

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

Manoel Reinaldo Leite¹

Jorge Luís Silva Brito²

Laboratório de Cartografia e Sensoriamento Remoto – IG/UFU

Resumo: O presente trabalho objetivou obter a modelagem térmica da bacia do rio Vieira durante o período sazonal de inverno do ano de 2010, além de testar a validação do modelo de temperatura obtido pelo SEBAL com base em seis estações de controle em terra, para a órbita/ponto 218/72 da cena do satélite Landsat 5 sensor *Thematic Mapper*(TM). Do ponto de vista estatístico foram considerados os valores da variância, desvio padrão e a média aritmética de cada conjunto de valores das estações em relação aos dados obtidos pelo modelo SEBAL, no intuito de apresentar o coeficiente de variação, em percentual, entre o modelo SBAL e os dados de validação das estações de controle. Os modelos estatísticos apresentaram níveis de excelência para os dados obtidos pelo modelo SEBAL em relação a todas as estações de controle. No que concerne a modelagem térmica da bacia do rio Vieira os dados apresentaram uma amplitude térmica da ordem de 5,72 °C, e uma maior concentração dos valores de temperatura compreendidos entre os intervalos de 18,15 e 22,38 °C, revelando uma temperatura média para a hora mapeada de 18,25 °C.

Palavras chave: Modelagem térmica. SEBAL e Rio Vieira.

¹ Mestrando em Geografia pela Universidade Federal de Uberlândia, concentração em Cartografia e Sensoriamento Remoto, bolsista CAPES: manaelreinaldo@ig.com.br.

² Professor Doutor da Universidade Federal de Uberlândia Coordenador do Laboratório de Cartografia e Sensoriamento Remoto: jbrito@ufu.br

VALIDATION OF SEBAL ALGORITHM IN THERMAL MODELING OF BASIN VIEIRA RIVER IN NORTHERN DE MINAS GERAIS

Abstract: This study aimed to obtain the thermal modeling of the river basin of the river Vieira during the winter season of 2010, beyond of the and test validation of the model temperature obtained by the SEBAL. From the statistical point of view we considered the values of the variance, standard deviation and the average values of each set of stations in relation to data obtained by the SEBAL model in order to present the coefficient of variation, in percentage, between the SEBAL model and the data from monitoring stations. The statistical models showed levels of excellence for the data obtained by the SEBAL model for all control stations. Regarding the thermal modeling of river basin Vieira the data showed a temperature difference of about 5.72°C , and a higher concentration value of the temperature ranges of between 18.15 and 22.38°C , revealing an average temperature for the schedule mapped of 18.25°C .

Key words: Thermal modeling. SEBAL and River Vieira.

Introdução

O sensoriamento remoto vem dando suporte a vários estudos sobre a superfície da Terra. Dentre os quais se destaca a obtenção de variáveis climatológicas, sobretudo, as ligadas à mensuração da temperatura que é um importante fator para o planejamento ambiental de qualquer região. As possibilidades de obtenção de informações climatológicas através de técnicas de sensoriamento remoto e de imagens orbitais permitem uma análise geral das áreas em maior escala se comparadas aos dados pontuais disponibilizados pelas estações de controle.

A obtenção de temperatura por sensores remotos possui como base de suporte os estudos das variáveis oriundas do balanço de radiação a superfície, como fluxo de radiação de onda curta e, principalmente os de onda longa que envolve a região do infravermelho. 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 reside no fato de que as propriedades térmicas dos alvos são avaliadas a distâncias consideráveis, 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 medem a radiação espectral dos alvos, 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 nos 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 a partir de imagens Aster, 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 dos canais do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal. Estes canais são utilizados 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 normatização 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 normatização 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 Galvínio (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 Galvínio *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 à 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 obter a modelagem térmica da bacia do rio Vieira no período sazonal de inverno do ano de 2010, além de testar a validação do modelo de temperatura obtido pelo SEBAL com base em seis estações de controle em terra, para a órbita/ponto 218/72 da cena do satélite Landsat 5 sensor *Thematic Mapper*(TM).

Dentre as principais características do sensor (TM) pode-se destacar a ocorrência de 7 bandas espectrais, operando entre as faixas de 0,45 a 12,5 μ . *Múltiplas são as possibilidades de aplicações dos seus dados, como por exemplo, mapeamento de uso da terra, mapeamentos hídricos, mapeamento geomorfológico, geológico além da possibilidade de obtenção de derivadas do sensoriamento remoto termal.*

O satélite Landsat 5 é o único do projeto Landsat ainda em operação, pelo menos oficialmente. Foi lançado em 01 de Março 1984 e sua órbita, assim como dos demais satélites da série Landsat, é sol-síncrono e quase polar (entre 81°N e 81°S). Está posicionado numa altitude de 705 km e sua velocidade aproximada é de 7,7 km/s no solo. Seu ciclo orbital é de 16 dias e a área de imageamento é de 185 km, seja pelo sensor MSS ou pelo TM, a qual é recortada em cenas de 185 km². O satélite leva 24 segundos para imagear essa área (ÁLVARES 2002).

