

## Transmitância na atmosfera do Nordeste do Brasil nas bandas 31 e 32 do MODIS.

Juarez Dantas de Souza  
Andretti de Lima Dari  
Thays Karolyne Barbosa Lira

Universidade Estadual da Paraíba, Centro de Ciências e Tecnologia  
Av. Januncio Ferreira S/N, 58.109-790, Campina Grande - PB  
juarezdantas@uepb.edu.br  
andretti\_ld@hotmail.com  
tha\_karolyne@hotmail.com

**Abstract.** The atmosphere transmittance is fundamental in atmospheric correction processes in infrared thermal. An accurate estimate of the atmosphere transmittance requires an accurate radiative transfer model and description of the atmospheric profile. However this is impractical for operational atmospheric correction. In this work, it is shown that the Robert parameterizations are appropriate for practical applications in atmospheric profiles. It was defined a transmittance function to the atmosphere of the Brazilian Northeast in bands 31 and 32 of MODIS. This function depends only on the content of water vapor in the atmosphere and dispenses the use of data from radiosonde. It was used 100 atmospheric profiles of MOD07 product with pressures 920, 950 and 1000 mb, near the surface and 6 profiles of standard atmosphere (MacClatchey). From these atmospheric profiles, by a regression analysis, it was defined the transmission function. In the calculation of the optical depth, it was considered only the water vapor and water-vapor continuum. The optical depth in multiple layers atmospheric profile of MOD07 product was calculated using the Robert parameterizations and the radiative transfer code SBDART. In the comparison of the results, the SBDART and Robert parameterizations showed the same performance. The difference between them induces an error less than 2 % in the calculation of transmittance, which is negligible for certain purposes. The transmittance function defined in this work is simple and may be used in operational atmospheric correction scheme.

**Palavras-chave:** water vapor, radiative transfer, parameterization, vapor d'água, transferência radiativa, parametrização.

### 1. Introdução

O vapor d'água é um dos principais componentes de absorção da radiação solar na atmosfera. Ele é fundamental no cálculo de taxas de aquecimento e da transmitância. Nos últimos anos, na busca pela precisão e simplicidade no cálculo da absorção por vapor d'água, muitos trabalhos têm sido publicados (Chou and Lee, 1996; Fu and Liou, 1992; Jacobson, 2005; Baranov et al., 2008). Na faixa espectral de 8 a 13  $\mu\text{m}$ , a absorção pode ser atribuída a soma dos componentes; vapor d'água, vapor d'água *continuum* e outros gases (Ellicott et al., 2009). No caso da absorção pelo vapor d'água *continuum*, não se aplica as linha de contribuição de Lorentz (Ellicott et al., 2009). Conforme cálculos realizados com o SBDART (*Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer*) em 11,03 e 12,03  $\mu\text{m}$ , a absorção por vapor d'água *continuum* é muito superior a do vapor d'água.

Robert et al. (1976) apresentaram um método simples para estimar a absorção por vapor *continuum* na faixa de 8 a 13  $\mu\text{m}$ . Nessa faixa, conforme Mlawer et al. (1999), os resultados estimados pelo método de Robert têm a mesma precisão que o método CKD (Chough, Kneizys and Davies). French et al. (2003), em comparações com o código de transferência radiativa MODTRAN (*MODerate resolution atmospheric TRANsmission*) sugerem, no método de Robert, um pequeno ajuste relativo ao número de camadas do perfil atmosférico. Baranov et al. (2008) utilizaram a mesma forma que Robert et al. (1976) para estimar a absorção por vapor d'água *continuum* entre 8 e 12,5  $\mu\text{m}$  em regiões com temperaturas entre 310 e 360 K, introduzindo dados experimentais em laboratório.

Um método consagrado na estimativa da absorção por vapor d'água é o denominado *k-distribution* (Fu and Liou, 1992), o qual é apresentado de forma distinta na versão de muitos

autores, dentre eles; Chou and Lee (1996), Jacobson (2005), Li and Barker (2005). Embora esse método tenha apresentado resultados com boa precisão, para determinados fins são necessários métodos mais práticos, em particular na faixa espectral entre 8 e 13  $\mu\text{m}$ . Muitos pesquisadores que não trabalham na área de radiação, têm conhecimentos limitados com relação à transferência radiativa ou a utilização de códigos de transferência radiativa, por isso, sempre buscam métodos mais simples de fácil aplicação.

