

AValiação DE DESEMPENHO ENTRE MODELOS DE OBTENÇÃO DE TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE POR SENSORES REMOTOS

Manoel Reinaldo Leite
Mestre em Geografia - Universidade Federal de Uberlândia
manoelreinaldo@ig.com.br

Jorge Luis Silva Brito
Professor doutor do Instituto de Geografia – Universidade Federal de Uberlândia
jbrito@ufu.br

Resumo

O sensoriamento remoto vem dando suporte a vários estudos sobre a superfície da Terra. Dentre os quais se destaca a obtenção de variáveis climatológicas, principalmente, as ligadas à mensuração da temperatura. Atualmente vários modelos vêm sendo empregados na determinação da temperatura de superfície a partir de dados de sensores remotos. Diante disto este trabalho buscou avaliar o desempenho do modelo proposto por Malaret et.al (1985) e o modelo SEBAL desenvolvido por Bastiaanssen *et. al.* (1995) para a determinação da temperatura de superfície da bacia do Rio Vieira no período sazonal de inverno do ano de 2010. Os resultados apontaram uma variação de temperatura entre os modelos de aproximadamente 12,4°C para as máximas temperaturas e de 4,61°C para as menores temperaturas.

Palavras-chave: Sensoriamento remoto. Temperatura de superfície. Bacia do rio vieira.

EVALUATION OF PERFORMANCE BETWEEN MODELS OBTAINING TEMPERATURE SURFACE BY REMOTE SENSING

Abstract

Remote sensing has been supporting a number of studies on the surface of Earth. Among these highlights are obtaining of climatological variables, especially as related to the measurement of temperature. Several models currently are being employees to the determination of surface temperature through the remote sensing. Of this work aimed to evaluate the performance of by model by proposed Malaret et.al (1985) and the model SEBAL developed by Bastiaanssen *al* (1995) to the determination of surface temperature of Bacia of Rio Vieira in seasonal winter period of year 2010. The results indicate a variation in temperature between the models of about 12.4 ° C, in maximum temperature is 4.61 ° C, in temperatures Minors.

Keywords: Remote Sensing. Surface temperature. Bacia do rio 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

a 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 termo de interação da 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).

Atualmente pesquisadores vêm aplicando modelos de obtenção de temperatura de superfície, a partir de produtos orbitais, para se estimar a variação do campo térmico em relação aos diferentes constituintes da superfície, dentre os quais cita-se Wenge Dengsheng (2004) e Weng & Quattrochi (2006) que fizeram uma análise entre os padrões de temperatura da vegetação natural 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 orbitais, em várias metrópoles brasileiras, de 1984 e 2001, constatando um aumento médio da temperatura de 3°C.

Dentre os modelos mais empregados encontrados na literatura brasileira, sobre este tema, encontra-se o modelo de Maralet et.al (1985) e o modelo SEBAL desenvolvido por Bastiaanssen et. al. (1995).

Diante disto este trabalho buscou avaliar o desempenho entre estes modelos na determinação da temperatura de superfície da bacia do Rio Vieira no período sazonal de inverno do ano de 2010, utilizando dados da estação de controle do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climatológicos (CPTEC), da Universidade Estadual de Montes Claros (UNIMONTES) e da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) como critério para verificar acurácia dos resultados.