Materiais e procedimentos técnicos operacionais

Como mencionado na introdução este trabalho objetivou obter a modelagem térmica da bacia do rio Vieira no período sazonal de inverno, contemplando a data de 17/08/2010, com auxílio de dados TM – Landsat 5. Além de testar a validação do modelo de temperatura obtido a partir da aplicação do SEBAL, tendo como base de avaliação a temperatura do ar, medida a nível do solo, por seis estações de controle, presentes na cena locada na órbita/ponto 218/72.

Além das imagens do TM – Landsat 5, para a realização do presente trabalho, os seguintes documentos cartográficos foram utilizados:

- . Imagem semi controlada do modelo numérico de elevação oriundo do subsistema VNIR, das imagens Aster, com resolução espacial de 30m.
- . Série histórica de 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), para as datas e horários correspondentes a passagem do sensor.

O meridiano central da bacia do Rio Vieira possui valor de $43^{\circ} 53'$, isso significa que estamos defasados, em relação à 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 corrigidos para a hora local (horário de Brasília) como mostra a tabela 01.

Tabela 01 - Correção dos horários de passagem do TM para a Área de estudo

Data da passagem do sensor	Tempo Central (GMT)	Hora corrigida para a área de estudo (Hora de Brasília)
17/8/2010	12h46min	09h46mim

Este procedimento se faz necessário porque os dados de temperatura utilizados para a validação do SEBAL foram obtidos a partir das séries históricas das estações de controle, corrigidos para a hora local, correspondente a passagem do sensor sobre as estações.

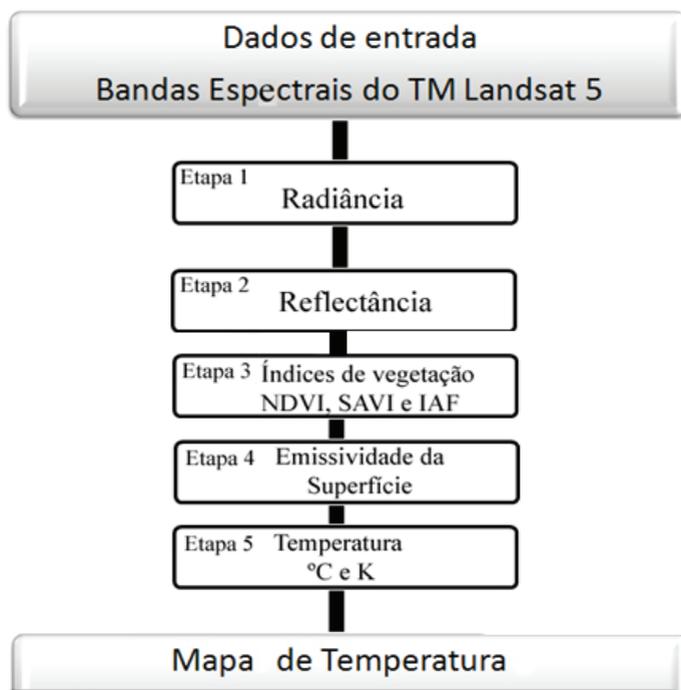
Deve-se destacar ainda que para a execução dos cálculos utilizou-se um modelador matemático o qual permite a entrada das imagens em blocos além de variáveis condicionais. Os parâmetros das imagens disponibilizadas nos cabeçários das mesmas, como tempo central (GMT), orientação da imagem, azimute do Sol e ângulo de elevação do Sol, bem como dados de calibração fornecidos pelo serviço geológico dos E.U.A, apresentados pela tabela 02, foram utilizados como suporte para a realização dos cálculos.

Tabela 02 – Mapeador Temático (TM) Landsat 5: descrição, 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

	Comprimento de onda (μm)	Coefficiente de calibração	Constante solar	
			<i>a</i>	<i>b</i>
Banda 1 (azul)	0,45 – 0,52	-1,52	193,0	1957,00
Banda 2 (verde)	0,53 – 0,61	-2,84	365,0	1826,00
Banda 3 (vermelho)	0,62 – 0,69	-1,17	264,0	1554,00
Banda 4 (infravermelho próximo)	0,78 – 0,90	-1,51	221,0	1036,00
Banda 5 (infravermelho médio)	1,57 – 1,78	-0,37	30,2	215,00
Banda 6 (infravermelho termal)	10,4 – 12,5	1,2378	15,303	-
Banda 7 (infravermelho médio)	2,10 – 2,35	-0,15	16,5	80,67

Fonte: Serviço Geológico dos Estados Unidos da América

Conforme apresenta o fluxograma 01, cinco etapas foram necessárias para a obtenção da modelagem térmica da bacia do rio Vieira.



Fluxograma 01 – Etapas seqüenciais para obtenção de temperatura de superfície

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 (01) apresentada por Markham e Barker (1986).

$$L_{\lambda_i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} \times ND$$

(1)

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

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 (02) apresentada por Allen *et. AL.* (2002).

$$\rho_{\lambda_i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda_i}}{k_{\lambda_i} \cdot \cos Z \cdot d_r}$$

(02)

Em que, L_{λ_i} é a radiância espectral monocromática de cada banda do TM Landast 5, k_{λ_i} é a irradiância espectral solar no topo da atmosfera de cada banda (tabela 02), Z é o ângulo zenital solar obtido através da equação (03) 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 foi considerada a equação (04) apresentada por Duffie e Beckman (1980). E para a obtenção do ângulo zenital solar utilizou-se a equação (03), conforme Duffie e Beckman (1991).

