

CORREÇÃO ATMOSFÉRICA PARA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE OBTIDA COM IMAGEM TM – LANDSAT 5

Juarez Dantas de Souza¹ e Bernardo Barbosa da Silva²

Recebido em 8 abril, 2005 / Aceito em 19 dezembro, 2005
Received on April 8, 2005 / Accepted on December 19, 2005

ABSTRACT. The land surface temperature (T_s) has been object of several studies. In this work the main reference is the brightness temperature (T_b), obtained from the digital number (ND) and converted to monochromatic radiance of the TM – Landsat 5 thermal band. The correct determination of T_s is based on brightness temperature, the emissivity of each pixel, the mean atmospheric air temperature and the atmosphere transmittance. In this paper it is presented an atmospheric correction algorithm of the brightness temperature. A TM – Landsat 5 image, obtained on December 10, 2000, covering irrigated areas of Petrolina, PE ($09^{\circ}24'S$; $40^{\circ}30'W$; 376 m) and its neighborhoods, and a radiossonde obtained in the same area were used to test the algorithm. According to the results, there was not a great difference between the T_s atmospheric corrected with the algorithm from that only corrected for emissivity. On the other hand, the corrected T_s and T_b differences were in general approximately equal to $5^{\circ}C$.

Keywords: Atmospheric correction, brightness temperature, spectral radiance, atmospheric transmissivity.

RESUMO. A obtenção da temperatura da superfície da terra (T_s) tem sido objeto de estudo de vários pesquisadores. Neste trabalho, a principal referência para estimar T_s é a temperatura de brilho (T_b) obtida a partir da conversão do número digital (ND) em radiância monocromática da banda termal do TM – Landsat 5. Para a obtenção da T_s deve-se conhecer, além da temperatura brilho, a emissividade de cada pixel, a transmitância e a temperatura média do ar (T_a). Neste sentido, apresenta-se uma correção atmosférica da temperatura de brilho. Utilizou-se uma imagem TM – Landsat 5 do dia 04 de dezembro de 2000, com cobertura sobre áreas irrigadas de Petrolina, PE ($09^{\circ}24'S$; $40^{\circ}30'W$; 376 m) e dados de uma radiossondagem sobre a referida área. De acordo com os resultados, a diferença entre a T_s obtida com correção apenas da emissividade e com correções da emissividade e da atmosfera, resulta em diferenças inferiores a $1^{\circ}C$. No entanto, a diferença entre a T_s corrigida e a T_b , é de aproximadamente $5^{\circ}C$.

Palavras-chave: Correção atmosférica, temperatura de brilho, radiância espectral, transmissividade atmosférica.

¹Centro de Ciências e Tecnologia da Universidade Estadual da Paraíba, Departamento de Matemática e Estatística – UEPB. Rua Juvêncio Arruda, S/N Campus Universitário, Bodocongó, 58109-790 Campina Grande, PB. Fone-Fax: (83) 3315-3340 – E-mail: juarezd@terra.com.br

²Universidade Federal de Campina Grande – UFCG, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais – CTRN, Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, Av. Aprígio Veloso, 822. Campus Universitário (Bodocongó), 58109-970 Campina Grande, PB. Fone-Fax: (83) 3310-1054 – E-mail: bernardo@dca.ufcg.edu.br

INTRODUÇÃO

Conforme Valor & Caselles (1996), a temperatura é um importante parâmetro em muitos modelos ambientais, por exemplo: na troca de energia e água entre a superfície e a atmosfera. Para estimar a temperatura da superfície em escala regional ou global torna-se necessário o uso do sensoriamento remoto (Dash et al., 2002). Neste sentido, vários autores buscam desenvolver métodos que propiciem estimativas confiáveis da Ts (Qin et al., 2001).

A radiação que o sensor de um satélite registra, emerge da superfície e ao atravessar a atmosfera sofre modificações em diferentes intervalos espectrais. A temperatura de brilho – Tb, correspondente a radiação registrada pelo sensor do satélite, é calculada pela inversão da função de Planck. Existem vários algoritmos para estimar a temperatura da superfície da terra através da temperatura de brilho; no entanto, faz-se necessário conhecer alguns parâmetros da superfície e do perfil atmosférico. Segundo Wan (1999), um bom algoritmo para determinar a temperatura de superfície depende, dentre outros fatores: i) de uma boa avaliação dos efeitos da atmosfera; ii) de uma boa estimativa da emissividade; iii) da qualidade do sensor do infravermelho termal incluindo a estabilidade da função resposta espectral e boa resolução radiométrica do satélite. No infravermelho, a radiação espectral no topo da atmosfera $L_{top}(\lambda, \mu)$ no comprimento de onda λ e ângulo zenital θ , onde $\mu = \cos \theta$, é composta pela emitância térmica da superfície da terra $L_{sup}(Ts)$ mais a radiação térmica $L_{atm}(Ta)$, produzida pela atmosfera com uma temperatura média Ta. Portanto, para fazer uma correção atmosférica, é necessário conhecer dados referentes ao perfil atmosférico, como quantidade de vapor d'água, umidade relativa, temperatura e pressão. O sensor de um satélite, a uma altura z(km), observa a superfície da terra de diferentes posições, podendo estimar a temperatura de brilho associada ao ângulo zenital de cada visada. No entanto, fazendo uma correção atmosférica é possível estimar a temperatura da superfície com independência geométrica (Dash et al., 2002).

Numa órbita heliossíncrona a cerca de 705 km de altura, o Landsat 5 leva a bordo um sensor (Thematic Mapper – TM) que registra a radiação que emerge do topo da atmosfera em sete bandas espectrais, sendo seis de ondas curtas (canais refletivos) e uma de onda longa (canal termal: 10,5 μm – 12,5 μm). Apesar do Landsat 5 ter apenas um canal termal, sua resolução de 120 m \times 120 m tem atraído o interesse de pesquisadores em estudos e pesquisas da superfície terrestre.

Para obter a Ts a partir dos dados TM – Landsat 5 com precisão é necessário fazer correções: i) da radiação detectada; ii)

da emissividade, ϵ_0 , de cada pixel da superfície; e iii) dos efeitos atmosféricos produzidos por gases, vapor d'água, aerossóis etc. Não obstante, há vários estudos que estimam Ts fazendo apenas uma correção referente à temperatura de brilho, o que produz erros consideráveis.

