



## Determinação da temperatura em altitudes mesosféricas a partir de dados de radar meteorológico e fotômetro.

Silva<sup>1</sup>, M. B. S., Buriti<sup>1</sup>, R.A., Egito<sup>1</sup>, F., Medeiros<sup>1</sup>, A. F., Batista<sup>2</sup>, P.P., Clemesha<sup>2</sup>, B. R.

Universidade Federal de Campina Grande<sup>1</sup>  
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais<sup>2</sup>

Copyright 2007, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica.

This paper was prepared for presentation at the 10th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, held in Rio de Janeiro, Brazil, November 19–22, 2007.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 10th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction, or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

### Abstract

**There are some methods for measure the temperature in the lower thermosphere. Because the MLT is high, the only way to obtain the temperature in situ is by rockets. The goal of this work is to calculate the temperature around 90 km of altitude by a meteor radar and photometer which measure the OH(6-2) airglow emission. Both instruments operate at São João do Cariri ( 7.4°S, 325°W ). The results were compared with MSIS-E 90 model.**

### Introdução

A atmosfera terrestre é dividida em cinco camadas são elas: Troposfera (0-10 km), Estratosfera (10-50 km), Mesosfera (50--80 km), Termosfera (~80-500 km) e Exosfera (acima de 500km). Existe um grande interesse por parte da comunidade científica em obter perfil de temperatura com resolução, tanto espacial, como temporal, a fim de compreender melhor a física e a química da atmosfera terrestre. A temperatura da região da alta mesosfera e baixa termosfera, denominada de MLT, é difícil para de medir ao certo, visto que ela é alta para balões e baixa para satélites, restando apenas foguetes que podem obter um perfil de temperatura, mas, como o custo é elevado, seu uso é muito restrito. A medida de temperatura via técnica de sensoriamento remoto (instrumentos óticos, GPS) tem se tornado cada vez mais freqüente devido à precisão e facilidade de operação destes equipamentos.

O presente trabalho analisa as temperaturas na região da MLT na faixa de 85-95 km a partir do coeficiente de difusão bipolar o qual é determinado, indiretamente pelo radar meteorológico (Hocking et al 1999). A temperatura obtida pelo fotômetro na altitude em torno de 87km, por outro lado, se baseia na razão entre duas emissões da hidroxila quando relaxa de um estado excitado vibracionalmente (Takahashi et al 1998). As temperaturas obtidas são comparadas com o modelo do CIRA (Hedin et al., 1991, 1996; Fleming et al., 1990)

### Instrumentação

O radar meteorológico, tipo SKiYMET, opera no Observatório de Luminescência Atmosférica da Paraíba (OLAP), na cidade de São João do Cariri ( 7,4°S; 36,5°O ), PB, desde julho de 2004. Este equipamento mede o vento em altitudes entre 80 e 100km a partir da reflexão de ondas eletromagnéticas em regiões ionizadas formadas quando um meteoróide entra na atmosfera terrestre. Além da velocidade do vento, este radar também fornece o tempo de decaimento do sinal da onda refletida o qual depende com coeficiente de difusão ambipolar (Hocking et al 1997). A freqüência de operação do radar é de 35,24MHz, e os pulsos modulados em PRF, possuem duração de 13,33µs, tem uma taxa de repetição de 909,1µs (ou de 466,6µs). O radar conta com uma antena transmissora e 5 receptoras, tipo Yagi, formando um quadrado, com uma antena no meio de forma a reduzir as ambigüidades dos ecos recebidos. A determinação da velocidade é feita a partir da diferença de fase entre duas antenas receptoras. Tal sistema de radar detecta normalmente de 3000 a 4000 ecos meteorológicos úteis por dia.

