

ESTIMATIVA DA TEMPERATURA DA MESOPAUSA EQUATORIAL A PARTIR DE MEDIDAS POR RADAR METEÓRICO

Lourivaldo Mota Lima¹, Karine dos Santos¹, Edvaldo de Oliveira Alves¹,
Paulo Prado Batista² e Barclay Robert Clemesha²

Recebido em 30 janeiro, 2009 / Aceito em 18 novembro, 2009
Received on January 30, 2009 / Accepted on November 18, 2009

ABSTRACT. When meteoroids enter in the Earth's atmosphere, they form ionized meteor trails, which have been used for terrestrial atmospheric dynamic studies by radar techniques for more than 80 years. After its formation, the trail is dissipated mainly by ambipolar diffusion causing an exponential decrease in the echo amplitude. The signal decay constant is inversely proportional to the ambipolar diffusion coefficient, which depends on the atmospheric environment temperature and density. Recently, the decay time of the meteor echoes has been used to estimate the mesopause temperatures in northern middle and high latitudes. In this work, the decay time data, obtained by meteor radar from August-2004 to December-2007 at São João do Cariri (7.4°S, 36.5°W), were used to estimate the equatorial mesopause temperature. The results obtained during the observation period suggest that the mesopause temperature presents a semi-annual behavior, with maximum temperatures in the autumn and austral spring months, and minimum during austral summer and winter months.

Keywords: mesospheric temperature, ambipolar diffusion, meteor radar.

RESUMO. Ao ingressarem na atmosfera terrestre, os meteoróides formam trilhas de elétrons livres, as quais têm sido utilizadas há mais de 80 anos para o estudo da dinâmica da atmosfera terrestre através da técnica de radar. Após sua formação, a trilha ionizada rapidamente se expande, devido à difusão ambipolar, causando um decrescimento exponencial na potência do eco recebido pelo radar. A constante de decaimento do sinal é inversamente proporcional ao coeficiente de difusão ambipolar, que por sua vez depende da temperatura e da densidade do ambiente atmosférico. Recentemente, o tempo de decaimento dos ecos meteóricos tem sido utilizado na estimativa da temperatura média da alta mesosfera de médias e altas latitudes do hemisfério Norte. Neste trabalho, foram utilizados dados do tempo de decaimento do eco meteórico obtidos durante o período entre agosto de 2004 e dezembro de 2007, através de um radar instalado em São João do Cariri-PB (7,4°S, 36,5°O) para estimar a temperatura da mesopausa equatorial. Os resultados obtidos, durante o período observado, mostram que a temperatura da camada atmosférica centrada em 90 km apresenta um comportamento semianual, com temperaturas máximas durante os meses de outono e primavera, e mínimas durante os meses de verão e inverno.

Palavras-chave: temperatura mesosférica, difusão ambipolar, radar meteórico.

¹ Universidade Estadual da Paraíba, Centro de Ciências e Tecnologia, Departamento de Física, Rua Juvêncio Arruda, s/n, Bodocongó, 58109-790 Campina Grande, PB, Brasil. Tel.: +55(83) 3315-3371 – E-mails: lmlima@uepb.edu.br; karinest@gmail.com; eoalves@uepb.edu.br

² Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Av. dos Astronautas, 1758, 12245-970 São José dos Campos, SP, Brasil. Tel.: +55(12) 3945-7143; Fax: +55(12) 3945-6740 – E-mails: ppbatista@laser.inpe.br; brc@laser.inpe.br

INTRODUÇÃO

Diversas técnicas são empregadas na observação da região da alta mesosfera e baixa termosfera. Medidas locais de temperatura obtidas através de experimentos utilizando foguetes fornecem boa resolução em altura, porém os perfis são limitados ao número de lançamentos. As observações realizadas através de sensoramento remoto proporcionam medidas sequenciais de médias no espaço de diferentes volumes da atmosfera e, de acordo com o propósito e a instrumentação utilizada, apresentam suas vantagens e desvantagens.

Dentre as técnicas usadas para a determinação da temperatura da região compreendida entre 80 e 100 km de altitude, destacam-se os métodos que usam o radar de laser (LIDAR), os espectros de emissão da luminescência atmosférica decorrentes das espécies Hidroxila (OH) e Oxigênio molecular (O₂).