No algoritmo SEBAL – Surface Energy Balance Algorithm for Land (Bastiaanssen et al., 1998) Ts é estimada apenas com base em Tb e ϵ_0 sem fazer qualquer consideração aos efeitos atmosféricos. O objetivo deste trabalho é estimar Ts considerando os efeitos atmosféricos.

MATERIAIS e MÉTODOS

Disponibilidade de dados

O modelo que se propõe foi aplicado à região polarizada pela cidade de Petrolina, PE (09°24'S; 40°30'W; 376 m). Utilizou-se uma imagem do TM – Landsat 5 obtida em 04 de dezembro de 2000 (órbita 217 e ponto 67) e dados de pressão, temperatura e umidade, obtidos de uma radiossondagem.

Cálculo da temperatura de brilho

O uso do sensoriamento remoto para estimativa da temperatura da superfície da terra tem como referência a função de Planck, que relaciona a radiação térmica $B(\lambda, T)$ emitida por um corpo negro, em função do comprimento de onda (λ) e da sua temperatura (T), através da expressão:

$$B(\lambda, T) = \frac{C_1}{\lambda^5 (e^{C_2/\lambda T} - 1)} \quad (1)$$

em que: $C_1 = 1,19104356 \times 10^8 \text{ W } \mu\text{m}^4 \text{ m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$ e $C_2 = 1,4387685 \times 10^4 \mu\text{m K}$ são constantes, T é a temperatura (K) e λ é o comprimento de onda (μm).

Em se tratando de um corpo cinza, cuja emissividade é $0 < \epsilon(\lambda) < 1$, tem-se que a radiação $L(\lambda, T)$ emitida ($\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) por esse corpo, é dada por:

$$L(\lambda, T) = \epsilon(\lambda)B(\lambda, T) \quad (2)$$

O sensor de um satélite fornece informações pelas quais se obtém a radiação emergente do sistema terra-atmosfera o que, conforme Sospedra et al. (1998), possibilita o cômputo da temperatura de brilho através da equação de Planck. A radiação $L(\lambda)$ ($\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) registrada pelo satélite é obtida pela conversão do nível de cinza ND, com variação entre 0 e 255, conforme a expressão:

$$L(\lambda) = L(\lambda)_{\min} + [L(\lambda)_{\max} - L(\lambda)_{\min}]Q_{ND}/Q_{\max} \quad (3)$$

em que: $Q_{max} = 255$ é o ND máximo para uma conversão AD de 8 bits; Q_{ND} é o nível de cinza de cada pixel; $L(\lambda)_{min}$ e $L(\lambda)_{max}$ correspondem às radiâncias espectrais mínima e máxima associadas ao ND mínimo e máximo, nesta ordem.

Conforme Qin et al. (2001) a banda termal do TM – Landsat 5, com centro em 11, 475 μm , apresenta os valores: $L_{min(\lambda)} = 1, 238 (\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1})$ para $Q_{ND} = 0$ e $L_{max(\lambda)} = 15, 6 (\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1})$ para $Q_{max} = 255$.

Considerando:

- i) que a temperatura de brilho corresponde à intensidade do nível de cinza do pixel transformada em radiância pela Eq.(3);
- ii) que a superfície de um pixel não é negra e tem emissividade $0 < \varepsilon_0 < 1$;
- iii) $\bar{\lambda}$ como o comprimento de onda médio da banda termal $[\lambda_1; \lambda_2]$, e a radiância $L(\bar{\lambda})$, combinando as Eqs.(1) e (2), é dada por:

$$L(\bar{\lambda}, Tb) = \varepsilon_0 \frac{C_1}{\bar{\lambda}^5 (e^{C_2/\bar{\lambda}Tb} - 1)}. \tag{4}$$

Resolvendo a Eq.(4) para Tb tem-se:

$$Tb = \frac{C_2}{\bar{\lambda} \ln \left(\frac{\varepsilon_0 C_1}{L(\bar{\lambda}) \bar{\lambda}^5} + 1 \right)} \tag{5}$$

Wukelic et al. (1989) estabelecem que a Tb pode ser estimada por:

$$Tb = \frac{K_2}{\ln \left(\frac{K_1}{L\bar{\lambda}} + 1 \right)} \tag{6}$$

em que $K_1 = 607, 76 \text{ W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ e $K_2 = 1260, 56 \text{ K}$. No entanto, cabe observar que assumindo os valores constante de C_1, C_2 e $\bar{\lambda}$ na Eq. (5) tem-se $K_1 \cong C_1/\bar{\lambda}^5$ e $K_2 \cong C_2/\bar{\lambda}$.

Radiância térmica detectada pelo satélite

A radiância que emerge da atmosfera, registrada pelo sensor de um satélite, é atenuada pelo vapor d'água, CO₂, O₃, aerossóis e outros gases de menor influência. Ainda acrescenta-se a esses fatores a influência da refletividade da superfície. No entanto, na janela atmosférica, que compreende o intervalo de 8 μm a 12 μm , na qual está o canal termal do TM – Landsat 5, a radiação que atinge a superfície, ou que é emitida por esta, é pouco atenuada pela atmosfera, sendo o vapor d'água responsável por quase todo efeito de atenuação. Dash et al. (2002) apresentam a radiância $L_{sat}(\theta, \lambda)$, detectada pelo sensor do satélite, como uma função

das radiâncias ascendente e descendente em relação ao ângulo de incidência θ e comprimento de onda λ , segundo a expressão:

$$L_{sat}(\theta, \lambda) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} [\varepsilon_0 \tau(\lambda, \theta) B(\lambda, T_s) + L^\uparrow(\lambda, \theta) + r \tau(\lambda, \theta) L^\downarrow(\lambda, \theta)] d\lambda \tag{7}$$

onde: $L^\uparrow(\lambda, \theta)$ é a radiância ascendente emitida pela atmosfera e registrada pelo sensor do satélite; $L^\downarrow(\lambda, \theta)$ a radiância descendente emitida pela atmosfera sobre a superfície; $\tau(\lambda)$ a transmitância da atmosfera; ε_0 e $r = 1 - \varepsilon_0$ são a emissividade e a refletividade da superfície, respectivamente; $[\lambda_1, \lambda_2]$ o intervalo espectral referente à banda termal.