O fotômetro, por outro lado, é um equipamento destinado à medir a intensidade absoluta da aeroluminescência proveniente de várias emissões. Ele é constituído basicamente por um sistema de lentes e 5 filtros de interferência e uma fotomultiplicadora e foi desenvolvido pelo Grupo LUME do INPE de S. J. dos Campos, SP. Detalhe sobre o fotômetro pode ser obtido em Takahashi et al. (1998). A luz proveniente de uma determinada emissão é filtrada pelo respectivo filtro e conduzida até a fotomultiplicadora que faz a contagem dos fótons e transforma este valor em unidade de radiância luminosa. Para este trabalho, medimos a intensidade da emissão da banda do OH(6-2) a partir das emissões das linhas P<sub>1</sub>(2) ( $\lambda \cong 840$  nm) e P<sub>1</sub>(4) ( $\lambda \cong 846,6$ nm) (Takahashi et al 1998). A temperatura, por outro lado, está relacionada com a razão entre estas emissões (Takahashi et al 1998)

### Resultado e Discussão

Uma das características de fundamental importância para o estudo da atmosfera é o conhecimento de suas relações intrínsecas (entre as suas variáveis) como o conhecimento dos próprios parâmetros. O presente trabalho apresenta uma aplicação e conseqüente avaliação para uma relação de considerável importância que é a relação entre o coeficiente ambipolar ( $D$ ), pressão  $P$  (em Pascal) e a temperatura ( $T$ ) da atmosfera

a uma dada altitude (Hocking, 1997). A relação entre estes parâmetros é dada pela seguinte equação:

$$D = 0,064 \times (T^2/P) \times K_0. \quad (1)$$

$K_0 = 2,5 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , é a mobilidade iônica no traço ionizado. (Chilson et al., 1996; Hocking, 1997).

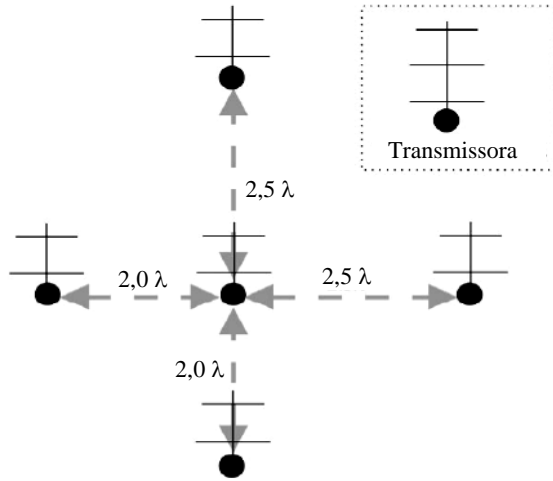


Fig. 1 – Representação da disposição das 5 antenas receptoras com as respectivas distâncias (em comprimento de onda) entre elas.

A relação entre tais parâmetros é calculada com base na difusão do traço ionizado na atmosfera. Esta difusão se deve a difusão ambipolar iônica e a difusão eddy. Por outro lado, a amplitude do eco (sinal refletido pelo traço ionizado) é reduzida à medida que ocorre a difusão do traço. A amplitude do eco é:

$$A(t) = A_0 \exp\left(\frac{-16\pi^2 D t}{\lambda^2}\right), \quad (2)$$

onde  $A_0$  é a amplitude do tempo  $t = 0$  (formação do traço) e  $\lambda$  é o comprimento de onda do radar. Da equação (2), podemos definir que o tempo para que a amplitude caia pela metade, que é o parâmetro determinado pelo radar, é:

$$\tau_{1/2} = \left(\frac{\lambda^2 \ln 2}{16\pi^2 D}\right). \quad (3)$$

Das equações anteriores, obtemos a seguinte relação entre  $\tau_{1/2}$ ,  $T$  e  $P$ , ou seja,

$$T = \sqrt{\frac{395,8 \lambda^2 P}{\tau_{1/2}}}. \quad (4)$$

A pressão  $P$  foi obtida do modelo CIRA.

A temperatura média diária para o ano de 2005, entre janeiro e dezembro, em faixas de altitude de 1km de espessura foi, então, através da Eq. (4). Assim, para o cálculo de temperatura obtida em 90km de altitude, e.g., foram utilizados informações do tempo de decaimento para região entre 90,5 e 91,5 km. A Figura 2 mostra a contagem de ecos médios diários registrada pelo radar em função da altitude para o ano de 2005. Esta figura representa o número de meteoróides utilizados no cálculo e mostra, indiretamente, o erro inerente a determinação da temperatura. Para 91km, o erro médio entre o medido e do modelo MSIS-E-90, no horário de maior incidência dos meteoróides, ou seja, 6:00h (hora local), foi de aproximadamente 25%.