A transmitância da atmosfera, relativa ao vapor d'água, depende da quantidade e da distribuição vertical do mesmo em toda coluna atmosférica. Neste trabalho, usa-se o perfil vertical atmosférico referente ao produto MOD07. O MOD07 é um produto do sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) a bordo do satélite Terra da missão *Earth Observing System* (EOS), lançado em dezembro de 1999 e mantido pela NASA. O perfil atmosférico MOD07, apresenta 20 níveis de pressão; 1000, 950, 920, 850, 780, 700, 620, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 e 5 (mb). Na região do NE, ele apresenta muita variação, o nível de pressão 1000 mb encontra-se em áreas do litoral e os níveis de 950 mb e 920 mb no interior com predominância em 950 mb.

## 2. Metodologia

Neste trabalho, foram utilizados 6 modelos de atmosfera padrão (Tropical, US 62, Média latitude de verão, Média latitude de inverno, Sub-Ártica de verão e Sub-Ártica de inverno) e 100 perfis atmosféricos MOD07, disponibilizados pela plataforma Terra, no site <<http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/search.html>>, acessado em 30/09/2010, para a região do Nordeste do Brasil (NE) no ano de 2009. A quantidade total de vapor d'água nos modelos de atmosfera de MacClatchey varia entre 0,87  $\text{g.cm}^{-2}$  na atmosfera de Média latitude de inverno a 4,2  $\text{g.cm}^{-2}$  na atmosfera Tropical. No SBDART o perfil de cada atmosfera padrão é distribuído em 33 camadas.

Com dados do MOD07 ilustra-se, na Figura 1, uma média da variação da pressão a superfície ( $P_0$ ) classificada em quatro faixas; (910, 940), (940, 970), (970, 1000) e (1000, 1020) mb no ano de 2009. Mediante essa variação, foram selecionados perfis MOD07 com 20, 19 e 18 camadas com níveis de pressão próxima à superfície em 1000, 950 e 920 mb, respectivamente. Para cada nível de pressão foram selecionados 33 perfis atmosféricos. Nesse conjunto de dados, a quantidade total de vapor d'água na coluna atmosférica variou entre 1,7 (com nível de pressão em 920 mb) e 6,9  $\text{g.cm}^{-2}$  (com nível de pressão em 1000 mb).

Conforme Ellicott et al. (2009), a profundidade óptica total ( $\tau$ ) na faixa espectral entre 8 e 13  $\mu\text{m}$  corresponde a soma das profundidades do vapor d'água ( $\tau_{h_2O}$ ), vapor d'água *continuum* ( $\tau_{h_2Oc}$ ) e outros gases ( $\tau_{out}$ ), ou seja;

$$\tau = \tau_{h_2O} + \tau_{h_2Oc} + \tau_{out} \quad (1)$$

A absorção por outros gases é desprezível e a contribuição do vapor d'água é pequena. Já a do vapor d'água *continuum* que não segue o perfil de Lorentz é o principal componente de absorção na janela termal de 8 a 13  $\mu\text{m}$ .

Na atmosfera, a profundidade óptica,  $\tau_{wi}$ , numa camada  $i$  entre dois níveis consecutivos de pressão  $P_{i-1}$  e  $P_i$  com uma quantidade de vapor  $w_i$  ( $\text{g.cm}^{-2}$ ) foi calculada conforme a expressão:

$$\tau_{wi} = \frac{\beta_i + \beta_{i-1}}{2} w_i, \quad (2)$$

na qual  $\beta$  ( $\text{cm}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ ) é o coeficiente de absorção calculado conforme a expressão (Robert et al., 1976):

$$\beta = C(v, T)[e + 0,002(p - e)] \quad (3)$$

$$C(v, T) = C(v, 296) \exp \left[ 6,08 \left( \frac{296}{T} - 1 \right) \right] \quad (4)$$

$$C(v, 296) = 4,18 + 5578 \cdot \exp(-0,00787v) \quad (5)$$

em que  $v$  é o número de onda ( $\text{cm}^{-1}$ ),  $p$  (atm) e  $e$  (atm) são a pressão total do ar e a parcial do vapor, respectivamente;  $C(v, T)$  ( $\text{cm}^2 \text{g}^{-1} \text{atm}^{-1}$ ) corresponde ao coeficiente de absorção na temperatura  $T$  (K). O termo exponencial na Equação 4 corresponde à dependência de  $C(v, T)$  com a temperatura.