Para McMillin (1975), conforme Hurtado et al. (1996), as radiâncias ascendente e descendente, produzidas pela atmosfera com temperatura média Ta, aqui definidas por $La(\lambda, \theta, Ta)$, podem ser dadas por:

$$La(\lambda, \theta, Ta) = (1 - \tau) B(\lambda, Ta) \tag{8}$$

Qin et al. (2001) mostraram que a diferença entre a temperatura média do ar na ascendente T_a^\uparrow e T_a^\downarrow descendente T_a^\downarrow é menor que 5°C, o que acarreta numa pequena diferença entre o cálculo das radiâncias ascendente e descendente, de forma que:

$$L^\uparrow(\lambda, \theta, T_a^\uparrow) \approx L^\downarrow(\lambda, \theta, T_a^\downarrow) = La(\lambda, \theta, Ta) \tag{9}$$

Substituindo as Eqs. (8) e (9) na Eq. (6), tem-se:

$$L_{sat}(\theta, \lambda) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \{ \varepsilon_0 \tau(\lambda, \theta) B(\lambda, T_s) + [1 - \tau(\lambda, \theta)] \{ 1 + \tau(\lambda, \theta) [1 - \varepsilon_0] \} B(\lambda, Ta) \} d\lambda \tag{10}$$

Assumindo-se um valor médio para λ no intervalo de integração, conforme mencionado acima, desprezando a dependência do ângulo de incidência e considerando $L_{sat}(\theta, \lambda)$ como a emissão térmica referente a temperatura de brilho, dada pela função de Planck, tem-se:

$$B(Tb) = \tau \varepsilon_0 B(Ts) + (1 - \tau) [1 + (1 - \varepsilon_0)] B(Ta) \tag{11}$$

Temperatura da superfície

Considerando a continuidade da função de Planck dentro do sistema terra-atmosfera, então para dois pontos P1 e P2, entre a superfície e a atmosfera, com temperaturas T_1 e T_2 , respectivamente, é possível encontrar a radiância com relação à temperatura T_2 ,

através da radiância em T_1 , utilizando a série de Taylor, ou seja:

$$B(T_1) = B(T_2) + \frac{dB(T_2)}{dT_2}(T_1 - T_2) + \frac{d^2B(T_2)}{dT_2^2} \frac{(T_1 - T_2)^2}{2!} + \dots \quad (12)$$

Considerando que a diferença entre a temperatura de brilho e a da superfície é pequena, a contribuição do termo de segunda derivada na Eq. (12) é desprezível, assim é possível encontrar a radiância referente à T_s [$B(T_s)$], conhecendo a radiância referente à T_b , [$B(T_b)$], ou seja:

$$B(T_s) = B(T_b) + \frac{\partial B(T_b)}{\partial T_b}(T_s - T_b) \quad (13)$$

Da mesma forma, encontra-se $B(T_a)$ através de $B(T_b)$, onde:

$$B(T_a) = B(T_b) + \frac{\partial B(T_b)}{\partial T_b}(T_b - T_a) \quad (14)$$

Na Eq.(11), fazendo:

$$\alpha_1 = \varepsilon_0 \tau.$$

$$\alpha_2 = (1 - \tau)[1 + \tau(1 - \varepsilon_0)].$$

$$T_s > T_b > T_a, \text{ onde: } |T_s - T_b| \approx |T_b - T_a| \leq 5,$$

e aplicando as Eqs. (13) e (14), encontra-se:

$$T_s = T_b + \Delta T \quad (15)$$

com

$$\Delta T = \frac{B(T_b)(\frac{1}{\alpha_1} - 1) - \frac{\alpha_2}{\alpha_1} B(T_a)}{\frac{dB(T_b)}{dT_b}} \quad (16)$$

e

$$\frac{dB(T_b)}{dT_b} = \frac{C_1 C_2 \exp\left(\frac{C_2}{\lambda T_b}\right)}{\bar{\lambda}^6 T_b^2 \left[\exp\left(\frac{C_2}{\lambda T_b}\right) - 1\right]^2} \quad (17)$$

Para encontrar T_s na Eq. (15), é necessário conhecer a emissividade da superfície (ε_0), a transmitância (τ) e a temperatura média do ar (T_a).

Da Eq. (15) deduz-se que a temperatura de superfície T_s corresponde à temperatura de brilho mais um acréscimo ΔT . A sensibilidade da Eq. (15) é verificada assumindo-se que a temperatura de superfície é uma função $T(\alpha_1, \alpha_2, T_a, T_b)$, tal que:

$$T_s = T(\alpha_1, \alpha_2, T_a, T_b) \quad (18)$$

Assim, o erro máximo cometido no cálculo de T_s através da Eq. (15) é o diferencial total da Eq. (18), ou seja:

$$dT_s = \frac{\partial(T_s)}{\partial T_b} dT_b + \frac{\partial(T_s)}{\partial \alpha_1} d\alpha_1 + \frac{\partial(T_s)}{\partial \alpha_2} d\alpha_2 + \frac{\partial(T_s)}{\partial T_a} dT_a \quad (19)$$

onde dT_s , dT_b , $d\alpha_1$, $d\alpha_2$ e dT_a , são os erros referentes à T_s , T_b , α_1 , α_2 e T_a , respectivamente. Os erros referentes a α_1 e α_2 estão relacionados aos erros cometidos em ε_0 e τ . A preocupação principal com os parâmetros envolvidos na radiância térmica é com a temperatura média do ar e a transmitância da atmosfera, uma vez que a emissividade da superfície é facilmente estimada.