A seleção dos meteoróides para efeito de cálculo de temperatura é baseada em Hocking et al. (1997), para tal rejeitamos: dados com tempo de decaimento maior do que 0,1s em altitudes acima de 96 Km e tempo de decaimento menor do que 0,05s em altitudes menores do que 84Km, dados com tempo de decaimento menores do que 0,025s e maiores do que 0,3s em qualquer altitude por existir a possibilidade de distúrbios externos, no presente trabalho, eliminamos também todos os ecos meteoróides que apresentavam qualquer ambigüidade com relação à localização do meteoro detectado.

Foi levada em conta que os meteoróides aqui estudados eram de baixa densidade e que sua região de maior incidência era entre 85 e 101 Km de altura (apesar de que podemos perceber pela comparação com o modelo MSIS-E-90 que próximos a altura de 101km os dados não são confiáveis).

A Figura 3 mostra o comportamento da temperatura ao longo do ano para 89 e 91km de altitude. Podemos perceber uma diferença significativa entre os valores calculados pela Eq.(4) e aqueles fornecidos pelo modelo. Porém, é facilmente perceptível (linha grossa suavizada) a presença de oscilações de 6 e 12 meses. Esta variação sazonal na temperatura, inclusive com maiores valores no outono, já foi observada antes em dados de aeroluminescência obtidas no mesmo local (Buriti et al., 2004), porém, para altitudes em torno de 87km, onde a taxa de emissão volumétrica do OH(6-2) é máxima. Este comportamento, com máximo no outono, não foi verificado na temperatura determinada pelo radar para 87km de altitude (Figura 3).

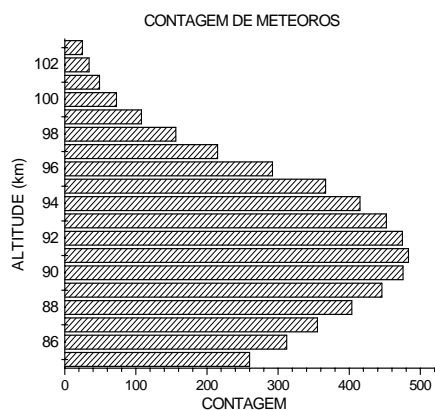


Fig. 2 – Perfil de contagem da média diária de meteoros (ecos) para o ano de 2005.

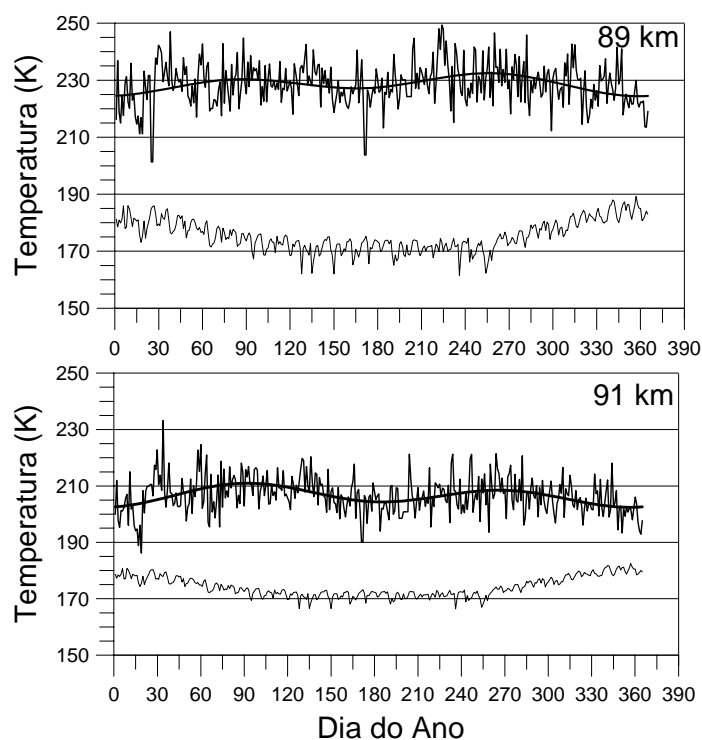


Fig. 3 – Temperatura obtida pelo radar ao longo do ano de 2005. A linha fina representa a temperatura do modelo MSIS e a linha mais grossa representa um ajuste com componentes de 6 e 12 meses.

