma maior concentração de pixels cuja reflexão se concentrava entre os intervalos de 6,26 a 13,40%, revelando um poder de reflexão médio das superfícies da bacia, no horário de passagem do TM, de 11,67%.

A modelagem térmica da bacia, para o ano de 1995, revelou uma amplitude no gradiente de temperatura de 4,04 °C, como destaca a figura 08.

Como destaca a figura 09, para o ano de 1995, a distribuição dos pixels se concentrou mais

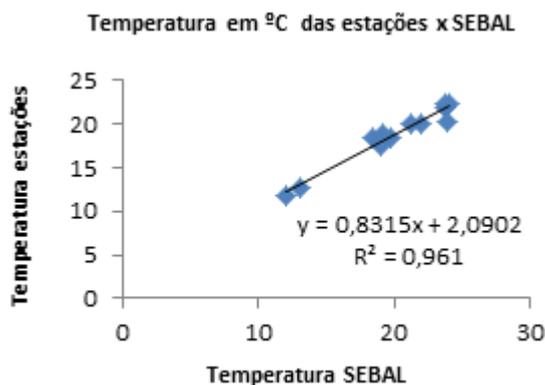


Fig. 3 – Temperatura das estações X SEBAL.

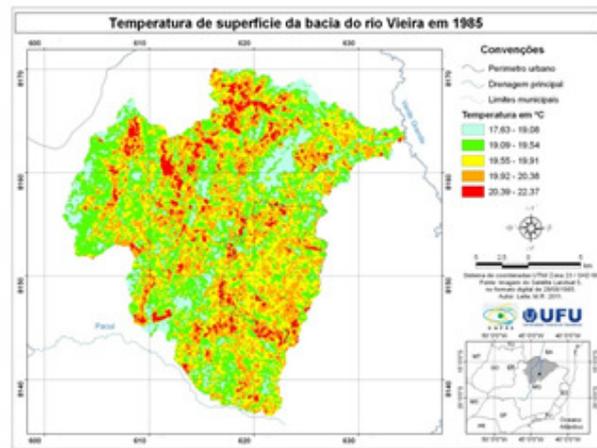


Fig. 4 – Temperatura de Superfície da bacia do rio Vieira para o ano de 1985 às 09h 26min.



Fig. 5 - Frequência para o ano de 1985.



Fig. 6 – Albedo de superfície da bacia do rio Vieira para o ano de 1985 às 09h 26min.



Fig. 7 – Frequência para o ano de 1985.

Tabela 4 – Diferença de temperatura entre as estações e o modelo SEBAL – 1985.

Estações de controle	Latitude	Longitude	T °C / estação	T° C / SEBAL	Diferença (°C)
Itamarandiba/INMET	17° 50' s	42° 53' w	19,01	17,54	1,47
Diamantina/INMET	18° 10' s	43° 36' w	23,7	21,84	1,86
Montes Claros/INMET	16° 41' s	43° 50' w	22	20,12	1,88
UNIMONTES	16° 43' s	43° 52' w	0	0	0
Aeroporto SBMK	16° 42' s	43° 49' w	24,1	22,37	1,73
CEPTEC	16° 44' s	43° 53' w	0	0	0

Tabela 5 – Parâmetros estatísticos e coeficiente de variação entre os dados de controle e o modelo SEBAL para o ano de 1985.

Estações de controle	Variância	Desvio padrão	Média aritmética	Coeficiente de variação em (%)
Itamarandiba/INMET	1,08045	1,03945	18,28	5,69
Diamantina/INMET	1,7298	1,31522	22,77	5,78
Montes Claros/INMET	1,7672	1,32936	21,06	6,31
UNIMONTES	0	0	0	0
Aeroporto SBMK	1,49645	1,22329	23,24	5,26
CEPTEC	0	0	0	0

Tabela 6 – Diferença de temperatura entre as estações e o modelo SEBAL – 1995.