Há mais de 80 anos que as técnicas de radar são usadas em observações de meteoros (Elford, 2001). As primeiras observações foram usadas predominantemente para propósitos astronômicos no estudo das chuvas de meteoros e para estimar a velocidade de entrada dos meteoróides. Entretanto, o uso das técnicas de radar evoluiu para a investigação da dinâmica da região entre 80 e 100 km de altitude, através de medições da velocidade de deriva da trilha ionizada. A partir de meados da década de 90, os traços meteóricos foram utilizados no estudo das flutuações e na determinação da temperatura média da mesosfera (Tsutsumi et al., 1994; Jones, 1995; Hocking, 1999). A técnica utiliza o tempo de decaimento do sinal de ondas de rádio em frequências típicas que é refletido pela trilha ionizada que é formada quando da rápida passagem de um meteoróide na atmosfera.

O mecanismo de reflexão depende da densidade de elétrons livres na trilha meteórica e do seu raio em relação ao comprimento de onda do radar. Após a sua formação, inicia-se a dissipação da trilha ionizada por vários processos, dentre os quais a difusão ambipolar é o fator dominante nos estágios iniciais da dissipação da trilha e, portanto, determina a intensidade do eco para as trilhas subdensas nas altitudes próximas a mesopausa (McKinley, 1961; Chilson et al., 1996). Considerando que a temperatura é a mesma na trilha ionizada, tem-se que a velocidade térmica dos elétrons é maior do que a dos íons, produzindo uma difusão diferencial entre estas espécies, que por sua vez acarretará num desequilíbrio entre as densidades das cargas. Como consequência, o novo campo elétrico estabelecido na trilha ionizada atuará diferentemente no transporte de cada espécie, de modo que a difusão de elétrons e íons passe a ocorrer na mesma taxa. A difusão resultante é denominada de difusão ambipolar.

A amplitude da energia da onda de rádio espalhada por uma trilha meteórica subdensa, decresce exponencialmente com o tempo devido ao processo de difusão ambipolar (McDaniel & Mason, 1973) de acordo com a expressão:

$$A(t) = A_0 \exp(-16\pi^2 D_a t / \lambda^2) \quad (1)$$

em que λ é o comprimento de onda do sinal emitido pelo radar, D_a é o coeficiente de difusão ambipolar, e t é o tempo. $A(t)$ é a amplitude da onda de rádio recebida no instante t e A_0 é o valor em $t = 0$. Considerando o tempo necessário para que a amplitude do sinal meteórico decaia pela metade, τ , é possível estimar o parâmetro D_a , através da expressão:

$$D_a = \lambda^2 \ln(2) / 16\pi^2 \tau \quad (2)$$

Neste trabalho, os dados de tempo de decaimento do sinal meteórico foram usados para estimativa da temperatura da mesopausa equatorial a partir de uma adaptação dos métodos propostos por Hocking et al. (1997) e Hocking (1999).

INSTRUMENTAÇÃO E METODOLOGIA

Para estimar a temperatura da mesopausa equatorial, foram utilizados os dados do tempo de decaimento dos sinais meteóricos, τ , obtidos durante o período entre agosto de 2004 e dezembro de 2007, através de um radar instalado em São João do Cariri-PB (7,4°S, 36,5°O), o qual opera ininterruptamente detectando em média cerca de 3000 sinais meteóricos úteis por dia.

O radar meteórico de São João do Cariri, denominado de All-Sky Interferometric Meteor Radar (SKIYMET), é um sistema comercial que opera na frequência de 35,24 MHz. O sistema é constituído de uma antena transmissora do tipo Yagi de três elementos, com cinco antenas receptoras dispostas no solo formando uma cruz assimétrica. As distâncias entre os dois pares de antenas das extremidades e a antena central medem $2,0\lambda$ e $2,5\lambda$, respectivamente. Este arranjo interferométrico possibilita a cobertura do céu acima de $\pm 40^\circ$ do horizonte (*all-sky system*), permitindo também determinar a localização angular da trilha detectada a partir das informações das fases em cada uma das antenas receptoras. A distribuição vertical das ocorrências de meteoros segue uma gaussiana com máximo em torno de 90 km, como pode ser visto na Figura 1, em que se representa o número de ecos meteóricos em função da altitude detectados sem ambiguidade pelo radar de São João do Cariri no dia 02 de janeiro de 2006.