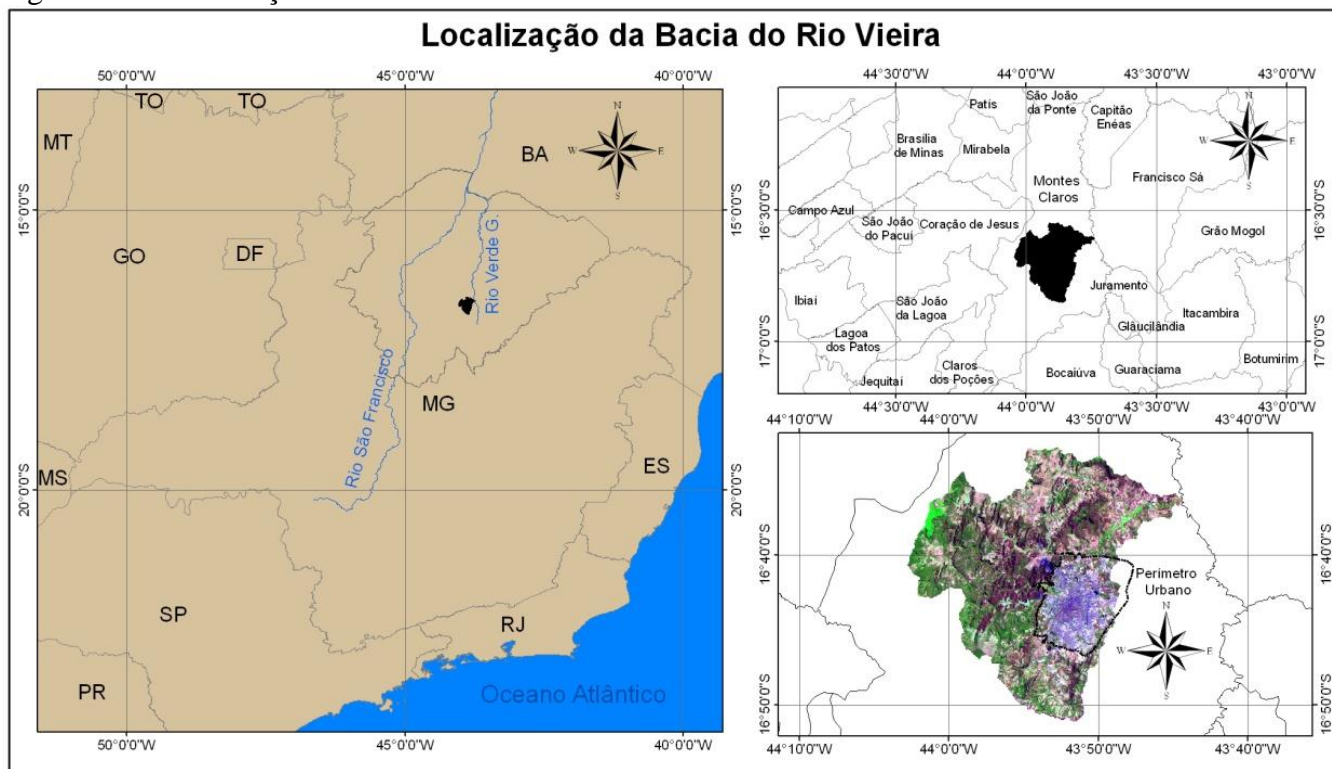
A importância desta avaliação reside no fato de que a obtenção de variáveis climatológicas, sobretudo, as relacionadas com a temperatura de superfície pode fornecer valiosas informações para o monitoramento do regime hídrico, da vegetação, das áreas urbanas, entre outros. De forma que a escolha do modelo que mais se aproxima da verdade terrestre é crucial para o planejamento e monitoramento ambiental da região analisada.

Localização da área de aplicação

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, localizadas, 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 (IBGE, 2011).

Figura 01 – Localização da Bacia do Rio Vieira.



Fonte: Bases cartográficas do IBGE, 2006.

Materiais e procedimentos técnicos operacionais

Como mencionado na introdução, este trabalho objetivou determinar, com auxílio de dados TM – Landsat 5, a temperatura de superfície da bacia do Rio Vieira no período sazonal de inverno do ano de 2010. A escolha do período e do ano justifica-se pela não ocorrência de nuvens na área mapeada no momento da passagem do sensor, além da proximidade com a atual configuração do uso da terra da presente bacia.

Para a realização do trabalho os seguintes documentos foram utilizados:

- Sete bandas da imagem Landsat TM 5 órbita/ponto 218/72, data de passagem 17/08/2010.
- Série histórica de dados climatológicos das estações de controle do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climatológicos (CPTEC), 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 a GMT, em 3 horas aproximadamente. Conforme o cabeçalho 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 04. Este procedimento se faz necessário porque os valores de temperatura utilizado para a calibração e avaliação do desempenho dos modelos de temperatura tiveram por base as estações de controle do (CPTEC), da Universidade Estadual de Montes Claros (UNIMONTES) e da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) em que a temperatura do ar é conhecido em nível de solo.

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	09h46min

Org.: Os autores, 2010.

Cabe ressaltar que para a execução dos cálculos utilizou-se um modelador matemático o qual permite a entrada das imagens em bloco além de variáveis condicionais. Os parâmetros das imagens disponibilizadas nos cabeçalhos 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, conforme tabela 05, foram utilizados como suporte para a realização dos cálculos.