$$\begin{aligned} \cos \theta = & \text{sen}(\delta) \text{sen}(\phi) \cos(s) - \text{sen}(\delta) \cos(\phi) \text{sen}(s) \cos(\gamma) + \\ & \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(s) \cos(\varpi) + \cos(\delta) \text{sen}(\phi) \text{sen}(s) \cos(\gamma) \cos(\varpi) \\ & + \cos(\delta) \text{sen}(\gamma) \text{sen}(s) \text{sen}(\varpi) \end{aligned}$$

(03)

Sendo que δ = declinação do Sol; ϕ = latitude do pixel (positiva no Hemisfério Norte e negativa no Hemisfério Sul); s = inclinação da superfície, onde $s = 0$ para superfície horizontal e $s = \pi/2$ rad para inclinação vertical (s é sempre positivo e representa a inclinação em qualquer 33 direção); γ = ângulo do aspecto da superfície, onde $\gamma = 0$ para inclinação orientada para sul, $\gamma =$

$-\pi/2$ rad para inclinação orientada para leste, $\gamma = +\pi/2$ rad para inclinação voltada para oeste e $\gamma = \pm \pi$ rad para inclinações orientadas para norte.

$$d_r = 1 + 0,033 \left(\frac{DDA \cdot 2 \cdot \pi}{365} \right)$$

(04)

Sendo que, DDA é o dia do ano contado consecutivamente de 01 de Janeiro até a data de passagem do sensor.

Etapa 3 – Índices de vegetação

Os índices de vegetação, aqui obtidos, diz 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 = ρ_4) e a do vermelho (banda 3 = ρ_3), normalizado pela soma das mesmas, de forma que pode ser expressa pela equação (05), consoante Allen et. AL. (2002).

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3}$$

(05)

Os valores de (NDVI) variam de -1 a 1 e é um indicativo das condições de densidade e porte 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 “fundo³” do solo, podendo ser obtido por meio da equação (06) formulada por Huete (1988).

3 Do inglês “background”

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

(06)

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 (07) empírica calibrada por Allen *et. AL.* (2002).

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

(07)

Etapa 4 – 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. Neste caso, calculam-se as emissividades, seguindo a proposta de Allen *et. AL.* (2002), a partir das equações (08 e 09).

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331.IAF$$

(08)

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01.IAF$$

(09)

No caso dos pixels com $IAF \geq 3$ considera-se ϵ_{NB} , para pixels com $NDVI < 0$ considera-se $\epsilon_{NB} = 0,99$ e

Etapa 5 – Temperatura da superfície

Para a obtenção da temperatura da superfície (T_s) foi utilizada a radiância espectral da banda termal $L_{\lambda 6}$ e a emissividade das cenas adquiridas na etapa 6. Desta forma, utilizando a equação (10), 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.

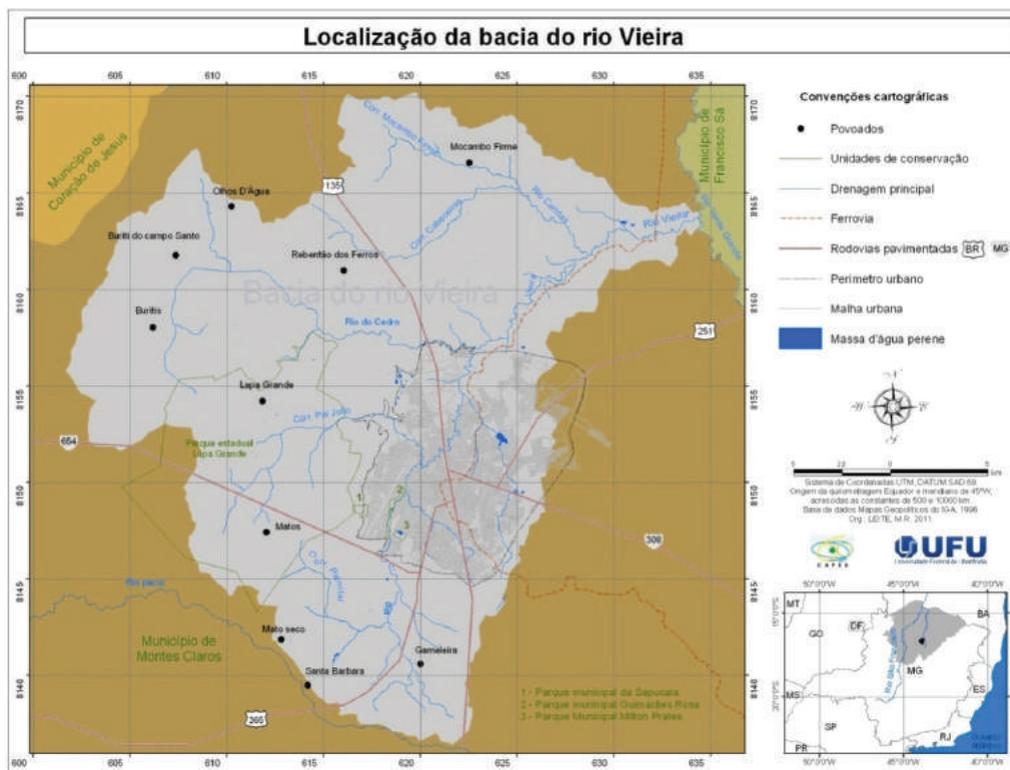
$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)}$$

(10)

Em que, $K_1 =$, e $K_2 = 1261$ K, que são constantes de calibração da banda termal do TM Landsat 5.