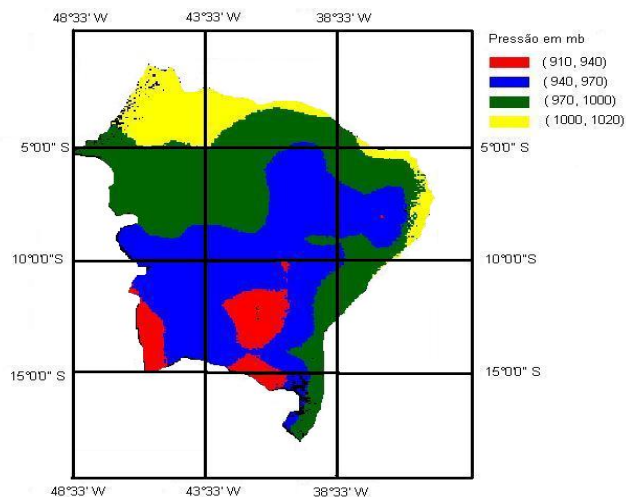


Figura 1. Variação da pressão a superfície ( $P_0$ ) no Nordeste do Brasil no ano de 2009.

Para verificar a eficiência das parametrizações de Robert et al. (1976), foram feitas comparações com o SBDART no cálculo da profundidade óptica.

A transmitância devido ao vapor d'água na camada  $i$  ( $\Gamma_{wi}$ ) foi estimada pela expressão:

$$\Gamma_{wi} = \exp(-\tau_{wi} m_0) \quad (6)$$

em que  $m_0$  é a secante do ângulo zenital. A transmitância total,  $\Gamma_w$ , referente a uma atmosfera dividida em  $N$  camadas foi estimada pela equação:

$$\Gamma_w = \prod_{i=1}^N \Gamma_{wi} \quad (7)$$

A Equação 7 foi aplicada a cada um dos 100 perfis atmosféricos do MOD07. Fazendo uma análise de regressão linear com os resultados obtidos, foram definidas as funções de transmitâncias para as bandas 31 e 32 do MODIS no Nordeste do Brasil conforme as expressões;

$$\Gamma_{b31} = 0,005w^2 - 0,169w + 1,192 \quad (8)$$

$$\Gamma_{b32} = 0,0117w^2 - 0,242w + 1,261 \quad (9)$$

### 3. Resultados e Discussão

Na comparação, SBDART x Robert, os resultados mostram que a profundidade óptica estimada com a Equação 2 (parametrizações de Robert et al., 1976) corresponde a soma das contribuições por absorção do vapor d'água e vapor d'água *continuum* estimadas no SBDART. Foram realizados cálculos para as bandas 31 e 32 do MODIS com centro em 11,03  $\mu\text{m}$  e 12,04  $\mu\text{m}$ , respectivamente. Por apresentarem desempenhos semelhantes, optou-se por apresentar resultados apenas para 11,03  $\mu\text{m}$ .

Na Figura 2, apresenta-se uma comparação da profundidade óptica estimada pelo SBADART e pelas parametrizações de Robert, para os seis modelos de atmosfera padrão de MacClatchey. Observa-se que acima dos 8 km de altitude a profundidade óptica é próxima a zero e que o método de Robert apresenta desempenho compatível com o SBDART. A maior diferença entre eles registra-se na atmosfera Sub-Ártica de inverno, nessa situação a profundidade óptica total da atmosfera varia de 0,028 no SBDART para 0,025 em Robert, produzindo uma diferença insignificante de 0,04 % na transmitância da atmosfera. Nas demais situações a comparação SBDART x Robert apresenta diferenças muito pequenas, as quais acarretam diferença menor que 2 % na transmitância da atmosfera.

Os resultados ilustrados nas Figuras 3, 4 e 5 referem-se a perfis atmosféricos MOD07 na região do Nordeste do Brasil. Em cada figura apresenta-se o desempenho para 10 perfis atmosféricos; atm1, atm2, atm3, ..., atm10.