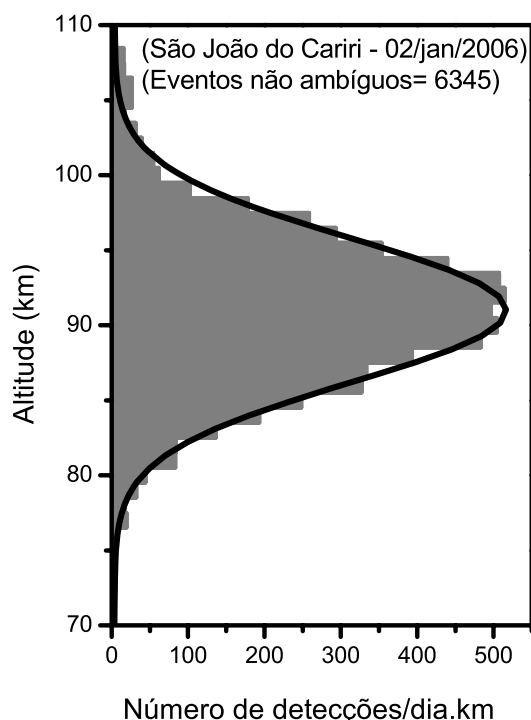


Figura 1 – Distribuição vertical de ecos meteoríticos não ambíguos, detectados pelo radar meteorológico de São João do Cariri no dia 02 de janeiro de 2006.

O tempo de decaimento do sinal refletido, τ , é determinado pelo ajuste de uma exponencial decrescente a partir do pico do sinal (Hocking et al., 2001).

Hocking et al. (1997) e Hocking (1999) propuseram dois métodos para determinar a temperatura usando dados de radar meteorológico. No primeiro, Hocking et al. (1997) utilizam a relação de Einstein para o coeficiente de difusão ambipolar, discutida por Chilson et al. (1996),

$$T/P^{1/2} = [q_e/2k(273, 16/1, 013 \times 10^5 K_0)(\lambda^2 \ln(2)/16\pi \tau)]^{1/2} \quad (3)$$

onde k é a constante de Boltzmann, q_e é a carga elementar ($= 1,6 \times 10^{-19} C$), T e P são a temperatura e a pressão do gás neutro. K_0 é a mobilidade dos íons e depende da natureza do plasma na trilha, sendo esta constituída principalmente de íons metálicos. Neste caso o valor de K_0 depende quase exclusivamente do número de massa. Considerando que os constituintes iônicos dominantes da trilha meteorítica sejam Mg^+ e Fe^+ , e que N_2 seja a principal espécie neutra, tem-se que a mobilidade é $K_0 = 2,5 \times 10^{-4} m^2/sV$ (Chilson et al., 1996).

A estimativa da temperatura através do método descrito na Equação (3) requer valores da pressão. Hocking et al. (1997) usaram dados de pressão do modelo COSPAR International Re-

ference Atmosphere (CIRA-86) (Fleming et al., 1988). Contudo, o modelo fornece perfis verticais mensais fixos da pressão atmosférica, para distintas latitudes em ambos os hemisférios. Deste modo, ao considerar os valores de pressão fornecidos pelo modelo CIRA-86 na Equação (3), os resultados apresentarão sérias limitações para representarem as variações de curto período das temperaturas diárias.

O segundo método proposto por Hocking (1999) usa o fato de $\log_{10}(1/\tau)$ ser dependente de $\log_{10}(P)$ e, que P varia com a altitude de acordo com a escala de altura, a qual depende da temperatura, para demonstrar que a inclinação (S_m) do gráfico da altitude (Z) em função de $\log_{10}(1/\tau)$ está relacionada com a temperatura média na altitude de maior ocorrência de meteoros. A estimativa da temperatura a partir do tempo de decaimento do sinal é feita através da seguinte expressão:

$$T = S_m [2dT/dZ + Mg/k] \log_{10}(e) \quad (4)$$

onde M é a massa molecular média do ar, (dT/dZ) é o gradiente da temperatura na mesopausa e g é a aceleração da gravidade da região de máxima detecção dos meteoros, ou seja, na altitude de 90 km. O método requer um número expressivo de dados e cada temperatura diária é estimada a partir de um ajuste de S_m .