Descrição da área de estudo

A bacia do Rio Vieira está inserida na mesorregião do Norte de Minas Gerais, mais precisamente no polígono formado pelas coordenadas UTM E: 600 km e 635 km, N: 8136 km e 8170 km, localizado no município de Montes Claros, conforme mapa 01.



Mapa 01 – Localização da bacia do Rio Vieira

A bacia apresenta um padrão dentríptico de nona ordem com uma área de 578,31 km², dos quais 91,51 km² encontram-se a área urbana de Montes Claros. A população total do município, segundo dados do censo de 2010 do IBGE, é de 361.971 habitantes, dos quais 344.479 residem na área urbana. Desta forma a economia do município, consoante Leite (2006), tem como base o comércio varejista o qual emprega a maior parte da população urbana.

De acordo com a classificação de Nimer e Bandão (1989), atualmente o clima da bacia se encaixa no perfil tropical quente semi-úmido úmido, próximo aos limites do semi-úmido seco com períodos de 4 a 6 meses secos. Recentemente Barros (2010), objetivando determinar o índice de aridez da mesorregião Norte de Minas, através da espacialização de dados de dezenove estações convencionais do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), ratificou a classificação de Nimer e Brandão ao encontrar índice de aridez, para a estação de Montes Claros, localizada dentro das terras drenadas pela

bacia do Rio Vieira, maior que 0,65. Fato que permitiu a autora classificar a área como Subúmido Úmido

Dentre as características deste clima destaca-se a ocorrência de verão quente e chuvoso e inverno quente e seco, a precipitação média anual gira em torno de 1082,4 mm. O período das chuvas se concentra entre os meses de outubro a março, sendo os meses de dezembro e janeiro os mais chuvosos. A temperatura média anual é de 23,5 °C, a temperatura média máxima anual corresponde a 25,05 °C e a temperatura média mínima corresponde a 20,5 °C. (BARROS, 2010)

A geologia da região é marcada pelo contato entre a borda do Cráton Sanfranciscano com a Serra do Espinhaço, estas estruturas marcam a diferenciação geológica da área. No que concerne a bacia do Rio Vieira, no entanto, esta se localiza apenas nas áreas da bacia sedimentar do São Francisco, na margem esquerda do rio Verde Grande. Dentro dos domínios de bacia sedimentar existe o predomínio de rochas sedimentares (ver tabela 03) com ocorrência de metamórficas, as rochas sedimentares são representadas em sua grande maioria pelos calcários pré-cambriano do grupo Bambuí. Discrimina-se, ainda, a formação Urucuaia, de idade cretácea, na presença de arenito conglomerado e ardósias. (MARTÍNEZ, 2007).

Tabela 03 – Unidades Geológicas da Bacia do Rio Vieira

Unidade	Era máxima	Litologia	Classe de rocha	Área km ²
Lagoa do Jacaré	Neoproterozóico	Calcarenito, Siltito	Sedimentar	187,25
Lagoa do Jacaré, calcário	Neoproterozóico	Calcário	Sedimentar	354,72
Coberturas detrito-lateríticas com concentrações ferruginosas	Cenozóico	Laterita, Depósitos de areia, argila, cascalho	Sedimentar	21,90
Coberturas detrito-lateríticas ferruginosas	Cenozóico	Aglomerado, Laterita, Depósitos de areia, argila	Metamórfica e Sedimentar	14,44
Total				578,31

Fonte: CPRM, 2010

Os solos da bacia estão divididos em três grandes classes de acordo com o mapa de solos do estado de Minas Gerais atualizado pela Universidade Federal de Viçosa-UFV - 2010 são elas: a classe do Latossolo vermelho-amarelo, representando 10,88% da bacia, com as seguintes associações, **LVAd1**– Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico típico A moderado textura argilosa; fase cerrado, relevo plano e suave ondulado. **LVAd22**– Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico típico A moderado textura média/argilosa + Cambissolo Háplico distrófico típico A fraco/moderado textura média, pedregoso + Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico típico A moderado textura média/argilosa; todos fase cerrado, relevo suave ondulado e ondulado.

Cambissolo háplico, representando 32,41% da área, com as seguintes associações, **CXbd21**– Cambissolo Háplico distrófico típico e léptico A moderado textura média/argilosa, pedregoso/ não pedregoso + Neossolo Litólico distrófico típico A moderado + Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico típico A moderado textura média/argilosa.

E representando 56,71% da bacia, o Nitossolo háplico mais as seguintes associações **NXd1**– Nitossolo Háplico distrófico típico A moderado textura argilosa + Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico típico A moderado textura argilosa; ambos fase floresta caducifólia, relevo plano e suave ondulado. **NXe2**– Nitossolo Háplico eutrófico típico e chernossólico A moderado textura argilosa, pedregoso e rochoso + Cambissolo Háplico eutrófico típico e léptico A moderado/chernozêmico textura argilosa, pedregoso, rochoso + Neossolo Litólico eutrófico típico e chernossólico A moderado, textura argilosa, pedregoso, rochoso; todos fase floresta caducifólia e caatinga hipoxerófila, relevo suave ondulado e ondulado e forte ondulado.