Na Figura 3, ilustra-se resultados com nível de pressão 920 mb próxima à superfície, correspondendo a 18 camadas atmosféricas. A quantidade de vapor d'água na atmosfera varia entre 2,2 e 4,0  $\text{g.cm}^{-2}$  e a profundidade óptica entre 0,18 e 0,64. Na comparação SBDART x Robert, a maior diferença é de 0,64 para 0,67 na atm4, representando uma diferença de apenas 3 % na transmitância. Nos demais casos a diferença resultante no cômputo da transmitância é menor que 1,3 %.

Na Figura 4, mostra-se resultados com nível de pressão 950 mb próxima à superfície, correspondendo a 19 camadas atmosféricas. A quantidade de vapor d'água na atmosfera varia entre 2,8 e 5,3  $\text{g.cm}^{-2}$  e a profundidade óptica entre 0,25 e 0,83. A maior diferença na comparação SBDART x Robert é de 0,65 para 0,68 na atm2 e de 0,80 para 0,83 na atm4, representando uma diferença de aproximadamente 3 % na transmitância. Assim como na aplicação anterior. Nos demais casos, a diferença é a mesma verificada na aplicação anterior que 1,3 %.

Na Figura 5, mostra-se resultados com nível de pressão 1000 mb próxima à superfície, correspondendo a 20 camadas atmosféricas. A quantidade de vapor d'água na atmosfera varia entre 4,2 e 6,9  $\text{g.cm}^{-2}$  e a profundidade óptica entre 0,42 e 1,3. A maior diferença na comparação SBDART x Robert é de 1,23 a 1,30 na atm2 e de 1,14 a 1,21 na atm4, representando uma diferença de 7,4 % no cômputo da transmitância. Nos demais casos as diferenças coincidem com as mesmas apresentadas nas Figuras 3 e 5.

Conforme os resultados ilustrados nas Figuras 3, 4 e 5, a maior diferença acontece sistematicamente nos valores máximos. No entanto, não é possível atribuir falha ao método de Robert, uma vez que se trata de casos isolados. Essa diferença pode ser decorrente de aproximações no cálculo da densidade do vapor d'água nas primeiras camadas acima da superfície. Todavia, esse fato precisa de melhor investigação.

Na Figura 6, apresenta-se resultados da transmitância da atmosfera em função da água precipitável ( $w$ ) para 100 perfis atmosféricos no Nordeste nas bandas 31 e 32 do MODIS. Os retângulos dispersos nas figuras mostram que para uma mesma quantidade de água precipitável existe mais de um valor da transmitância. Confirmando que a transmitância da

atmosfera depende da quantidade total de vapor d'água e da distribuição vertical na coluna atmosférica. As linhas sólidas correspondem às funções de transmitância nas bandas 31 ( $I_{b31}$ ) e 32 ( $I_{b32}$ ) definidas pelas Equações 8 e 9.