Temperatura média do ar

Conforme Qin et al. (2001) é difícil obter um perfil médio da temperatura do ar referente ao instante da passagem do satélite. Nesse sentido, Sobrino et al. (1991) apresentam uma alternativa, onde T_a é calculada em função da distribuição vertical do vapor d'água na atmosfera, de modo que:

$$T_a = \frac{1}{w} \sum_z T_z \cdot w(z) \quad (20)$$

onde: w é a água precipitável total na atmosfera, $w(z)$ é a água precipitável entre dois níveis z_1 e z_2 , e T_z é a temperatura na altura z , determinada pela equação:

$$T_z = T_0 - R_T(z)(T_0 - T_T) \quad (21)$$

sendo: $R_T(z)$ a taxa de variação vertical da temperatura na atmosfera; T_0 a temperatura do ar a aproximadamente 2m da superfície; e T_T a temperatura no topo da camada isotérmica que se estende de aproximadamente 13 a 25 km, que para algumas atmosferas padrão varia entre 216,7 K e 218,2 K.

Fazendo $w(z) = wR_w(z)$ na Eq. (20), onde $w(z)$ é o conteúdo de vapor no nível z e $R_w(z)$ a razão entre o conteúdo de vapor no nível z pelo conteúdo total na atmosfera, tem-se:

$$T_a = \sum_z T_z \cdot R_w(z) \quad (22)$$

que desenvolvendo e considerando que na superfície $R_w(z) = 1$, encontra-se:

$$T_a = T_0 + \sum_z R_T(z) \cdot R_w(z) (T_T - T_0) \quad (23)$$

Assumindo valores médios entre atmosferas padrão para a variação de temperatura $R_T(z)$ e para a variação de concentração de vapor $R_w(z)$, T_a (K) pode ser expressa, para várias situações, como:

$$T_a = T_0 + 0,09079(T_T - T_0) \quad (24.a)$$

se forem conhecidos dados de radiossonda, ou:

$$Ta = 19,73 + 0,909T_0 \quad (24.b)$$

se forem conhecidos dados apenas da estação meteorológica e assumindo-se $T_T = 217,45$ K, como a média entre 216,7 e 218,2 K.

A Eq. (24.b) foi determinada empiricamente em função da média do perfil de temperatura das quatro atmosferas padrão apresentados por Qin et al. (2001). Esta equação fornece resultados numa precisão menor que 1,0 K para perfis de temperatura com gradiente semelhante aos de atmosferas padrão.

A concentração de vapor ($g\ cm^{-2}$) entre a superfície da terra e o topo da atmosfera, na Eq. (20), pode ser estimada através da equação de Leckner (Iqbal, 1983):

$$w = 0,493 \cdot UR \cdot \frac{e_s}{T} \quad (25)$$

sendo: T a temperatura ambiente (K), UR a umidade relativa do ar; e_s a pressão de saturação do vapor da água à temperatura ambiente (hPa), dada pela equação (Iqbal, 1983):

$$e_s = \exp(26,23 - 5416/T) \quad (26)$$

Usando medidas de radiossonda a água precipitável $w(z)$ entre dois níveis de pressão p_1 e p_2 , conforme Paltridge & Platt (1976), pode ser calculada por:

$$w(z) = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} q \left(\frac{p}{1013} \right)^{0,75} \left(\frac{273}{T} \right)^{0,5} dp \quad (27)$$

onde g é a aceleração da gravidade, q a umidade específica, $p_1 = 1010$ hPa e $p_2 =$ pressão no topo da atmosfera, p e T a pressão e a temperatura do ar no nível p , respectivamente. Neste caso, em vez de usar a Eq. (25) pode-se usar a Eq. (27).

Transmitância da atmosfera

Conforme Robert et al. (1976), a quantidade de energia transferida pela atmosfera é determinada por dois tipos de constituintes: moléculas de gás e aerossóis. Considerando que na janela de $8\ \mu m$ a $12\ \mu m$ os efeitos causados por aerossóis são desprezíveis e que a transmitância é praticamente causada pelo vapor d'água contínuo, define-se a transmitância da atmosfera τ , por:

$$\tau = e^{-KvU} \quad (28)$$

onde: Kv é o coeficiente de absorção do vapor d'água e U é o comprimento da trajetória é dado por:

$$U = \int_0^z \rho(h) dh \quad (29)$$

sendo $\rho(h)$ é a densidade do vapor d'água na altura h , dh o elemento de variação da altura entre a superfície e o topo da camada atmosférica (Liou, 1992). O valor de U na Eq. (29) pode ser estimado através da Eq. (27), ou seja, $U = w(z)$.

Conforme Liou (1992), Kv é fornecido pela equação:

$$Kv = C(v, T)[e + 0,001(p - e)] \quad (30)$$

$$C(v, T) = C(v, 296) \exp \left[6,08 \left(\frac{296}{T} - 1 \right) \right] \quad (31)$$

$$C(v, 296) = 4,18 + 5578 \exp(-0,00787v) \quad (32)$$

onde: v é o número de onda (cm^{-1}), p e e são a pressão atmosférica (atm) e a pressão parcial do vapor (atm), respectivamente, e C em $cm^2 g^{-1} atm^{-1}$.

O gráfico da Fig. 1 mostra a relação entre a transmitância e o conteúdo de vapor d'água obtido conforme equações e dados apresentados por Qin et al. (2001) para uma atmosfera com temperatura T_0 próxima à superfície. A curva de maior inclinação estabelece a relação $\tau \times w$, para $T_0 = 35^\circ$, e a curva de menor inclinação corresponde a relação $\tau \times w$, para $T_0 = 18^\circ$, conforme os referidos dados. Com os valores médios de τ entre uma atmosfera com $T_0 = 18^\circ$ e $T_0 = 35^\circ$ construiu-se um gráfico $\tau \times w$. Com base neste gráfico ajustou-se, manualmente, uma curva cuja relação entre τ e w pode ser dada por:

$$\tau = 0,951 - 0,01 \cdot w \cdot \exp \left(\frac{3w}{1+w} \right) \quad (33)$$

onde a correlação entre esta fórmula e os valores médios é de 0,998.

A terceira curva com inclinação intermediária na Figura 1, foi obtida conforme a Eq. (33), com os gráficos plotados em planilha eletrônica.