Os solos recobrem na bacia uma geomorfologia que apresenta uma amplitude altimétrica correspondente a 484 m, cuja menor altitude registrada é de 549 m e a maior possui 1033 m. De acordo com a tabela 04 verifica-se que 34,48% das altitudes da bacia encontram-se entre 549 a 700 m, geomorfologicamente estão associadas a superfícies de aplainamentos de níveis de base fruto da erosão periférica do rio Verde Grande. Associam-se a estas altitudes planícies fluviais, terraços fluviais com declividades dominantes entre 0 e 2%, colinas amplas e topos de morros com declividades dominantes de 3 a 8%.

Tabela 04 – Classes altimétricas da bacia do Rio Vieira/ASTER/VENIR

Altimetria	Área em km²	Área em %
549 - 600	28,24	4,88
600 - 700	176,29	30,48
700 - 800	128,57	22,23
800 - 900	177,37	30,67
900 - 1033	67,84	11,73
Total	578,31	100

Às altitudes entre 700 e 800 m, associam-se a encostas e desníveis dos planaltos, bem como pequenos interflúvios tabulares topos de morros planos e convexos com declividades menores que 20%.

As altitudes entre 800 e 1033 metros dominam a área com 42,4% de sua representação, são os ditos planaltos residuais do São Francisco. Na bacia do rio Vieira essas unidades variam suas altitudes entre 700 a 1033 metros. A composição litológica contém calcários, sedimentos siliciclásticos, além dos arenitos conglomerados do Urucuia, apresentam em sua estrutura geomorfológica patamares extensivamente planos e conservados com declividades dominantes entre 0 e 8%, entretanto a presença de vertentes alcantilhadas com declividades superiores a 40% são verificadas.

No que concerne a vegetação natural apenas 35, 31% ou 204,23 km² de área cobrem as terras da bacia do Rio Vieira. (SCOLFORO E CARVALHO, 2006) a vegetação, assim como a geologia e geomorfologia, é marcada pelo caráter transitório. Ou seja, áreas de contato entre diferentes domínios. No caso específico da vegetação natural da bacia discrimina-se a ocorrência de Floresta estacional decidual e semidecidual Montana, Cerrado e suas formações afins, conforme tabela 05, além de 8,11 km², ou 1,4% da área destinados ao reflorestamento de eucalipto.

As formações dos cerrados, compreendendo as áreas de campo, campo cerrado, cerrado e as áreas de veredas representando 18,98% recobrem áreas em toda a extensão da bacia, suas áreas de domínio, entretanto, se distribuem por topos de chapadas encostas de suave inclinação e superfícies de

aplainamento tanto de níveis elevados quanto de níveis de base. Geralmente associada às classes de solos LVAd1, LVAd22, CXbd21 e NXd1.

Tabela 05 – Vegetação natural da bacia do Rio Vieira

Vegetação	Área em km²	Área em %
Floresta estacional decidual Montana	90,50	15,65
Floresta estacional semidecidual Montana	3,94	0,68
Campo	4,54	0,79
Campo cerrado	18,14	3,14
Cerrado	86,91	15,03
Veredas	0,2	0,03
Total	204,23	35,31

Fonte: Scolforo e Carvalho, 2006.

As florestas estacionais se dividem em decidual e semidecidual. As áreas de domínio da floresta estacional decidual ocorrem sobre áreas aplainadas, nas bordadas dos planaltos em áreas de acentuada declividade, em alguns casos verifica-se presença de floresta estacional decidual em áreas com declividade superior a 70% e incidindo diretamente sobre o afloramento calcário do grupo Bambuí. Associa-se a Latossolos Vermelhos-Amarelo, Latossolo Vermelho predominantemente argilo-siltoso. E Argissolos predominantemente argiloso. A floresta estacional semidecidual associa-se a fundos de vales, tanto fechados quanto abertos, e no sopé das encostas recobrimdo por vezes depósitos de talus. Os seus domínios acompanham as linhas de drenagem de quarta a nona ordem.

Por fim, destaca-se a ocorrência de eucalipto nas aéreas de patamares planos de níveis elevados, divisor da drenagem entre a bacia do Riachão e do Vieira, além das atividades ligadas à agropecuária em toda a bacia, sobretudo nas áreas aplainadas e ao longo dos canais de drenagem.

Resultados

Conforme destacado na metodologia os dados de validação do algoritmo foram provenientes de seis estações de controle, como destaca a tabela 06.

A diferença direta de temperatura entre os dados das estações de controle e o resultado do obtido pela aplicação do algoritmo SEBAL, para os pixels em que se localizam as respectivas estações de controle, apresentaram diferenças entre 0,30 e 0,42 °C, menos do que 1°C para todas as estações.