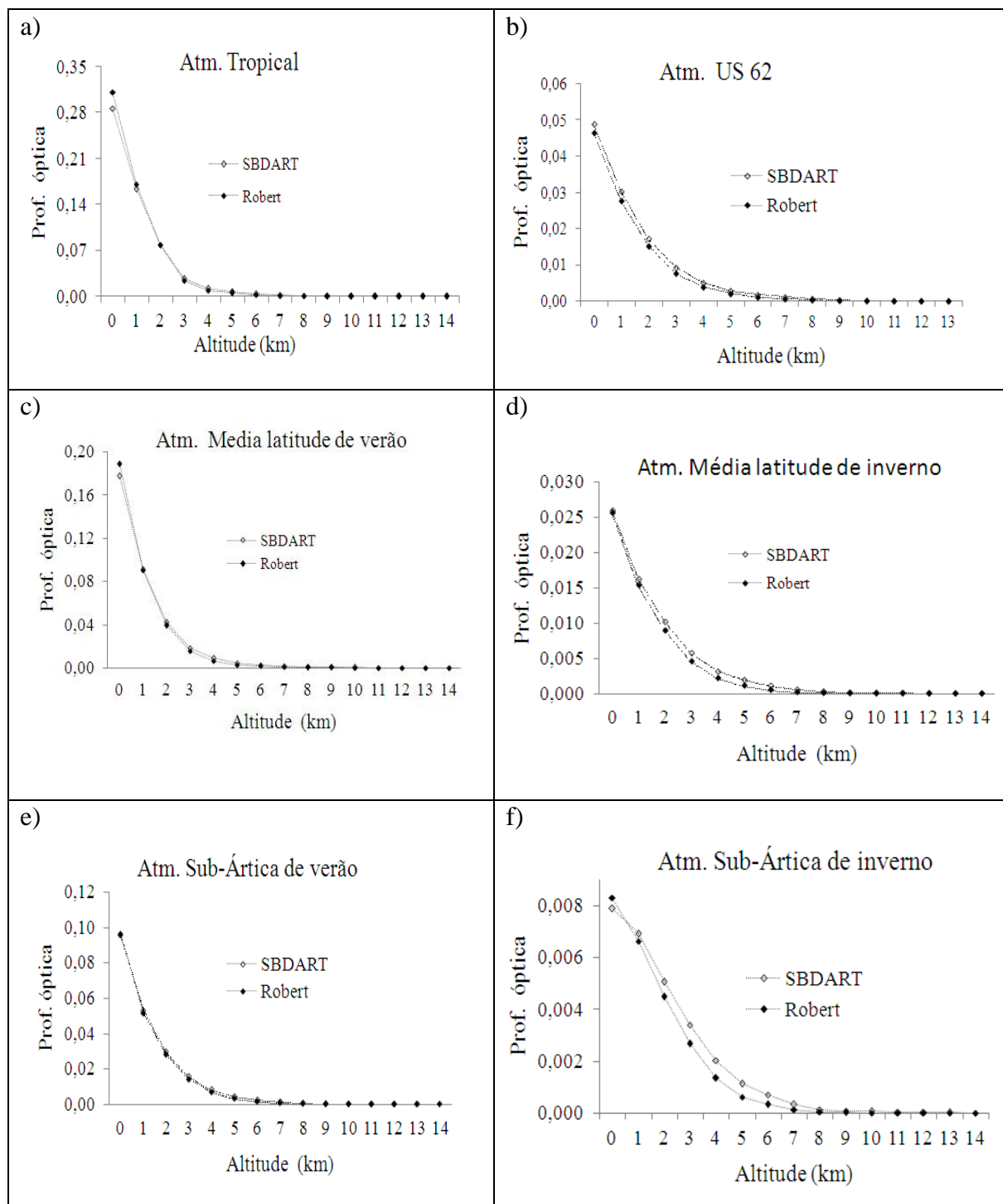


Figura 2. Profundidade óptica para o vapor d'água. Comparação entre o método de Robert e o SBDART para atmosfera padrão; a) Tropical, b) US 62, c) Média latitude de verão, d) Média latitude de inverno, e) Sub-Ártica de verão e f) Sub-Ártica de inverno.

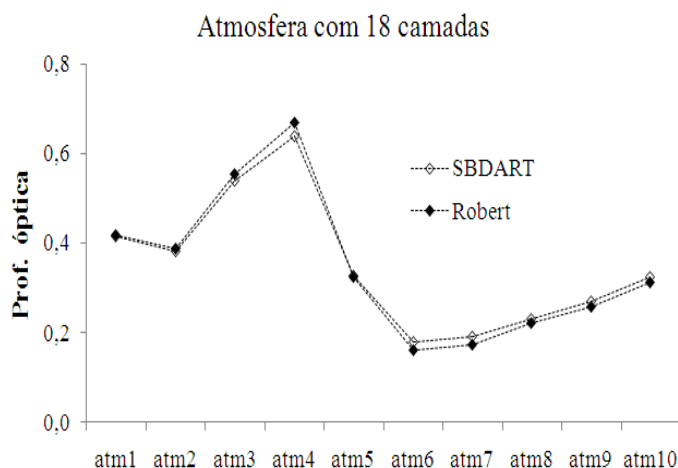


Figura 3. Comparação SBDART x Robert para perfis atmosféricos no NE com 18 níveis de pressão referentes ao perfil atmosféricos MOD07.