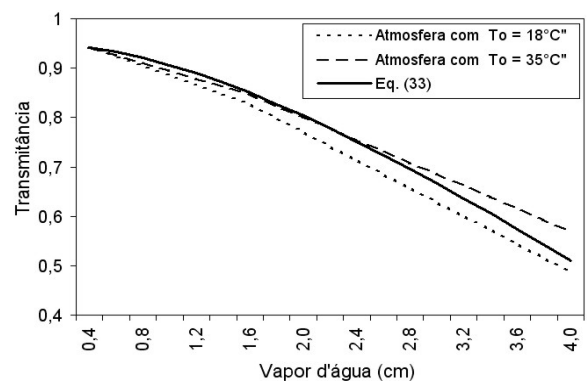


Figura 1 – Relação da transmitância com o vapor d'água. Curva de inclinação máxima (atmosfera com temperatura 35° próxima à superfície) e curva de inclinação mínima (atmosfera com temperatura 18° próxima à superfície) conforme Qin et al. (2001). Curva com inclinação intermediária refere-se à Eq. (33).

Emissividade da superfície

Conforme Dash et al. (2002), existem vários métodos de estimativa da emissividade da superfície (ϵ_0). Van de Griend & Owe (1993) definiram uma relação entre ϵ_0 e o Índice de Vegetação da Diferença Normalizada – NDVI, qual seja:

$$\epsilon_0 = 1,009 + 0,047 \ln \text{NDVI}. \quad (34)$$

De acordo com Valor & Caselles (1996) o erro cometido na estimativa de ϵ_0 pela Eq. (34) é menor que 0,7% para $0,157 < \text{NDVI} < 0,727$. Neste trabalho, a emissividade foi estimada conforme a Eq. (34). Na seção seguinte mostra-se, conforme a Fig. 2, que um erro menor que 1% em ϵ_0 acarreta um erro menor que 1K em Ts.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Sensibilidade do modelo

Para Dash et al. (2002), usando os canais 4 e 5 do AVHRR, um erro na emissividade da superfície (ϵ_0) provoca um erro significativo em Ts, de modo que uma variação em ϵ entre 0,98 e 1, para uma atmosfera de média latitude no verão, provoca um erro em Ts entre 0,2 e 1,2 K. Já Qin et al. (2001) avaliam a sensibilidade de Ts em função da equação:

$$Ts = \{a(1 - \alpha_1 - \alpha_2) + [b(1 - \alpha_1 - \alpha_2) + \alpha_1 + \alpha_2]T_b - \alpha_2Ta\} / \alpha_1 \quad (35)$$

em que $a = -67,355351$, $b = 0,458606$, α_1 e α_2 são os mesmos da Eq. (16), e T_b é a temperatura de brilho. Verifica-se com esta equação que um acréscimo de 0,01 em τ reduz Ts em menos de 0,3 K, e que esse mesmo acréscimo em ϵ produz uma redução em Ts superior a 0,6 K, o que está de conformidade com Dash et al. (2002) e em oposição ao que concluíram Qin et al. (2001).

A Figura 2 apresenta resultados de simulações feitas com o objetivo de avaliar a sensibilidade de Ts em relação à temperatura média do ar, ϵ e τ , utilizando a Eq. (15). A sensibilidade do modelo é simulada para erros de até 10% sobre $T_a = 25^\circ\text{C}$, $\epsilon = 0,9$ e $\tau = 0,75$. O resultado mostra que Ts é pouco sensível à T_a e τ , e um erro de 10% nesses parâmetros implica um erro inferior a 1 K em Ts. No entanto, Ts é bastante sensível à ϵ , e um erro de 10% em ϵ implica um erro de aproximadamente 6°C em Ts. Observa-se, ainda, na Fig. 2, que para uma margem de erro entre 9 e 10% em ϵ , a variação em Ts é de aproximadamente 1K. É interessante observar que o erro em Ts devido à ϵ , calculada conforme a Eq. (15) e a fórmula apresentada por Qin et al. (2001) para estimativa de Ts, apresenta praticamente os mesmos valores.

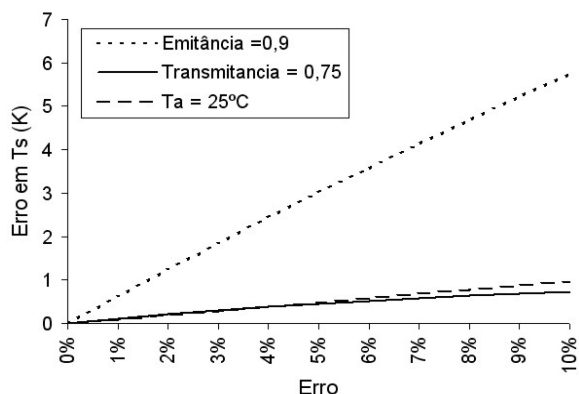


Figura 2 – Sensibilidade do algoritmo para determinação de Ts através da Eq. (15) em relação à transmitância, a emissividade e a temperatura do ar.

Simulação de resultados

Na Tabela 1, colunas 6 e 7, estão representadas estimativas de Ts. A coluna 6 apresenta resultados estimados por Qin et al. (2001) e a coluna 7 resultados estimados aplicando a Eq. (15). Fazendo uma comparação com valores reais (coluna 1), os resultados obtidos através da Eq. (15) são mais precisos do que os apresentados por Qin et al. (2001).

Aplicação com medidas de radiossonda

Para uma aplicação mais realista foram utilizados dados de radiossonda na região de Petrolina PE ($09^\circ 24'S$; $40^\circ 30'W$; 376 m) realizada em 11 de agosto de 1985. Os dados de radiossonda apresentam: pressão atmosférica próxima à superfície de 974 mb, umidade relativa de 70%, temperatura próxima à superfície $T_0(2m) = 298,55$ K e a temperatura no topo $T_1(15 \text{ km}) = 194,85$ K.

No cálculo da concentração de vapor d'água na atmosfera os valores encontrados utilizando as Eqs. (25) e (27) são muito próximos, de forma que as equações apresentadas constituem alternativas conforme seja a disponibilidade de dados. A concentração de vapor d'água na atmosfera utilizando a temperatura média do ar fornecida pela Eq. (24.b) e aplicando na Eq. (25) é $2,43 \text{ g cm}^{-2}$ e com a Eq. (27) é $2,39 \text{ g cm}^{-2}$. A transmitância estimada, para $w = 2,43 \text{ g cm}^{-2}$, com a Eq. (33) é de 0,747 e com a Eq. (28) é igual a 0,603. A temperatura média do ar estimada pelas Eqs. (23), (24a) e (24b) resulta em $T_a = 287,75$ K, 289,14 K e 291,11 K, respectivamente.