Tabela 06 – Validação da modelagem térmica do algoritmo SEBAL

Estações de controle	Latitude	Longitude	T °C/estação	T °C/SEBAL	Dd	EMN
Itamarandiba/INMET	17° 50' s	42° 53' w	13,10	12,70	0,40	0,0155
Diamantina/INMET	18° 10' s	43° 36' w	12,10	11,71	0,39	0,0164
Montes Claros/INMET	16° 41' s	43° 50' w	18,50	18,12	0,38	0,0104
Unimontes	16° 43' s	43° 52' w	19,20	18,82	0,38	0,0100
Aeroporto SBMK	16° 42' s	43° 49' w	21,30	21,00	0,30	0,0071
CEPTEC	16° 44' s	43° 53' w	19,00	18,58	0,42	0,0112

T °C = temperatura em graus Celsius, Dd = Diferença direta, EMN = Erro médio normalizado

O erro médio normalizado, o qual pode ser entendido como um indicador de oscilação entre a soma dos dados das estações e os dados obtidos pelo SEBAL em relação à média ponderada resultante da referida soma, apresentou valores oscilando entre 0,0071 e 0,0164, indicando uma pequena variação entre os valores das estações e do SEBAL. O cálculo do EMN foi obtido pela razão entre a diferença dos dados das estações e do SEBAL normalizados pela soma dos mesmos dados.

Do ponto de vista estatístico foram considerados os valores da variância, desvio padrão e a média aritmética de cada conjunto de valores da estação o do modelo SEBAL, no intuito de apresentar o coeficiente de variação em percentual de erro entre o modelo SBAL e os dados de validação, conforme apontamento da tabela 07.

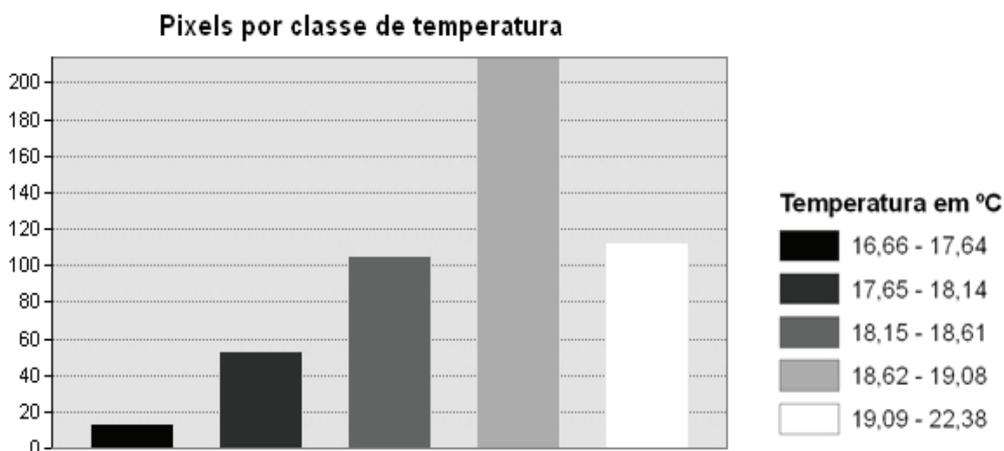
Tabela 07 – Correlação estatística entre os valores do SEBAL e os valores das estações

Estações de controle	Variância	Desvio padrão	Média aritmética	Coefficiente de variação em (%)
Itamarandiba/INMET	0,0800	0,2828	12,90	2,19
Diamantina/INMET	0,0760	0,0758	11,91	0,64
Montes Claros/INMET	0,0722	0,2687	37,32	0,72
Unimontes	0,0722	0,2687	19,01	1,41
Aeroporto SBMK	0,0450	0,2121	21,15	1,00
CEPTEC	0,0882	0,2970	18,79	1,58

Sobre a perspectiva da validação dos valores de temperatura obtidos pelo algoritmo SEBAL, de acordo com a tabela 07, percebe-se que os valores oscilaram entre 0,64 e 2,19% em relação aos dados das estações de controle em terra. Os tetos de oscilação máximos e mínimos entre os valores de temperatura do modelo SEBAL em relação aos valores das estações implicam em uma semelhança de 99,36% para a máxima correlação e 97,81% para a mínima.

Diante do presente fato, e tendo em vista a facilidade de obtenção de modelos de temperatura a partir da aplicação do SEBAL, bem como das vantagens espaciais da utilização de produtos orbitais, o presente algoritmo pode e deve ser utilizado para estudos que contemplem a obtenção de variáveis climatológicas na área da presente bacia. Já que os modelos estatísticos apresentaram níveis de excelência para os dados SEBAL em relação a todas as estações de controle.

No que concerne a modelagem térmica da bacia do rio Vieira os dados apresentaram uma amplitude térmica da ordem de 5,72 °C, conforme distribuição espacial apresentada pelo mapa 02. A frequência de distribuição de pixels por classe de temperatura, dada pelo histograma 01, descreve uma maior concentração dos valores de temperatura compreendidos entre os intervalos de 18,15 e 22,38 °C de tal forma que a temperatura média da bacia para a hora mapeada era de 18,25 °C.