A temperatura da atmosfera em altitudes em torno de 87km pode ser determinada através da temperatura rotacional da OH (Meriwether, 1974). Isto se deve ao fato que o tempo de vida da OH é cerca de 100 vezes menor que o tempo de colisão entre as moléculas naquelas altitudes e isto permite que haja um equilíbrio térmico entre os estados rotacionais e o ambiente.

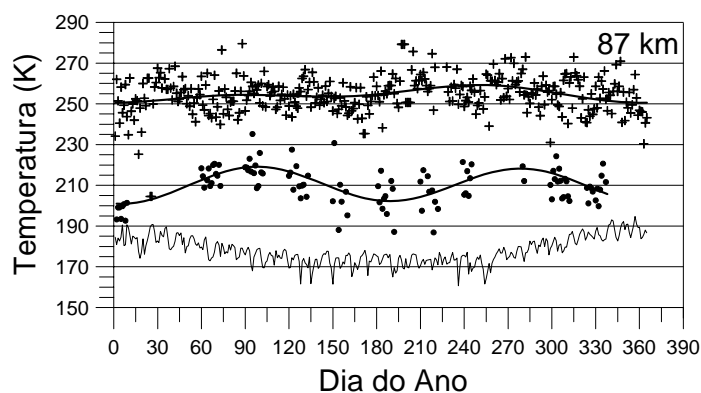


Fig. 4 – O mesmo da Figura 3 porém com a temperatura obtida pelo fotômetro para uma altitude de 87km.

A temperatura determinada pelo fotômetro e mostrada na Figura 4, representa a média noturna. Como a luz da Lua é uma fonte de contaminação da emissão do OH(6-2), as medidas de airglow ocorrem sempre no período da Lua Nova, o que acarreta em, no máximo, 13 noites de observação por mês. Além disto, se as condições de observação não forem favoráveis (céu nublado, por exemplo), este número pode cair ainda mais. A temperatura média medida a partir do OH(6-2), para o ano de 2005 ficou em torno de  $211 \pm 12$  K. A temperatura obtida pelo radar, por outro lado, nesta mesma altitude, apresentou uma média anual de  $255 \pm 11$  K, ou seja, aproximadamente 40% a mais do que a temperatura do OH.

Esta diferença de temperatura pode ser devida à utilização da pressão na determinação do coeficiente de difusão ambipolar. Os valores da pressão fornecidos pelo CIRA podem não refletir o que a atmosfera apresenta no momento das medidas e isto pode induzir um erro apreciável no cálculo da temperatura.

Entretanto, vale salientar que, para a obtenção de tais temperaturas, se observou que existia uma relação empírica determinada  $T_{\text{verdadeiro}} = 0.774T_{\text{meteoróide}} + 42.8$ , sendo  $T_{\text{meteoróide}}$  o valor da temperatura calculado pelo nosso método e  $T_{\text{verdadeiro}}$  o valor de temperatura verdadeiro (Hocking, 1999). O uso desta equação, reduziu em média, a temperatura calculada anteriormente em 14,6 K, ficando a média anual com um valor de  $\sim 240$  K a 87km. O que ainda é um valor considerável entre as temperaturas determinadas pelo radar e pelo fotômetro.

### Conclusão:

O cálculo de temperatura a partir do coeficiente de difusão ambipolar mostrou que a temperatura, no intervalo de altitude observado pelo radar meteorológico, sempre apresentou valores maiores do que aqueles fornecidos pelo modelo MSIS e também se mostrou maior que os valores da temperatura rotacional determinada por fotômetro. Porém, comportamento sazonal foi observado nos resultados. É provável que esta diferença esteja nos valores de pressão nas altitudes mesosféricas fornecidas pelo CIRA.