Neste trabalho utilizou-se a Eq. (24.b) para estimar T_a , a Eq. (25) para estimar a concentração de vapor e a Eq. (33) para estimar a transmitância.

Tabela 1 – Comparação de resultados com Qin et al. (2001).

Ts (°C)	Ta (°C) Estimada	Tb(°C) Simulada	Transmitância	Emitância	Ts estimada	
					QIN et al. (2001)	Proposta
20	9,13	15,57	0,702	0,965	20,13	20,06
30	13,53	24,13	0,721	0,965	30,28	30,11
40	19,69	33,39	0,744	0,965	40,37	40,13
50	26,74	42,89	0,761	0,965	50,42	50,14

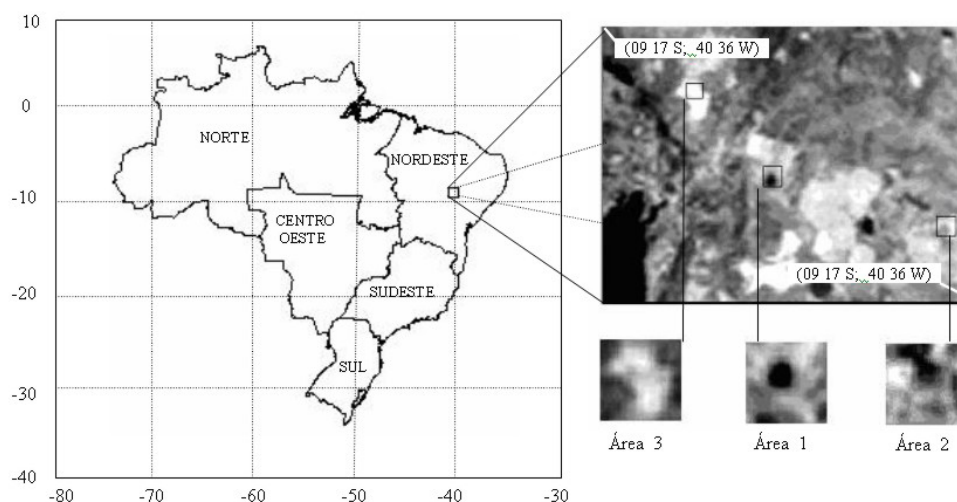


Figura 3 – Região de aplicação do algoritmo e recorte de imagem TM – Landsat 5 do dia 04 de dezembro de 2000. Áreas 1, 2 e 3 com (51 × 51) pixels. Área 1 (predomínio de solo vegetado), Área 2 (Solo quase homogêneo), Área 3 (predomínio de solo nu).

Aplicação em imagens TM – Landsat 5

O algoritmo proposto foi aplicado a um recorte de imagem do TM – Landsat 5 do dia 04 de dezembro de 2000. A localização da imagem é ilustrada na Fig. 3, a qual retrata a carta da radiância do canal termal. Nesta imagem, com o intuito de observar o comportamento do algoritmo em superfícies distintas, foram selecionadas três subáreas (Áreas 1, 2 e 3, cada qual com 51 × 51 pixels) com características superficiais diferentes. A Área 1 apresenta uma superfície com predominância de solo vegetado, a Área 2 apresenta uma superfície mais ou menos homogênea e a Área 3 uma superfície onde predomina solo nu (argila).

Os parâmetros de entrada do algoritmo (temperatura e transmitância da atmosfera), foram obtidos a partir de medidas de pressão (968 mb), temperatura ambiente próxima à superfície (28, 5°C) e umidade relativa do ar (58%) para a área em estudo, fornecidas pela estação meteorológica do INMET – Instituto Nacional de Meteorologia localizada em Petrolina, PE. Aplicando estes dados na Eq. (24.b) obtém-se Ta = 293,93 K, através da Eq. (25), com T = Ta, obteve-se w = 2,38 g cm⁻² e pela Eq. (33) encontrou-

se τ = 0, 754. Para utilizar a Eq. (28) o valor de U (comprimento da trajetória) deve ser calculado conforme a Eq. (25).

No que segue, denomina-se Tb como temperatura de brilho, Tsc a temperatura da superfície com correção atmosférica, proposta neste trabalho conforme a Eq. (15), e Tss representa a temperatura da superfície com correção da emissividade, mas sem correção, atmosférica calculada conforme a expressão (Markhan & Barker, 1986):

$$T_{ss} = \frac{K_2}{\ln(\frac{\epsilon_0 K_1}{L_\lambda} + 1)} \tag{36}$$

onde K₁ e K₂ têm os mesmos valores da Eq. (6) e ε₀ é a emissividade de cada pixel, estimada conforme a Eq. (34).

As Figs. 4A – 4F apresentam o comportamento de Tb, Tss e Tsc. As Figs. 4A, 4C e 4E mostram a variação dos valores mínimos, médios e máximos, de Tb, Tss e Tsc para as subáreas indicadas na Fig. 3. Observa-se nestas figuras, que as menores diferenças entre Tsc e Tss acontecem nos valores mínimos para a área 1 onde Tsc – Tss = –0,29 K e para a área 3 em que Tsc –