Estações de controle	Latitude	Longitude	T °C / estação	T° C / SEBAL	Diferença (°C)
Itamarandiba/INMET	17° 50' s	42° 53' w	19,7	18,33	1,37
Diamantina/INMET	18° 10' s	43° 36' w	19	18,12	0,88
Montes Claros/INMET	16° 41' s	43° 50' w	23,9	20,34	3,56
UNIMONTES	16° 43' s	43° 52' w	0	0	0
Aeroporto SBMK	16° 42' s	43° 49' w	23,8	22,37	1,43
CEPTEC	16° 44' s	43° 53' w	0	0	0

Tabela 7 – Parâmetros estatísticos e coeficiente de variação entre os dados de controle e o modelo SEBAL para o ano de 1995.

Estações de controle	Variância	Desvio padrão	Média aritmética	Coeficiente de variação em (%)
Itamarandiba/INMET	0,93845	0,96874	19,02	5,09
Diamantina/INMET	0,3872	0,62225	18,56	3,35
Montes Claros/INMET	6,3368	2,5173	22,12	11,38
UNIMONTES	0	0	0	0
Aeroporto SBMK	2,95245	1,71827	22,59	7,61
CEPTEC	0	0	0	0

Tabela 8 – Diferença de temperatura entre as estações e o modelo SEBAL – 2010.

Estações de controle	Latitude	Longitude	T °C / estação	T° C / SEBAL	Diferença (°C)
Itamarandiba/INMET	17° 50' s	42° 53' w	13,1	12,7	0,4
Diamantina/INMET	18° 10' s	43° 36' w	12,1	11,71	0,39
Montes Claros/INMET	16° 41' s	43° 50' w	18,5	18,34	0,16
UNIMONTES	16° 43' s	43° 52' w	19,2	18,94	0,26
Aeroporto SBMK	16° 42' s	43° 49' w	21,3	20,07	1,23
CEPTEC	16° 44' s	43° 53' w	19	17,98	1,02

Tabela 9 – Parâmetros estatísticos e coeficiente de variação entre os dados de controle e o modelo SEBAL para o ano de 2010.

Estações de controle	Variância	Desvio padrão	Média aritmética	Coeficiente de variação em (%)
Itamarandiba/INMET	0,08	0,28284	12,9	2,19
Diamantina/INMET	0,07605	0,27577	11,91	2,32
Montes Claros/INMET	0,0128	0,11314	18,42	0,61
UNIMONTES	0,0338	0,18384	19,07	0,96
Aeroporto SBMK	0,75645	0,86974	20,69	4,2
CEPTEC	0,5202	0,72124	18,49	3,9

nas classes cuja temperatura oscilava entre 18,57 e 20,84 °C, de maneira que a temperatura média para a bacia, na hora de passagem do sensor, era de 20,04 °C.

Para o ano de 1995 o albedo de superfície, da bacia em análise, revelou uma amplitude entre a reflexão mínima e a máxima de 39,24%, como descreve a figura 10.

Do ponto de vista da concentração do número de pixels por classe de albedo a figura 11 apresenta uma maior concentração para as casses compreendidas entre 2,10 e 11,66%, destacando uma reflexão média de 8,58% para o ano de 1995.

No que diz respeito ao ano de 2010 a bacia apresentou uma amplitude térmica de 5,72 °C, conforme pode ser avaliado pela interpretação da figura 12.

O agrupamento dos pixels, dado pela figura 13, revela uma maior concentração dos valores de temperatura oscilando entre 16,66 e 19,08 °C, de maneira que a temperatura média para a bacia na presente data e horário era de 18,25°C.

Quanto ao albedo de superfície, no ano de 2010, a diferença entre os valores máximos e mínimos revelaram uma amplitude de 42,52% de reflexão, conforme destaca a figura 14.

A distribuição dos valores do albedo por aglomerado de pixels revela, como destaca a figura 15, que a maior parte dos valores de reflexão, para a hora mapeada, oscilava entre 3,59 e 23,95%, sendo a média computada era de 13,71% de reflexão.