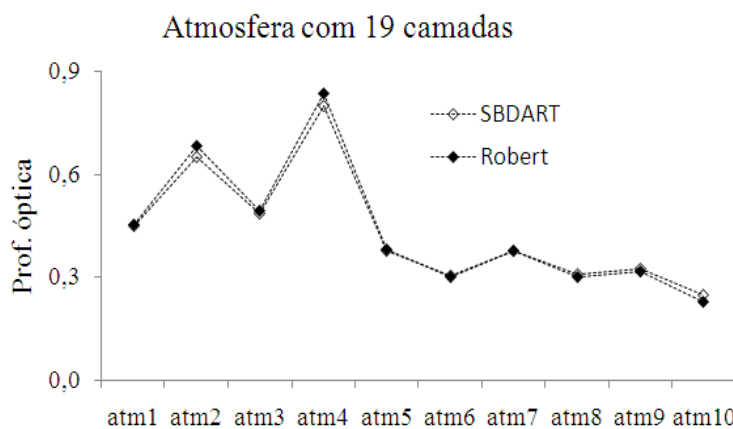


Figura 4. Comparação SBDART x Robert para perfis atmosféricos no NE com 19 níveis de pressão referentes ao perfil atmosféricos MOD07.

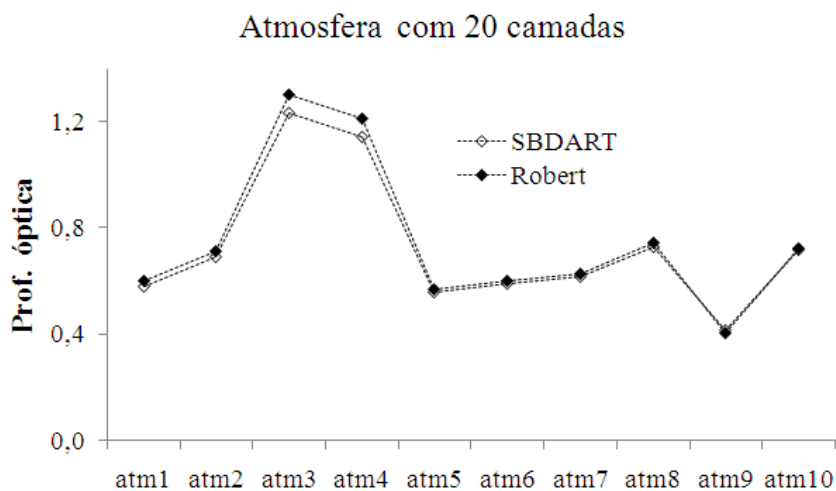


Figura 5. Comparação SBDART x Robert para perfis atmosféricos no NE com 20 níveis de pressão referentes ao perfil atmosféricos MOD07.

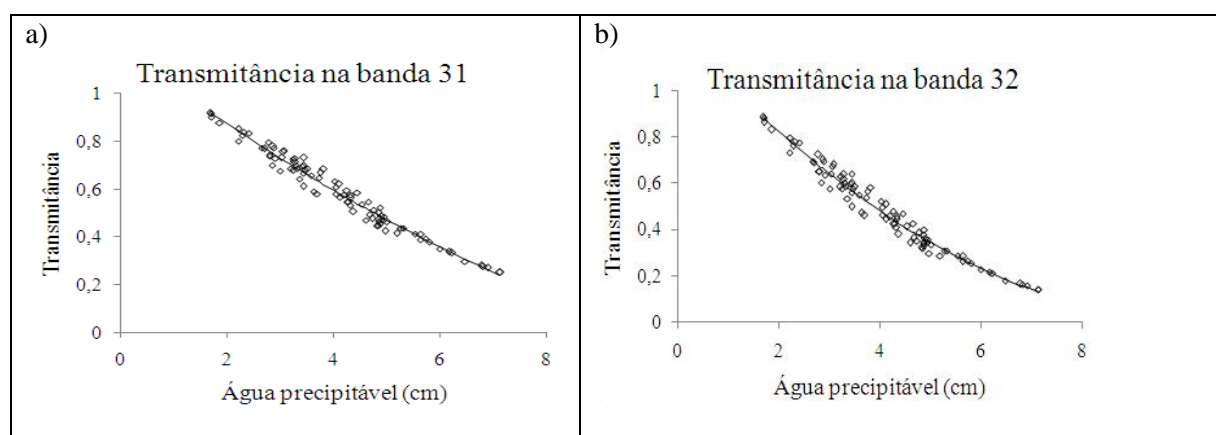


Figura 6. Variação da transmitância da atmosfera como função da água precipitável para 100 perfis atmosféricos no Nordeste; a) Transmitância na banda 31 e b) Transmitância na banda 32