A Figura 2 apresenta o espalhamento em altitude do $\log_{10}(1/\tau)$ para o dia 13 de dezembro de 2005, para as situações de antes e após a qualificação dos dados. Na qualificação, os valores de $\log_{10}(1/\tau)$ foram agrupados em intervalos sucessivos de 0,2 e, admitindo-se uma distribuição gaussiana, os valores de $\log_{10}(1/\tau)$ com desvios absolutos maiores do que 3 vezes o desvio padrão de cada intervalo considerado foram rejeitados.

Este modelo não necessita da informação da pressão para estimar a temperatura na altitude de maior ocorrência de meteoros (~90 km), porém, requer uma aproximação para o gradiente médio da temperatura na mesopausa (dT/dZ). Hocking et al. (2004) usam uma aproximação para o gradiente médio de temperatura na altitude de máxima ocorrência de meteoros, a qual é baseada em dados experimentais e de modelos. Para região equatorial o gradiente médio de temperatura pode assumir valores entre -2,0 e -1,0 K/km ao longo do ano. As variações sazonais da temperatura da mesopausa são mais pronunciadas em latitudes altas do que em médias e baixas latitudes. Para este trabalho foram usadas médias mensais do gradiente de temperatura estimados a partir do modelo Mass Spectrometer and Incoherent Scatter (MSIS) 90 model (Hedin, 1991), para a latitude de 7°S, cujos valores variam entre -1,35 e -1,15 K/km. Vale salientar que, entre 72,5 e 120 km, o modelo MSIS 90 é essencialmente o modelo CIRA-86 revisado.

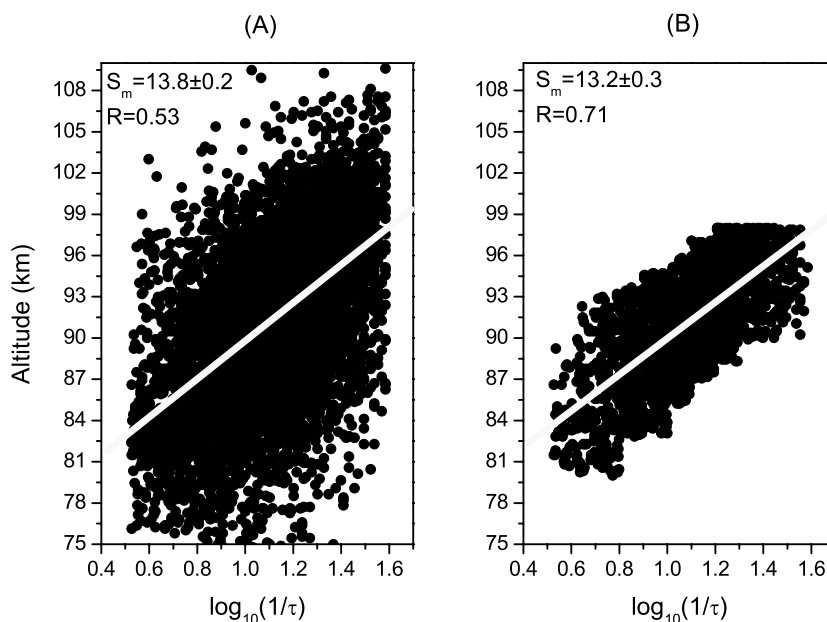


Figura 2 – Espalhamento vertical de $\log_{10}(1/\tau)$ registrado pelo radar meteorológico de São João do Cariri no dia 13 de dezembro de 2005, para (A) antes e (B) após a qualificação dos dados.

Com a temperatura estimada para a altitude próxima de 90 km, é possível obter a pressão para a mesma altitude através da Equação (2), e usar esta informação para construir o perfil vertical da pressão no intervalo de altitude entre 86 e 94 km mediante a relação,

$$P(Z) = P(Z_0) \exp\left\{-\frac{(Z - Z_0)}{H}\right\} \quad (5)$$

em que $P(Z)$ é a pressão na altitude Z , $P(Z_0)$ é a pressão no nível de referência Z_0 (~ 90 km) e H é a escala de altura na região de interesse. Como as temperaturas são medidas dia a dia, a escala de altura é estimada usando a relação RT/Mg , sendo R a constante dos gases ideais. Por sua vez, a estrutura vertical de pressão pode ser usada para construir o perfil vertical de temperatura através da Equação (3).