Como demonstrado nos mapas das figuras 2, 4 e 6, a menor temperatura registrada, nos anos e horários considerados, ocorreu ano de 2010, sendo seu valor da ordem de 16,66 °C e a maior para o ano de 1995 com valor de 22,61 °C. Com efeito, de acordo com as temperaturas médias, o ano de 1995 apresentou as maiores temperaturas

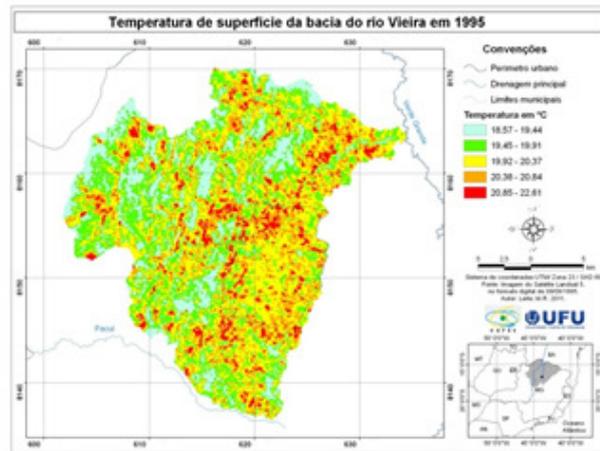


Fig. 8 – Temperatura de Superfície da bacia do rio Vieira para o ano de 1995 às 08h 58min.



Fig. 9 – Frequência para o ano de 1995.

seguido pelo ano de 1985 e o ano de 2010 apresentou as temperaturas mais amenas.

No tocante ao albedo da superfície e sua relação com a temperatura de superfície, os valores médios do albedo, corroboram os modelos teóricos, tendo em vista que a maior média de reflexão das superfícies da bacia foi registrada para o ano mais frio, considerando os horários mapeados. Já a menor média de reflexão foi registrada para o ano mais quente.

Esta relação inversamente proporcional é justificada porque quanto maior a energia refletida menor a energia absorvida e, conseqüentemente, menor o grau de agitação médio das moléculas.



Fig. 10 – Albedo de superfície da bacia do rio Vieira para o ano de 1995 às 08h 58min.



Fig. 11 – Frequência para o ano de 1985.



Fig. 14 – Albedo de Superfície da bacia do rio Vieira para o ano de 2010 às 09h 46min.



Fig. 15 – Frequência para o ano de 2010.

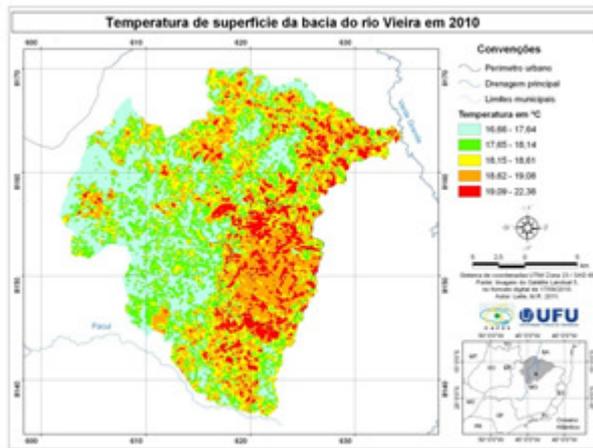


Fig. 12 – Temperatura de Superfície da bacia do rio Vieira para o ano de 2010 às 09h 46min.



Fig. 13 – Frequência para o ano de 2010.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O coeficiente de variação apontou uma correlação entre os dados de temperatura obtidos pelo modelo SEBAL e os dados de temperatura do ar, medidos a aproximadamente 1,5m do solo, variando de 0,61 e 11,38% e uma acuracidade geral de 0,96. Esta validação se mostrou altamente eficiente tendo em vista que os dados do TM Landsat 5 são coletados a uma altitude de 705 km altura.