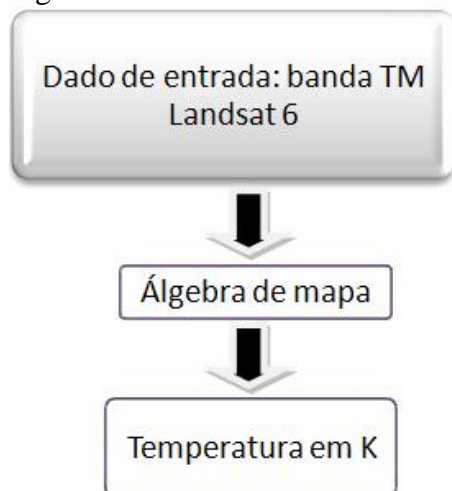
Tabela 02 – Mapeador Temático (TM) Landsat 5: descrição, intervalo de comprimentos de onda e coeficientes de calibração, radiâncias espectrais mínima (a) e máxima (b) e irradiância espectral no topo da atmosfera para imagens pós 04/05/2003.

Descrição dos canais	Comprimento de onda (μm)	Coeficiente de calibração ($\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$)		Constante solar ($\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)
		a	b	
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: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, 2010.

Para a determinação da temperatura dois modelos foram testados são eles, o modelo de regressão quadrática desenvolvido por Maralet et. al. (1985) na qual os valores de ND da banda 6 ($L_{\lambda,6}$) das imagens TM Landsat 5 são convertidos em temperatura aparente em K, conforme sequência apresentada na Figura 02.

Figura 02 – Método Maralet et. al. (1985).



Org.: Os autores, 2010.

Para a conversão dos ND da L λ 6 em temperatura aparente aplica-se a equação (01).

$$(01) \quad T = 209,831 + 0,831 (DN) - 0,00133 (DN)^2$$

em que, T = temperatura aparente em K; e DN é o número digital de cada pixel da banda L λ 6.

Para a obtenção da temperatura em °C subtrai-se o valor de congelamento da água ao nível do mar através da relação $T^{\circ}C = TK - 273,5$. Desta forma é possível obter um mapa de temperatura aparente em °C da bacia do Rio Vieira pela metodologia apresentada por Maralet et. al. (1985).

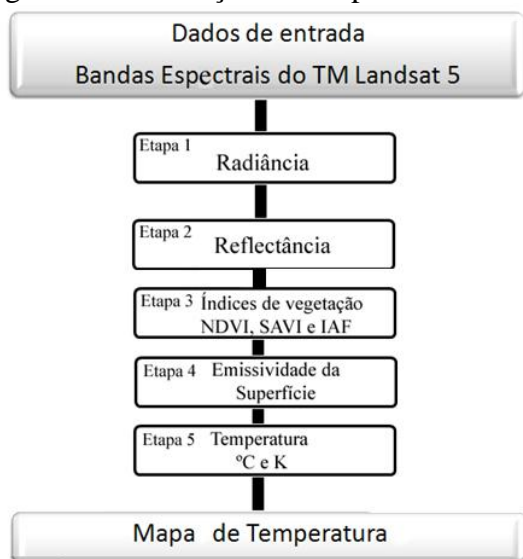
O segundo modelo aplicado foi desenvolvido por Bastiaanssen et. al. (1995) e se refere ao algoritmo semi-empírico *Surface Energy Balance Algorithms for Land* – SEBAL. Este algoritmo descreve o balanço completo de radiação sobre a superfície da Terra a partir dos canais do visível, infravermelho próximo 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 SEBAL 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.

Neste trabalho, entretanto, foram executadas apenas 5 etapas do SEBAL, referentes à obtenção da temperatura de superfície, no intuito de atingir o objetivo central deste trabalho. As sequências foram dispostas na Figura 03 e detalhadas sequencialmente.

Figura 03 – Obtenção de temperatura de superfície a partir do SEBAL.



Org.: Os autores, 2010.

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

$$(02) \quad L_{\lambda i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} \times ND$$

Em que, a e b são radiâncias espectrais mínimas e máximas ($Wm^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$), conforme tabela 05; 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 (03) apresentada por Allen et. al. (2002).

$$\rho_{\lambda} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda}}{k_{\lambda} \cdot \cos Z \cdot d_r} \quad (03)$$

Em que, L_{λ} é a radiância espectral monocromática de cada banda do TM Landast 5, k_{λ} é a irradiância espectral solar no topo da atmosfera de cada banda (tabela 05), Z é o ângulo zenital solar obtido através da equação (04) 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 (05) apresentada por Duffie e Beckman (1980). E para a obtenção do ângulo zenital solar utilizou-se a seguinte equação (04), conforme Iqbal (1983).

$$\cos Z = \sin(\delta) \sin(\varphi) \cos(s) \sin(\delta) \cos(\varphi) \sin(s) \cos(\gamma) + \cos(\delta) \cos(\varphi) \cos(s) \cos(\omega) + \cos(\delta) \sin(\varphi) \sin(s) \cos(\gamma) \cos(\omega) + \cos(\delta) \sin(\gamma) \sin(s) \sin(\omega) \quad (04)$$

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, 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.

$$d_r = 1 + 0,033 \cos(2 \pi \text{DDA} / 365) \quad (05)$$

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

Etapa 3 – Índice de vegetação

Os índices de vegetação, aqui obtido, diz respeito ao Índice de Vegetação Ajustado para os efeitos do Solo (SAVI) e ao Índice de Área Foliar (IAF).