De acordo com Havnes & Sigernes (2005), os coeficientes de difusão ambipolar obtidos a partir do tempo de decaimento do sinal meteorológico, principalmente para os ecos mais fracos, podem ser afetados por processos absorptivos relacionados à presença de partícula de poeira e de gelo na alta atmosfera. Para tanto, as detecções correspondentes a trilhas meteorológicas com alta densidade linear de elétrons, cujos ecos apresentam amplitudes maiores, deverão ser considerados na estimativa da temperatura atmosférica. Neste trabalho, apenas os sinais meteorológicos com taxa de sinal/ruído maiores do que 12 dB foram usados na estimativa da temperatura. Com isso, tem-se que os ecos meteorológicos

mais fracos são separados aproximadamente em igualdade dos ecos mais fortes.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

As temperaturas diárias estimadas a partir dos métodos descritos pelas Equação (3) – método I e Equação (4) – método II, para o período entre agosto de 2004 e dezembro de 2007, são apresentadas na Figura 3. Os valores estimados correspondem à camada atmosférica centrada na altitude de maior ocorrência de meteoros, ou seja, em 90 km. Nas figuras também estão representados os ajustes obtidos através de análise harmônica, considerando que o sinal é composto de uma média e as componentes harmônicas semianual, anual e bienal.

Ao longo dos 3 anos e 5 meses, a média das temperaturas diárias obtidas através do método I (Fig. 3A), o qual usa valores de pressão do modelo CIRA-86, assumiu valor de 211,15 K, com desvio padrão de 6,39 K, enquanto as temperaturas diárias obtidas com o uso do método II (Fig. 3B), o qual é descrito pela Equação 4, apresentaram valores cerca de 11,7 K menores do que as obtidas com o método I, cuja média no período observado foi de 199,40 K com desvio padrão de 7,90 K. Em ambos os casos, valores máximos foram registrados durante os meses de outono e primavera, enquanto que valores mínimos foram registrados durante os meses de verão e inverno. As variações verificadas durante o período observado sugerem que a temperatura