A validação estatística permite concluir que a estimativa da emissividade infravermelha obtida pelo presente algoritmo satisfaz a necessidade de obtenção da modelagem térmica da bacia do rio Vieira a partir dos canais espectrais do sensor TM Landsat 5, mesmo para as datas das primeiras imagens deste satélite. Desta forma recomenda-se o algoritmo SEBAL para estudos que busquem analisar a espacialização dos dados de temperatura e albedo de superfície. Tendo em vista que a temperatura dos alvos da superfície são de grande valia para a compreensão de vários fenômenos climáticos.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, R. G. Assessing integrity of weather data for use in reference evapotranspiration estimation. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.122, 97–106 p., 1996.
- ALLEN, R. G., Tasumi, M. and Trezza, R. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) **Advanced Training and Users Manual** – Idaho Implementation, version 1.0, 97 p., 2002.
- ALLEN, R. G.; Tasumi, M.; Morse, A.; Trezza, R.; Wright, J. L.; Bastiaanssen, W. G. M.; Kramber, W.; Lorite, I.; Robison, C. W. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Applications. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE, 395-406 p., 2007b.
- ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. 2 ed., San Diego, California, USA, Academic Press, 2001. 420 p.
- BARROS, K. de O., **Índice de Aridez como Indicador da Susceptibilidade à Desertificação na Mesorregião Norte de Minas, 2010**. Monografia. Belo Horizonte. Universidade Federal de Minas Gerais. 89p.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain**. Ph.D. Thesis, Wageningen Agricultural University, Wageningen, Netherlands, 237p., 1995.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climate. PhD. Dis., CIP Data Koninklijke Bibliotheek, **Den Haag, the Netherlands**. 272 p., 1998.
- BASTIAANSSEN, W. G. M.; Chandrapala, L. Water balance variability across Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use. **Agricultural Water Management**. V. 58 p.171-192, 2003.
- Beyer, H. G., Henning, H. M., Luther, J., Schreitmuler, K. R. The monthly average daily time pattern of beam radiation. **Solar Energy**, 47 (5):347-353, 1991.
- BEZERRA, B. G. Balanço de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no cariri cearense através do algoritmo SEBAL. Campina Grande, 2006. 127p. **Dissertação de Mestrado em Meteorologia**. – Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, UFCG, 2006.
- DER/MG, Departamento de Estradas de Rodagem de Minas Gerais. **Mapa Rodoviário**, disponível em: www.der.mg.gov.br/, acessado em: 21/02/2011.
- DUFFIE, J.A., BECKMAN, W.A., 1980. Solar Engineering of Thermal Process, **1st ed. John Wiley and Sons, NY**.
- GALVÍNCIO, J.D., DANTAS, L.G., FERNANDES, J.G., SILVA, J.B., MOURA, M.S.B. & MACHADO, C. (2009). 2005, ‘Análise da temperatura do ar e da superfície no sítio Boa Felicidade Tema 2- Expansão e democratização das novas tecnologias em Geografia Física: aplicações emergentes 12 em São José do Sabugi – PB no semi-árido do Brasil’, **Revista de Geografia**, vol. 26, no. 2, pp. 124-141
- GUAQUAN, D., ZHANGZHI, LI. The apparent emissivity of vegetation canopies. **International Journal of Remote Sensing**, 14(1): 183-188p., 1992.
- 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**. Universidade Federal de Campina Grande, 2009. Tese de doutorado em Meteorologia, p.108.
- HAFEEZ, M.M., Chemim, Y., Giesen, V. DE, Bourman, B.A.M. “Field evapotranspiration estimation in Central Luzon, Philipphines, using different sensor: Landsat 7 ETM+, Terra Modis and Aster”. In: **Symposium on Geospatial Thoery, Processing and Applications**, Ottawa, May, 2002.
- HUETE, A.R., A soil-adjusted vegetation index (SAVI). **Remote Sensing Environ**. 1988, p. 295 – 309.
- HUETE, A. R. A soil adjusted vegetation index – SAVI. **Remote Sensing of Environment**, v. 25, 295–309 p., 1988.
- IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Censo 2010**, disponível em: <http://www.ibge.gov.br>, acessado em: 21/02/2011.