O (SAVI) é um índice que visa atenuar os efeitos espectrais de “fundo” do solo podendo ser obtido por meio da equação (07) formulada por Huete (1988).

$$(07) \quad SAVI = \frac{(1+L) \times (\rho_4 - \rho_3)}{(L + \rho_4 + \rho_3)}$$

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 (08) empírica calibrada por Allen et. al. (2002).

$$(08) \quad IAF = - \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91}$$

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 (ϵ_{NB}). Neste caso calculam-se as emissividades, seguindo a proposta de Allen et. al. (2002), a partir das equações (09 e 10).

$$(09) \quad \epsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331.IAF$$

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

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 (11), obtém-se a temperatura da superfície em (K), posteriormente utilizando a relação $T^{\circ}\text{C} = \text{TK} - 273,5$ converteu-se a temperatura de (K) para a temperatura em graus celsius.

$$(10) \quad T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)}$$

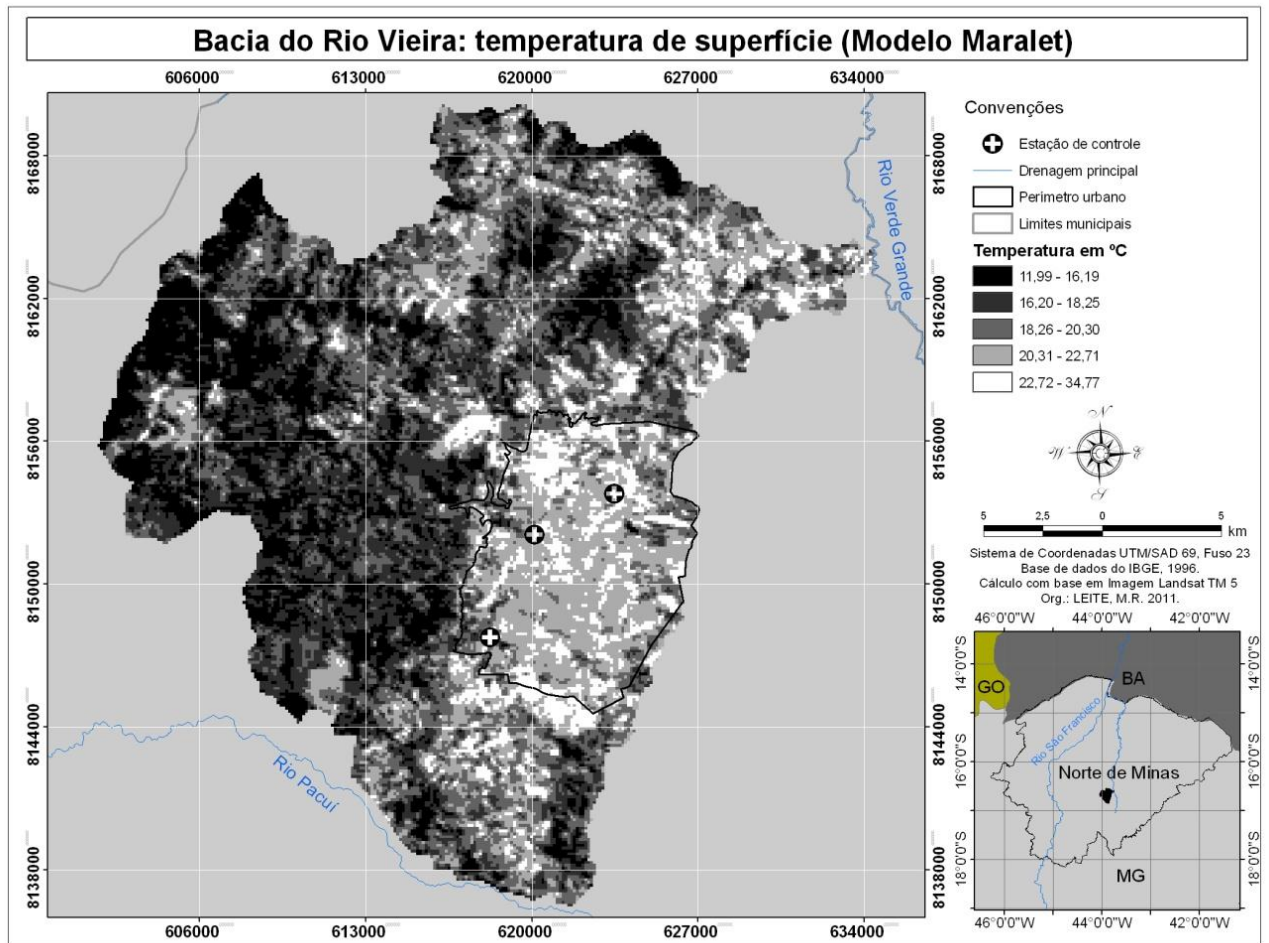
Em que, $K_1 = 607,8 \text{ Wm}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$, e $K_2 = 1261 \text{ K}$, que são constantes de calibração da banda termal do TM Landsat 5.