## Agradecimentos:

Os autores são gratos ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) e a Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de S. Paulo (FAPESP) pelo suporte financeiro e a Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), a Universidade Federal da Paraíba (UFPB) e a Prefeitura de S. J. do Cariri pela infra-estrutura disponibilizada.

## Referencias Bibliográficas:

**R.A. Buriti**, R.A., Takahashi, H., Gobbi, D., Medeiros, A.F., Nepomuceno, A.A., Lima, L.M. Semiannual oscillation of the mesospheric airglow at 7:4°S during the PSMOS observation period of 1998–2001. *JASTP*, 66, 567-572, 2004.

**Clemesha, B.**, Paulo Batista, The quantification of long-term atmospheric change via meteor ablation height measurements, *JASTP*, 68, p. 1934-1939, 2006.

**Fleming, E. L.**, Chandra, S., Barnett, J. J., and Corney, M.: Zonal mean temperature, pressure, zonal wind and geopotential height as functions of latitude. *Adv. Space Res.*, 10(12), 11-62, 1990.

**Hedin, A. E.**, Biondi, M. A., Burnside, R. G., Hernandez, G., Johnson, R. M., Killeen, T. L., Mazaudier, C., Meriwether, J. W., Salah, J. E., Sica, R. J., Smith, R. W., Spencer, N. W., Wikwar, V. B., and Viridi, T. S.: Revised Global Model of Thermosphere Winds Using Satellite and Ground-Based Observations, *J. Geophys. Res.*, 96, 7657-7688, 1991.

**Hedin, A.E.**, Fleming, E.L., Manson, A.H., Schmidlin, F.J., Avery, S.K., Clark, R.R., Franke, S.J., Fraser, G.J., Tsuda, T., Vial, F., and Vincent, R.A.: Empirical wind model for the upper, middle and lower atmosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 58, 1421-1447, 1996.

**Hocking, W. K.**, T. Thayaparan, and J. Jones., Meteor decay times and their use in determining a diagnostic mesospheric temperature-pressure parameter: methodology and one year of data, *GRL*, 24, 23, p. 2977-2980, 1997.

**Hocking, W. K.**, Temperatures using radar-meteor decay times, *GRL*, 26, 21, p.3297-3300, 1999.

**Hocking, B.**, Fuller, B. Vandeppeer, Real-time determination of meteor-related parameters utilizing modern digital technology. *JASTP*, 63, p. 155-169, 2001.

**Hocking, W. K.**, W. Singer, J. Bremen, N. J. Mitchell, P. Batista, B. Clemesha, M. Donner, Meteor radar temperatures at multiple sites derived with SKiYMET radars and compared to OH, rocket and lidar measurements, *JASTP*, 66, p. 585-593, 2004.

**Meriwether, J.W.**, High latitude airglow observations of correlated short-term fluctuations in the hydroxyl Meinel 8-3 band intensity rotational temperature. *Planet. Space Sci.*, 23, 1211-1221, 1974.

**Batista, P.P.**, Clemesha, B.R., Simonich, D.M., Taylor, M.J., Takahashi, H., Gobbi, D., Batista, I.S., Buriti, R.A., Medeiros, A.F. Simultaneous lidar observation of a sporadic sodium layer, a "wall" event in the OH and OI5577 airglow images and the meteor winds. *JASTP*, 64, p. 1327-1335, 2002.

**Takahashi, H.**, Gobbi, D., Batista, P.P., Melo, S.M.L., Teixeira, N.R., Buriti, R.A., 1998. Dynamical influence on the equatorial airglow observed from the South American sector. *Adv. Space Res.*, 21(6), 817–825, 1998.

**Takahashi, H.**, Wrasse, C.M., Gobbi, D., Nakamura, Shiokawa, T.,K., Lima, L.M. Airglow OH emission height inferred from the OH temperature and meteor trail diffusion coefficient, *Adv. Space Res.* 35, p. 1940-1944, 2005.