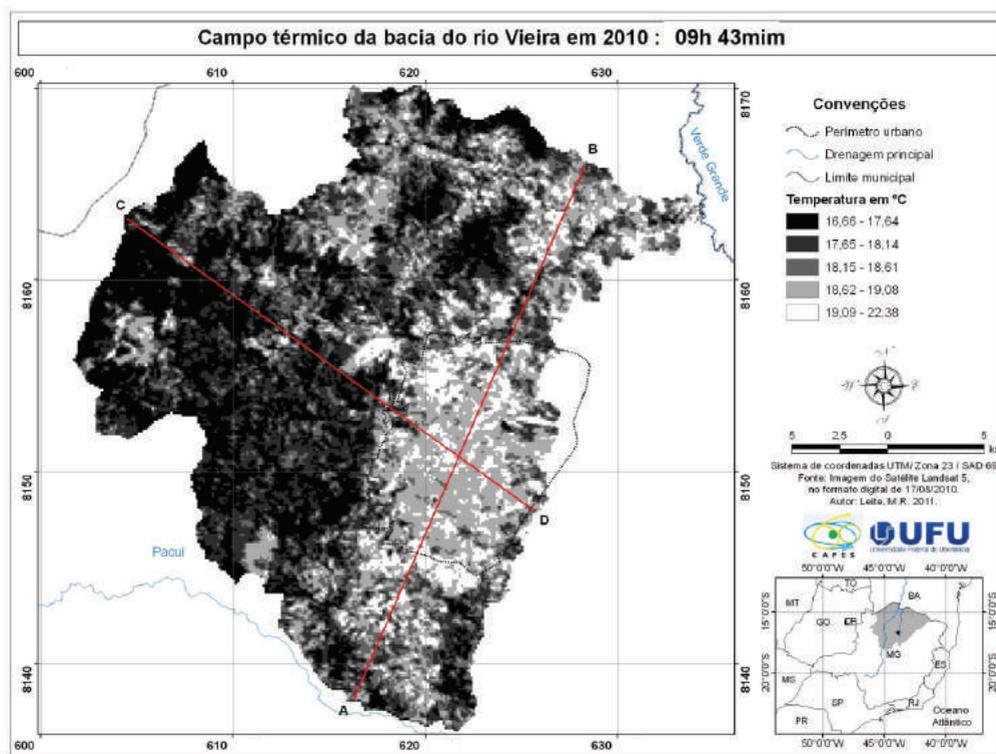


Histograma 01 – Concentração de pixels por classe de temperatura

De acordo com a distribuição espacial do mapa 02 os valores de temperatura compreendidos entre 16,66 e 18,14 °C incidem sobre áreas cuja vegetação se apresenta em maior porte, como os eucaliptais, mais a W da bacia, bem como nas áreas de cerrado e floresta tropical caducifólia, em estágio tardio, na área SW. Além da presença destas classes de vegetação nas áreas das encostas e topos das superfícies tabulares na área N da bacia.

No que diz respeito às classes de temperatura entre 18,15 e 18,61 °C sua ocorrência demarca áreas cuja vegetação encontra-se em estágios médio-arbustivos marcando as linhas de transição entre as áreas de vegetação rarefeita e a vegetação de maior porte.

Possivelmente, a característica de transição entre as vegetações proporciona a ocorrência desta classe de temperatura, tendo em vista o chamado efeito de borda, já que a energia térmica tende sempre, em condições naturais, a transitar dos ambientes mais quentes para os ambientes mais frios. De forma que estas áreas entrepostas na linha de transição entre a vegetação rarefeita (menor consumo de energia térmica) e a vegetação de maior porte (maior consumo de energia térmica), tende à média das temperaturas vizinhas.



Mapa 02 – Campo térmico da bacia do rio Vieira.

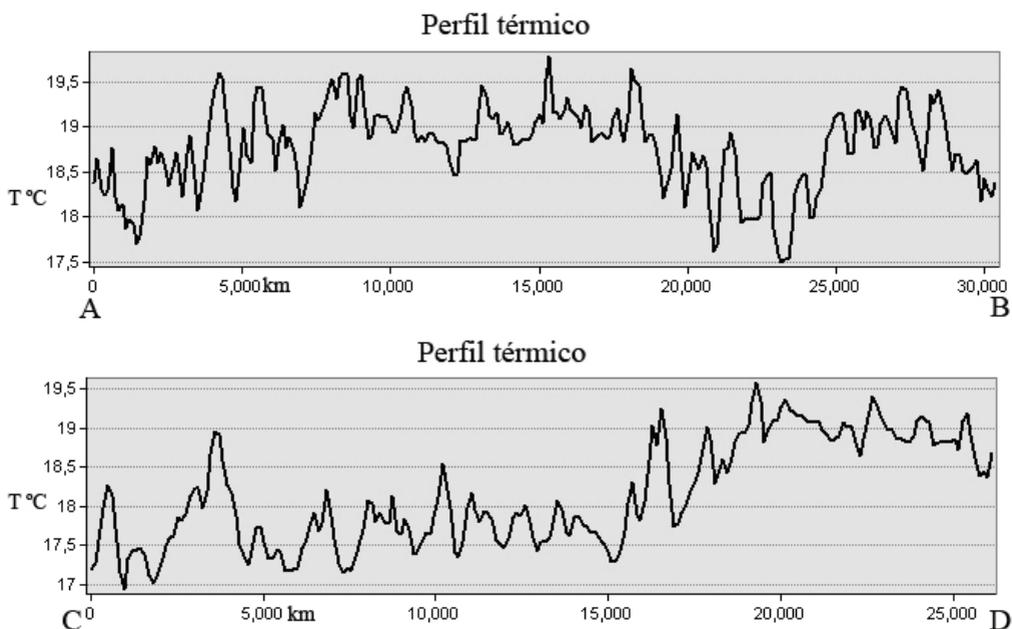


Figura 01 – Perfil de temperatura da bacia do rio Vieira

A classe de temperatura compreendida entre os intervalos de 18,62 e 19,08 °C concentra a maior frequência de pixels dentro das terras da bacia, notadamente sobre terrenos com pastos, por vezes abandonados, ou por se tratar do período de inverno, o dossel vegetativo, mais rarefeito, aumenta a superfície de contato do solo permitindo que a radiação aqueça mais rapidamente o mesmo. O solo aquecido, de forma mais rápida, permite maior fluxo de calor na camada limite superficial da atmosfera e, conseqüentemente, os ambientes próximos serão afetados.