Posteriormente as relações entre cada mapeamento com os dados de controle foram analisados com o auxílio de um SIG.

Resultados

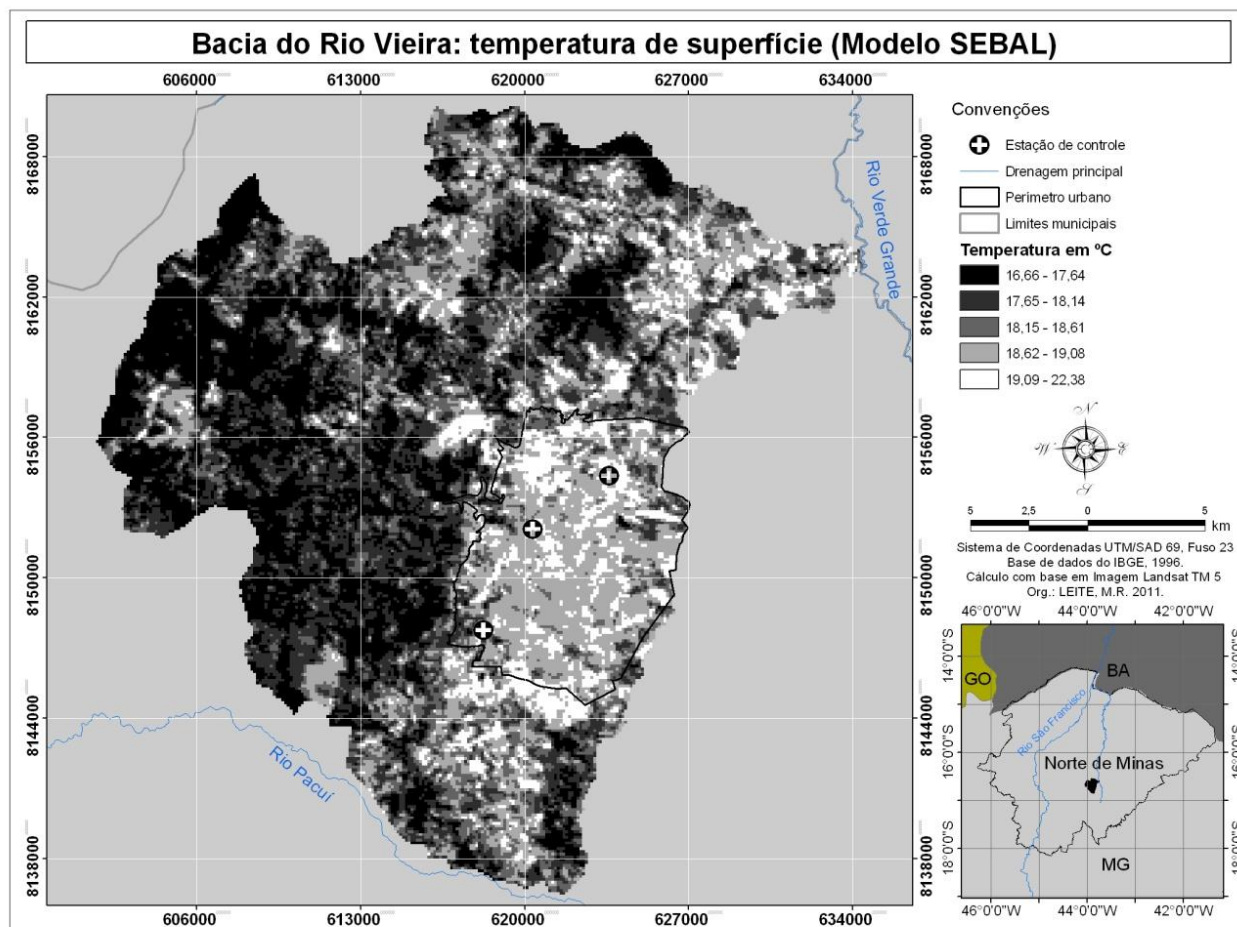
O modelo de Maralet et. al. (1985) obteve temperatura mínima de $11,99^{\circ}\text{C}$ e máxima de $34,77^{\circ}\text{C}$, como pode ser verificado pela análise da Figura 04. Os resultados do SEBAL registraram temperaturas mais amenas, para a máxima, sendo a mesma correspondente a $22,38^{\circ}\text{C}$ e temperaturas mais elevadas para a mínima $16,6^{\circ}\text{C}$, conforme Figura 05.