#### 4. Conclusões

Os resultados apresentados na seção 3 mostram que o desempenho das parametrizações de Robert et al. (1976) são semelhantes ao desempenho do SBDART, que os erros do método de Robert em relação ao SBDART acarretam erros inferiores a 2 % no cômputo da transmitância. Com relação à dependência da profundidade óptica com a temperatura, existe uma ótima correlação entre o método de Robert e o SBDART. Conforme as diferenças apresentadas o método de Robert, embora seja considerado obsoleto por alguns pesquisadores, é um método simples e eficiente que pode ser operacionalizado de forma prática sem grandes prejuízos na precisão do resultado final de determinados parâmetros, como na correção atmosférica para determinar temperatura de superfície. As funções de transmitância deduzida para as bandas 31 e 32 do MODIS podem ser aplicadas em algoritmos operacionais de correção atmosférica sem a necessidade de conhecer o perfil atmosférico. O método empregado também pode ser utilizado para estabelecer a transmitância da atmosfera em outros comprimentos de onda entre 8 e 13  $\mu\text{m}$ .

#### Agradecimentos

Os autores agradecem a PRPGP/UEPB pelos incentivos recebidos. Os quais foram fundamentais para a realização deste trabalho.

#### Referências Bibliográficas

- Baranov, Yu. I.; Lafferty, W.J; Ma, Q.; Tipping, R. H. Water-vapor continuum absorption in the 800–1250  $\text{cm}^{-1}$  spectral region at temperatures from 311 to 363K. **Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer**; v.109, p. 2291–2302, 2008.
- Chou, M. D. and Lee, K.T. Parameterizations for the absorption of solar radiation by water vapor and ozone. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 53, p.1203–1208, 1996.
- Ellicott, E.; Vermote, E.; Petitcolin, F.; and Hook, S. J. Validation of a new parametric model for atmospheric correction of thermal infrared data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 47, n.1, p. 295–301, 2009.
- French, A. N.; Norman, J. M. & Anderson, M. C., 2003: A simple and fast atmospheric correction for spaceborne remote sensing of surface temperature. **Remote Sensing of Environment**, v. 87, p. 326–333, 2003.
- Fu, Q., and K. N. Liou, 1992: On the correlated  $k$ -distribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 49, p. 2139–2156, 1992.

Jacobson, M. Z. A refined method of parameterizing absorption coefficients among multiple gases simultaneously from line-by-line data. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, p. 506 -517, 2005.

Li, J; Barker, H. W. A radiation algorithm with correlated- $k$  distribution. part i: local thermal equilibrium. **Journal of the Atmospheric Sciences** v. 62, p. 286-309, 2005.

McClatchey, R. A.; Fenn, R. W.; Selby, J. E. A.; Volz , E. E. & Garing, J. S. Optical properties of the atmosphere. **Environment Research**. Pap. 354. Air Force Cambridge Res. Lab. Bedford, Massachusetts, 85 pp. 1971.

Mlawer, E. J.; Clough, S. A. and Brown, P. D. Recent developments in the water vapor continuum. In ninth ARM Science Team Meeting Proceedings, San Antonio, Texas, March 22-26, 1999.

Ricchiazzi, P.; Yang, S.; Gautier, C. and Sowle, D. SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the earth's atmosphere. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, p. 2101-2113, 1998.

Robert, E. R., Selby, J. E. A. & Biberman, L. M. Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the 8-12  $\mu\text{m}$  window. **Applied Optics**, v. 15, p. 2085-2089, 1976.

Ricchiazzi, P.; Shiren Yang, Gautier, C. and Sowle 1998:D. SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere. **Bulletin of the American Meteorological Society**, Vol. 79, No. 10, pp.2101-2113.