Verifica-se grande concentração desta classe de temperatura dentro do perímetro urbano, como pode ser visualizado pelos perfis de temperatura destacados pela figura 01, em que dentro do espaço urbano as temperaturas assumem valores superiores a 18 °C, certamente associadas às áreas edificadas da cidade de Montes Claros.

De acordo com a distribuição espacial do mapa 02 os valores de temperatura compreendidos entre 16,66 e 18,14 °C incide sobre áreas cuja vegetação se apresenta em maior porte, como os eucaliptais, mais a W da bacia, bem como nas áreas de cerrado e floresta tropical caducifólia, em estágio tardio, na área SW. Além da presença destas classes de vegetação nas áreas das encostas e topos das superfícies tabulares na área norte da bacia.

No que diz respeito às classes de temperatura entre 18,15 e 18,61 °C sua ocorrência demarca áreas cuja vegetação encontra-se em estágios médio-arbustivos marcando as linhas de transição entre as áreas de vegetação rarefeita e a vegetação de maior porte. Possivelmente, a característica de transição entre as vegetações proporciona a ocorrência desta classe de temperatura, tendo em vista o chamado efeito de borda, já que a energia térmica tende sempre, em condições naturais, a transitar dos ambientes mais quentes para os ambientes mais frios. De forma que estas áreas entrepostas na linha de transição entre a vegetação rarefeita (menor consumo de energia térmica) e a vegetação de maior porte (maior consumo de energia térmica), tende à média das temperaturas vizinhas.

A classe de temperatura compreendida entre os intervalos de 18,62 e 19,08 °C concentra a maior frequência de pixels dentro das terras da bacia, notadamente sobre terrenos com pastos, por vezes abandonados, ou

por se tratar do período de inverno, o dossel vegetativo, mais rarefeito, aumenta a superfície de contato do solo permitindo que a radiação aqueça mais rapidamente o mesmo. O solo aquecido, de forma mais rápida, permite maior fluxo de calor na camada limite superficial da atmosfera e, conseqüentemente, os ambientes próximos serão afetados.

Verifica-se grande concentração desta classe de temperatura dentro do perímetro urbano, como pode ser visualizado pelos perfis de temperatura destacados pela figura 01, em que dentro do espaço urbano as temperaturas assumem valores superiores a 18 °C, certamente associadas às áreas edificadas da cidade de Montes Claros.

Por fim destaca-se a ocorrência dos terrenos cuja temperatura marcava entre 19,09 e 22,38 °C, no horário da passagem do sensor, trata-se de terrenos onde a vegetação, dado seu grau de arrefecimento expõe em demasia os solos, bem como áreas cujo solo encontra-se despido de cobertura, sobretudo nas áreas locadas ao norte e sul do perímetro urbano.

Conclusão

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 0,64 e 2,19%. 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. Desta forma recomenda-se o algoritmo SEBAL para estudos que busquem analisar a espacialização dos dados de temperatura 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.

ÁLVARES, J. M. Panorama Geral do Sensoriamento Remoto Orbital no Mundo e suas Aplicações, Belo Horizonte, 2002. iv 39 f., **Monografia** (Especialização) – Universidade Federal de Minas – Instituto de Geociências, 2003.

ARYA, S. P. Introduction to micrometeorology. 2 ed., San Diego, California, USA, **Academic Press**, 2001.

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.

BASTIAANSEN, W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. **Ph.D. Thesis**, Wageningen Agricultural University, Wageningen, Netherlands, 237p., 1995.

BASTIAANSEN, 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.

BASTIAANSEN, W. G. M.; Chandrapala, L. Water balance variability across Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use. **Agricultural Water Management**. V. 98 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 differents sensor: Landsat 7 ETM+, Terra Modis and Aster". In: **Symposium on Geospatial Thoery, Processing andApplications**, 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.

NIMER, E. BRANDÃO, A. M.P. M, 1989. **Balanco Hídrico e Clima da região do Cerrado**. Rio de Janeiro, IBGE, 1989.

NIMER, E., **Climatologia do Brasil**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, 1989. RJ; 421 p.

NOVO, E.M.L. de M.: **Sensoriamento Remoto; Princípios e Aplicações**. 3ª ed., São Paulo: Edgard Blucher LTDA, 2008.

ROSA, R. **Introdução ao sensoriamento remoto**, 5ª ed. Uberlândia: UFU, 2003.

SALISBURY, J.W.; D’Aria, D.M. Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μm 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

Recebido para publicação em dezembro de 2010

Aceito para publicação em março de 2011