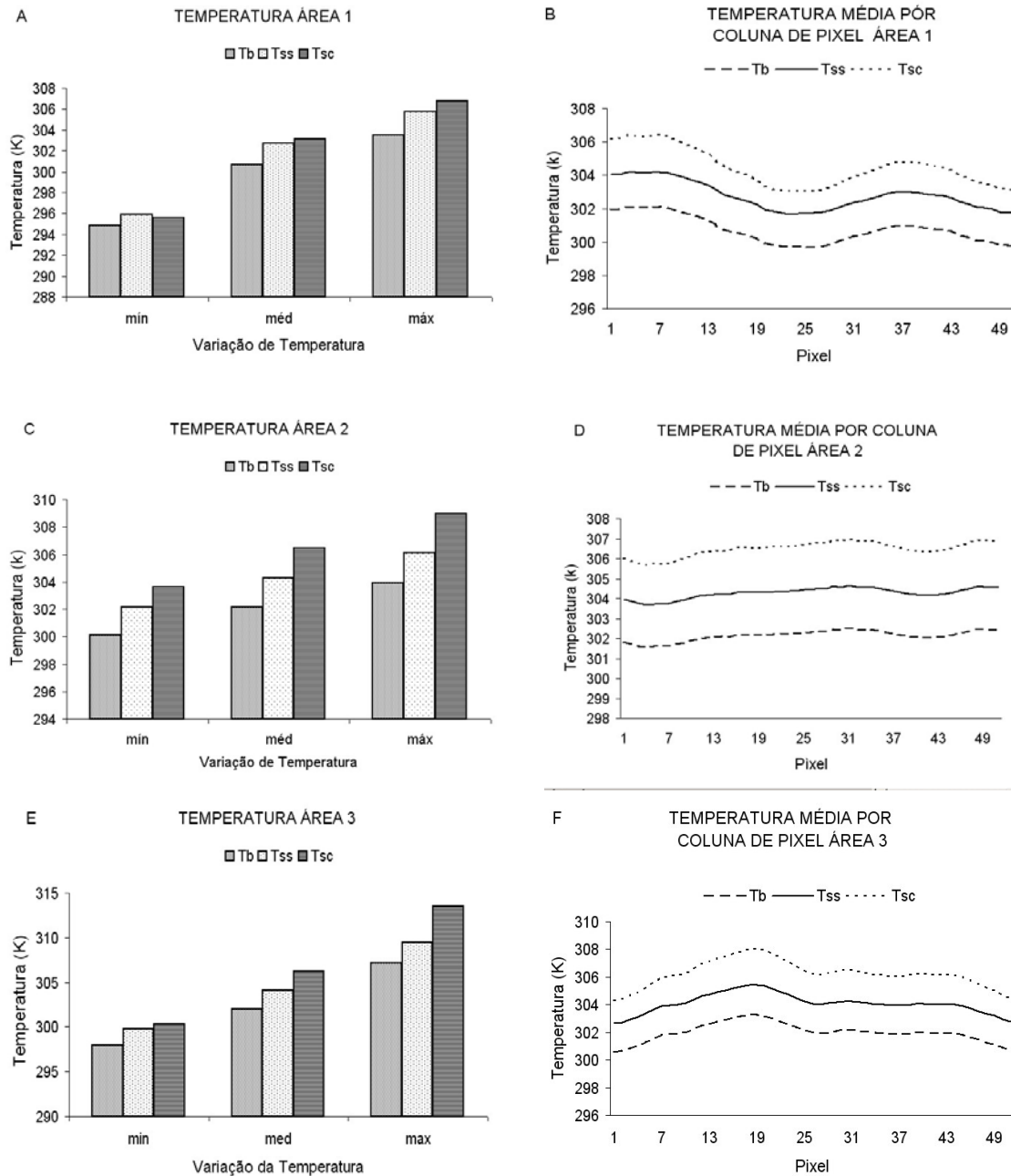


Figura 4 – A, C e E, mostram a variação de Tb, Tss e Tsc para as subáreas A1, A2 e A3 indicadas na Figura 3. B, D e F mostram a variação média para as mesmas subáreas.

Tss = 0,69 K. Em todos os outros casos tem-se $0,69 < Tsc - Tss \leq 4,04$ K e Tss > Tb sempre. As Figs. 4B, 4D e 4F apresentam a variação média por pixel, definindo melhor a comparação entre Tsc, Tss e Tb, onde $Tsc - Tss < 2$ K e $Tss - Tb < 2$ K. A Tabela 2 mostra os parâmetros da distribuição de Tb, Tss e Tsc em toda área da Fig. 3. Os dados mostram que ΔT na Eq. (16)

é sempre menor que 4,2 K. Para o valor mínimo da temperatura nota-se um erro, em que $Tsc < Tb$ em decorrência da temperatura de brilho mínima (288,88 K) ser inferior a temperatura média do ar ($Ta = 293,9$ K) empregada no algoritmo para toda cena. A superfície da região em estudo é bastante diversificada em alguns pontos da cena; existem lagos, vegetação e solo nu, de forma que

Tabela 2 – Parâmetros da distribuição de T_b , T_{ss} e T_{sc} , expressos em K, referentes a toda cena da Figura 3.

	Mínima	Média	Máxima	Mediana	Moda	Desvio Padrão
T_b	288,88	299,78	307,63	299,65	300,09	2,22
T_{ss}	290,66	301,77	309,87	301,69	302,14	2,39
T_{sc}	287,73	303,12	314,07	302,95	303,57	3,57
$T_{sc}-T_{ss}$	-2,93	1,35	4,20	1,26	1,43	–

a temperatura próxima à superfície em alguns pontos pode ser bem inferior ao valor médio assumido. No entanto, nota-se que esse fato tem pouca influência na média dos resultados.

CONCLUSÕES

Como foi visto, este é um método simples e prático, sem prejuízo de precisão, para estimar a temperatura da superfície através de imagens do TM – Landsat. O método usa apenas dados de umidade relativa do ar, pressão e temperatura ambiente. Os principais parâmetros: temperatura média do ar, concentração de vapor e transmitância da atmosfera, necessários a correção atmosférica, são determinados de forma simples sem comprometer a precisão dos resultados. As simulações feitas, apresentadas na Tabela 1, apresentam uma boa performance na estimativa da temperatura da superfície. O método apresenta uma sensibilidade relativamente baixa em relação à temperatura e a transmitância da atmosfera, o que de certa forma justifica a pouca diferença com relação ao cálculo da temperatura da superfície sem correção atmosférica.

Os resultados sintetizados na Fig. 4 e na Tabela 2 mostram a necessidade de fazer correção atmosférica no sentido de estimar valores mais precisos da temperatura da superfície. O vapor d'água na atmosfera é o principal absorvente no canal termal; quanto maior sua concentração, menor a transmitância, reduzindo a radiação emergente no topo da atmosfera.