Figura 04 - Temperatura de superfície da Bacia do Rio Vieira (Método Maralet. et.al 1985)



Fonte: Imagens Landsat TM 5, no formato digital de 17/8/2010.

Figura 05 - Temperatura de superfície da Bacia do Rio Vieira (Método SEBAL)



Fonte: Imagens Landsat TM 5, no formato digital de 17/8/2010.

Os valores obtidos correspondentes aos pixels de referência, isto é, onde as estações fornecem medidas a nível do solo, expressaram uma boa calibração do algoritmo SEBAL, conforme se avalia pela análise da tabela 06.

Tabela 03 – Validação dos valores de temperatura.

Estações de controle	Temperatura das estações °C	Temperatura Maralet °C	Temperatura SEBAL °C
UNIMONTES	19,2	21,75	18,82
UFMG	19,6	22,47	19,17
CPTEC	19,0	20,57	18,58

Org.: Os Autores, 2010.

O modelo de temperatura obtido através do SEBAL oscilou em relação aos dados fornecidos pelas estações de controle entre 0,38°C e 0,43 °C. Considerando a distância de aproximadamente 705 km da superfície além de toda a interferência na radiometria e

Avaliação de desempenho entre modelos de obtenção de temperatura de superfície por sensores remotos

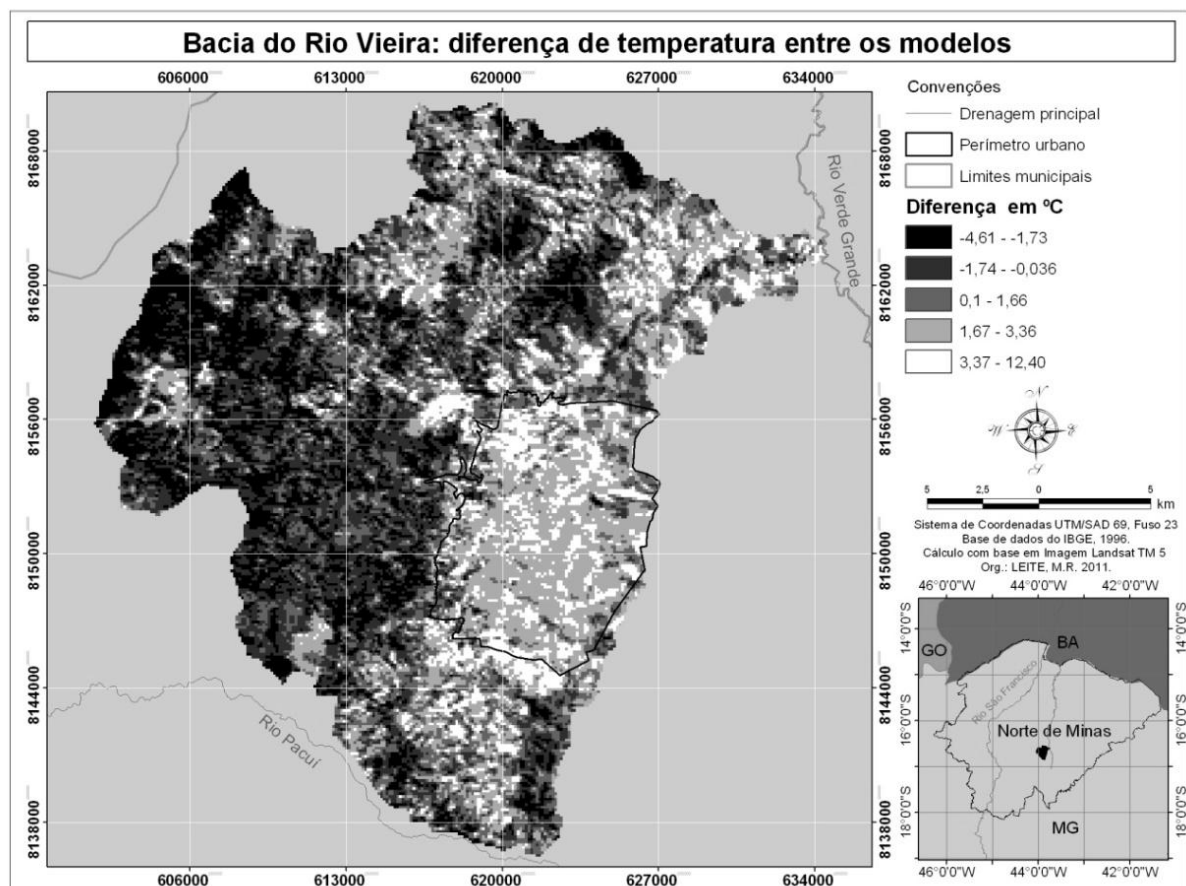
Manoel Reinaldo Leite; Jorge Luis Silva Brito