- MARKHAM, B. L., BARKER, J. L. Landsat MSS and TM post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at-satellite temperatures, **EOSAT Landsat Technical Notes**, v. 1, p. 3-8, 1986.
- MARTÍNEZ, M.I. **Estratigrafia e Tectônica do Grupo Bambuí no Norte do Estado de Minas Gerais**. Dissertação de Mestrado em Geologia. UFMG/Belo Horizonte 2007. p. 122.
- MENEZES, S. J. M. da Costa. **Evapotranspiração regional utilizando o SEBAL em condições de relevo montanhoso**. Universidade Federal de Viçosa. Dissertação de mestrado em engenharia agrícola. Viçosa, 2006. p.84.
- MOREIRA, E. B. M., GALVÍNCIO, J. D. Análise multitemporal da ilha de calor urbana na cidade do Recife, através de imagens do Landsat TM-5. **Anais**, XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 25 – 30 Abril 2009, INPE, p. 1441 – 1448.
- MORENO, C. S. Observações sobre a evolução socioeconômica do Norte de Minas no período 1990-2000. **Monografia de graduação**. Universidade Estadual de Montes Claros - Unimontes : Montes Claros, 2003, p.125.
- NIMER, E. BRANDÃO, A. M.P. M, 1989. **Balço Hídrico e Clima da região do Cerrado**. Rio de Janeiro, IBGE, 1989, p. 162.
- NIMER, E., **Climatologia do Brasil**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, 1989. RJ; p. 421.
- NOVO, E.M.L. de M.: **Sensoriamento Remoto; Princípios e Aplicações**. 3ª ed., São Paulo: Edgard Blucher LTDA, 2008, p. 388.
- ROSA, R. **Introdução ao sensoriamento remoto**, 7ª ed. Uberlândia: UFU, 2003, p. 264.
- SALISBURY, J.W.; D’Aria, D.M. Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μ m atmospheric window. **Remote Sensing of Environment**, v. 42, p. 83-106, 1992.
- SATYAMURTY, V. V., Lahiri, P. K. Estimation of symmetric and asymmetric hourly global and diffuse radiation from daily values. **Solar Energy**. 48(1):7-14, 1992.
- SONG, J. Diurnal asymmetry in surface albedo. **Agricultural and Forest Meteorology**. 92(3):181-189, 1998.
- SOUZA, J. D. Modelo físico-matemático de correção atmosférica para imagens TM – Landsat 5 e MODIS-Terra/Aqua. **Tese de doutorado em meteorologia**. Departamento de Ciências Atmosféricas. Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 200p., 2008.
- SCOLFORO, J. R. S; CARVALHO, L. M. T. **Mapeamento e inventário da flora nativa e dos reflorestamentos de Minas Gerais**. Lavras: Editora UFLA, 2006. 288 p.
- TASUMI, M. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery**. PhD thesis, Dept. Biological and Agricultural Engineering, University of Idaho. Idaho, 2003.
- TEZA, C.T.V. BAPTISTA, G.M. DE M. Identificação do fenômeno ilhas urbanas de calor por meio de dados ASTER on demand 08 – Kinetic Temperature (III): metrópoles brasileiras. **Anais XII SBSR**, Goiânia, Brasil, 16 – 21 abril 2005, INPE, p. 3911 – 3918.
- WENG, Q. DENGSHENG, L. SCHUBRING, J. Estimation of land surface temperature–vegetation abundance relationship for urban heat island studies. **Remote Sensing of Environment**, v.66, n.23,p.467–483, 2004.
- WENG, Q. & QUATTROCHI, D.A. Thermal remote sensing of urban areas: An introduction to the special issue. **Remote Sensing of Environment**, p.104, 119–122, 2006.
- WUKELIC, G.E., D.E. GIBBONS, et al.,. Radiometric calibration of Landsat thematic mapper thermal band. 1989 - **Remote Sensing of Environment** 28: 339-347.