Conforme Qin et al. (1999) o fato da superfície da terra não ser homogênea para uma dada resolução espacial (escala do pixel) do sensoriamento remoto dificulta a estimativa de T_s . No sensoriamento remoto, T_s é definida como a temperatura radiométrica direcional da superfície (Dash et al. 2002) e, por conseguinte, deve estar relacionada a emissividade e temperatura do pixel. Isto sugere aplicar o algoritmo proposto apenas para regiões de pequena escala, onde seja possível assumir que a temperatura próxima à superfície seja isotermicamente homogênea. Nesse contexto, observando o valor médio da temperatura da superfície não-coriçada ($\overline{T_{ss}}$) nas Figs. 4A, 4C e 4E, observa-se que para a Área 1, onde predomina solo vegetado na superfície, $\overline{T_{ss}} = 302,75$ K com desvio padrão de 2,1 K; para a Área 2, onde a su-

perfície é praticamente homogênea, $\overline{T_{ss}} = 304,28$ K com um desvio padrão de 1,2 K; e para a Área 3, onde predomina solo nu, $\overline{T_{ss}} = 304,1$ K com desvio padrão de 3,45 K; o modelo proposto pode apresentar pequeno erro quando aplicado a superfície composta por solos heterogêneos.

Os resultados mostram que é possível assumir valores médios de temperatura do ar para uma dada região desde que sejam pequenas as diferenças entre as características dos tipos de solo que compõem a superfície, uma vez que se assume uma temperatura média do ar fixa estimada em função da temperatura próxima à superfície conforme a Eq. (24b); caso contrário, recomenda-se que esses valores médios sejam mais apurados a fim de evitar distorções como no cálculo dos valores de temperatura mínima analisada neste trabalho.

É possível que a diferença entre T_{ss} e T_{sc} seja alterada conforme a variação da quantidade de vapor d'água na atmosfera.

Para comprovar e comparar a eficiência deste trabalho com outros trabalhos sugere-se que no momento da passagem do satélite sejam feitas medidas de temperatura da superfície, de temperatura próxima à superfície, de pressão e umidade relativa, de forma a procurar obter resultados próximos ao da verdade terrestre.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Universidade Estadual da Paraíba pela liberação do primeiro autor para cursar o doutorado em meteorologia na UFCG e ao CNPq pela concessão da bolsa de PQ ao segundo autor.

REFERÊNCIAS

- BASTIAANSEN WGM, MENENTI M, FEDDES RA & HOLTSLAG AAM. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, 212-213: 198–212.
- DASH P, GOTTSCHKE FS, OLESEM FSH & FISCHER H. 2002. Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: theory and practice-current trends. *International Journal of Remote Sensing*, 23: 2563–2594.

- HURTADO E, VIDAL A & CASSELES V. 1996. Comparison of two atmospheric correction methods for Landsat TM thermal band. *International Journal of Remote Sensing*, 17: 237–247.
- IQBAL M. 1983. An introduction to solar radiation. Library of Congress Cataloging in Publication data. Academic Press Canadian, 390 pp.
- LIU KN. 1992. Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere. Oxford University Press, New York. 487 pp.
- MARKHAN BL & BARKER JL. 1986. Landsat MSS and TM post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at-satellite temperatures, EOSAT Landsat Tech. Notes (Aug.): 3–8.
- PALTRIDGE GW & PLATT CMR. 1976. Radiative Processes in Meteorology and Climatology. American Elsevier, New York, 318 pp.
- QIN Z, KARNIELI A & BERLINER P. 1999. Progress in the remote sensing of land surface temperature and ground emissivity using NOAA – AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 20(12): 2367–2393.
- QIN Z, KARNIELI A & BERLINER P. 2001. A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region. *International Journal of Remote Sensing*, 22(18): 3719–3746.
- ROBERT ER, SELBY JEA & BIBERMAN LM. 1976. Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the 8-12 μ m window. *Applied Optics*, 15(9): 2085–2089.
- SOBRINO JA, COLL C & CASELLES V. 1991. Atmospheric corrections for land surface temperature using AVHRR channel 4 and 5. *Remote Sensing of Environment*, 38: 19–34.
- SOSPEDRA F, CASELLES V & VALOR E. 1998. Effective wavenumber for thermal infrared bands application to Landsat TM. *International Journal of Remote Sensing*, 19: 2105–2117.
- VALOR E & CASELLES V. 1996. Mapping Land surface emissivity from NDVI: application to European, African, and South American areas. *Remote Sensing of Environment*, 57: 167–184.
- VAN DE GRIEND AA & OWE M. 1993. On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, 14: 1119–1131.
- WAN Z. 1999. MODIS Land – Surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document. (LST ATBD), Version 3.3, NAS5-31370, NASA/GSFC, Greenbelt MD, USA. Available in: <http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod11.pdf>.
- WUKELIC GE, GIBBONS DE, MARTUCCI LM & FOOTE HP. 1989. Radiometric calibration of Landsat Thematic Mapper Thermal Band. *Remote Sensing of Environment*, 28: 339–347.

NOTAS SOBRE OS AUTORES

Juarez Dantas de Souza. Tem 51 anos de idade. Concluiu o curso de Licenciatura Plena em Matemática no ano de 1978 na Universidade Regional do Nordeste, hoje Universidade Estadual da Paraíba – UEPB. Concluiu o curso de Mestrado em Meteorologia na Universidade Federal da Paraíba – UFPB no ano de 1995. É Professor efetivo de matemática da Universidade Estadual da Paraíba – UEPB e doutorando do Programa de Pós-graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande.

Bernardo Barbosa da Silva. Meteorologista, 52, possui Mestrado em Meteorologia e Doutorado em Recursos Hídricos, ambos na UFPB, e Pós-doutorado na Universidade do Arizona. Atua nos cursos de graduação e pós-graduação em Meteorologia (níveis mestrado e doutorado), é pesquisador do CNPq e tem orientado estudantes de graduação e pós-graduação. Já publicou cerca de 40 artigos em revistas científicas nacionais e internacionais, e concluiu a orientação de 22 mestres e 9 doutores.