reflectância dos alvos da superfície os valores de temperatura medidos a nível do satélite se mostra eficiente quanto a aplicação do algoritmo SEBAL.

No que diz respeito aos dados obtidos pelo modelo Maralet os valores oscilaram de 1,6°C a 2,87°C entre os dados das estações e o modelo. E em relação aos valores do SEBAL 1,99°C a 3,3°C revelando uma super estimativa dos dados no modelo Maralet.

Os valores de temperatura negativos na Figura 06 revelam uma diferença de temperatura entre o SEBAL e o modelo Maralet, isto é, onde o SEBAL apresentou maiores temperaturas que o Maralet. Os valores positivos revelam a oscilação de temperatura entre o Maralet e o SEBAL.

Figura 06 – Diferença de temperatura entre os modelos.



Fonte: Imagens Landsat TM 5, no formato digital de 17/8/2010.

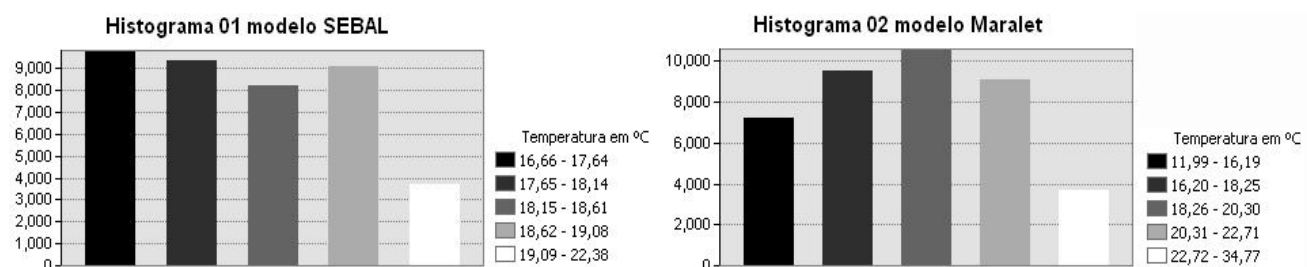
Certamente este fato está ligado a constante de calibração da equação (01) que considera dados de emissividade média para toda a cena. Neste caso, o valor de temperatura registrado no modelo Maralet se aproxima mais do poder refletor da superfície, isto é do

albedo, como exemplo pode se citar o fato de que as temperaturas das áreas de vegetação rarefeita, solo exposto e urbano apresentarem as maiores variações de temperatura.

No caso das áreas vegetadas, o modelo Maralet por se aproximar mais das medidas do albedo de superfície, sofre interferência de vários fatores, dentre os quais pode se citar a presença de água da vegetação, o ângulo de reflexão da vegetação perturbado pela ocorrência de ventos, a diferença de tons de verde no pixel que influenciará a banda do infravermelho próximo, revelando valores abaixo do esperado para a região de estudo, já que as mínimas registradas pelas estações de controle no horário de passagem do sensor apresentaram valores de temperatura entre 16 e 17 °C. No SEBAL estas perturbações são suavizadas com a consideração da emissividade de superfície pixel a pixel nos cálculos, bem como os dados de calibração das estações consideradas, fazendo com que os valores do modelo sejam mais próximos dos valores da estação de controle.

A avaliação mais detalhada da tabela 04 aponta a atenuação, pixel a pixel, das temperaturas obtidas pelo modelo SEBAL em relação ao modelo Maralet et. al. (1985), obviamente excluindo os pixels entre 11 e 16,20°C os quais são valores inexistentes, conforme apontamento dos dados das estações de controle, a possível correspondência entre os modelos apontam valores superestimados pelo modelo Maralet. Como exemplo pode avalia-se a concentração de pixels entre 18,26 e 20,3°C do histograma 02 da Figura 07, em relação a sua classe de equivalência no do histograma 01 a qual varia entre 18,15 e 18,61°C, o mesmo pode ser verificado na classe seguinte com concentrações dos valores de temperatura no histograma 02 entre 20,31 e 22,71°C enquanto no modelo SEBAL esta classe corresponde a valores entre 18,62 e 22,38°C além de aproximadamente 4000 pixels com valores superestimados entre 22,72 e 34,77°C.

Tabela 04 - Histogramas de frequência, 01 modelo SEBAL e 02 modelo Maralet.



Fonte: Imagens Landsat TM 5, no formato digital de 17/8/2010.

Os histogramas supracitados permitem duas considerações. O modelo Maralet et. al. (1985) pode ser utilizado em estudos que busque uma estimativa preliminar da área, já que ao desconsiderar a emissividade pixel a pixel da cena, no caso das imagens TM Landsat 5, os resultados podem ser comprometidos. No caso deste trabalho a o erro máximo verificado para a referência em terra pelo modelo Maralet foi de 2,87°C, contudo, em superfícies com alto poder refletor as variações podem atingir níveis comprometedores como os apresentados aqui da ordem de 12,4°C.

O algoritmo SEBAL, entretanto, apresentou melhor desempenho, certamente por considerar uma sequência de variáveis que ao cômputo final dos valores se aproximaram dos dados de controle. Fato que torna este algoritmo mais indicado para trabalhos cujo objetivo requer níveis mais precisos em relação à temperatura da superfície e de seus constituintes.

Conclusões

Os resultados dos mapeamentos apontaram uma variação de temperatura entre os modelos de aproximadamente 12,4°C para as máximas temperaturas e de 4,61°C para as menores temperaturas para a obtenção da temperatura da superfície da Bacia do Rio Vieira no período avaliado.

Com relação ao modelo Maralet et. al. (1985) os resultados apontaram uma tendência de aumento da temperatura diretamente relacionada ao poder de reflexão da superfície mapeada. Tal fato pode contribuir para a elevação das temperaturas da cena de forma geral. Considerando, contudo, a facilidade de obtenção de temperatura a partir deste modelo o mesmo pode ser indicado para trabalhos que busque uma caracterização rápida, preliminar e genérica da área.

No caso do algoritmo SEBAL os resultados demonstraram uma eficiência considerável entre os valores obtidos pelo modelo e os dados de referência da superfície, indicando este modelo para trabalhos que busque maior proximidade com a verdade terrestre. Desta forma, recomenda-se a utilização de mais estações de controle no intuito de maximizar o potencial deste algoritmo.

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.

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.

CPRM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 2002. **Projeto São Francisco: Caracterização Hidrogeológica da Micro Região de Montes Claros**. Angélica G. Soares, Eduardo J.M. Simões, Ely S. de Oliveira, Haroldo S. Viana – Belo Horizonte: SEME/COMIG/CPRM, 2002.

EISBERG, R. RESNICK, R. **Física Quântica**. Tradução de Paulo Costa Ribeiro, Enio Frota da Silveira e Marta Feijó Barroso. Rio de Janeiro: Campus, 1979.

GUAQUAN, D., ZHANGZHI, LI. The apparent emissivity of vegetation canopies. **International Journal of Remote Sensing**, 14(1): 183-188p., 1992.

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.

MALARET, E; BARTOLUCCI, L A; LOZANO, D F; ANUTA, P E; MCGILLEM, C D. (1985). Landsat-4 and Landsat-5 Thematic Mapper data quality analysis In: **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**. Vol. 51, pp. 1407-1416. Sept. 1985.

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.

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

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

PMMC, Prefeitura Municipal de Montes Claros, 2006. **Coletânea de Informações sobre o Município de Montes Claros, 2006**. Disponível em: <http://www.pmmc.br>, acessado em 01/09/2007.

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 ondemand 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.