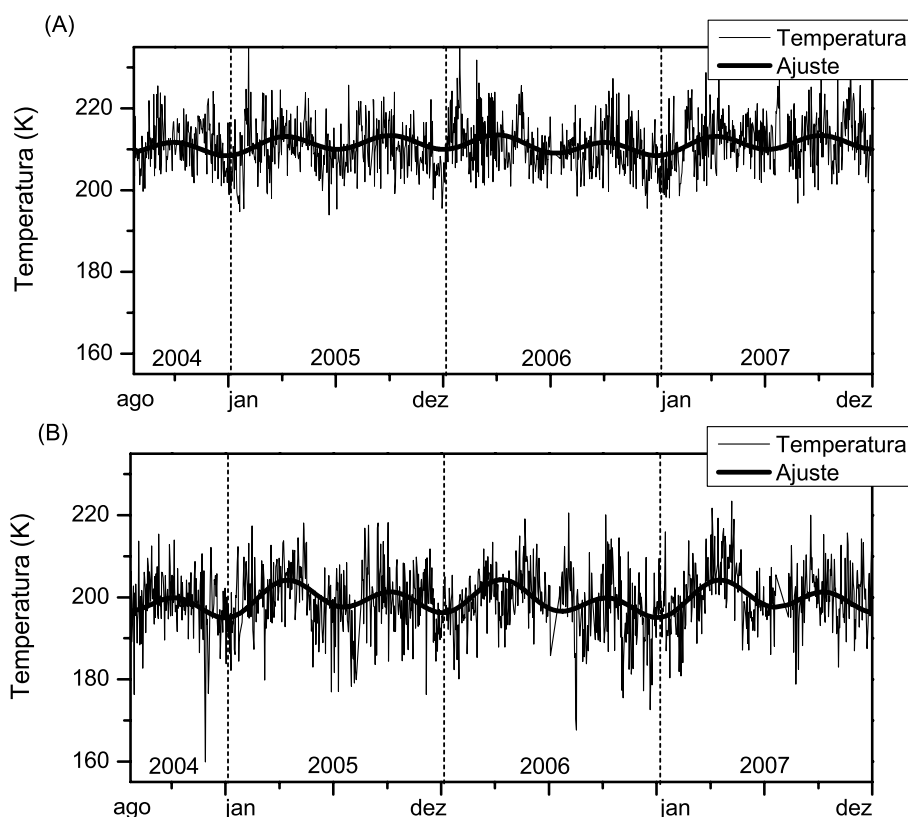


Figura 3 – Temperaturas médias diárias estimadas a partir de medidas do radar meteorológico obtidas de agosto de 2004 a dezembro de 2007 sobre São João do Cariri-PB, (A) através do método I e (B) do método II e os respectivos ajustes obtidos através de análise harmônica. Os valores são representativos da altitude de maior ocorrência de meteoros (90 km).

da camada atmosférica centrada em 90 km apresenta um comportamento em que a componente semianual predomina, com temperaturas máximas durante os meses de março/abril e setembro/outubro, e temperaturas mínimas durante os meses de dezembro/janeiro e junho/julho. Observa-se ainda que as temperaturas máximas dos meses de outono, obtidas através do método II (Fig. 3B) são ligeiramente maiores do que as dos meses de primavera. Contudo, esta característica não é observada para as temperaturas obtidas com o uso do método I (Fig. 3A). As amplitudes das componentes anual e semianual, obtidas através da análise harmônica para as temperaturas obtidas com o método I, assumiram valores de $0,43 \pm 0,25$ K e de $1,77 \pm 0,25$ K, respectivamente, enquanto que para as temperaturas obtidas com o método II, assumiram valores de $1,97 \pm 0,31$ K e de $2,93 \pm 0,31$ K. Os valores absolutos de temperatura obtidos através do método que utiliza a Equação (4) são sensíveis à inclinação, S_m , bem como ao gradiente de temperatura e, portanto, devem ser interpretados com cautela. Contudo, isto não afeta os resultados para o comportamento sazonal da temperatura.

Takahashi et al. (1995) analisaram dados de temperatura rotacional da OH, determinadas a partir de observações de emissão da luminescência atmosférica da camada centrada em 87 km de altitude, obtidas em Fortaleza ($3,9^\circ\text{S}$, $38,4^\circ\text{O}$), e verificaram o comportamento predominantemente semianual da temperatura, o qual é típico da região da mesopausa equatorial. Estas características são confirmadas nas medidas de temperatura rotacional da OH obtidas entre 1998 e 2001 em São João do Cariri (Buriti et al., 2004). A oscilação semianual nas medidas de temperatura rotacional da OH apresenta um comportamento similar ao da oscilação semianual das temperaturas obtidas com os dados de radar através do método II, com temperaturas máximas nos meses de outono um pouco maiores do que nos meses de primavera. O comportamento semianual observado nas temperaturas em torno de 90 km na região equatorial tem sido atribuído a processos dinâmicos. De acordo com Lima et al. (2007), o vento zonal médio observado através de radar meteorológico em S.J. do Cariri, também mostra um comportamento semianual em que a fase para oeste coincide com a fase positiva da oscilação

semianual das temperaturas observadas no presente estudo. Assim como no caso das temperaturas obtidas com o método II, a oscilação semianual do vento zonal médio apresenta uma assimetria, em que as amplitudes, das fases para oeste, durante os meses de outono são um pouco maiores do que as dos meses de primavera, reforçando assim a dependência dinâmica para o comportamento sazonal da temperatura da região próxima a mesopausa.

Os valores da temperatura rotacional da OH, obtidos em Fortaleza (Fz) por Takahashi et al. (1995) e em São João do Cariri (SJC) por Buriti et al. (2004), variaram entre máximos em torno de 220 K (Fz e SJC) durante os meses de outono/primavera e mínimos de 200 K (Fz) e 205 K (SJC) nos meses de verão/inverno, com médias de 211 K (Fz) e de 214,6 K (SJC). As amplitudes das componentes anual e semianual para ambas as localidades, assumiram valores de 1,7 K (Fz) e 2,3 K (SJC) e de 8,5 K (Fz) e 6,2 K (SJC), respectivamente. É importante ressaltar que as temperaturas obtidas a partir das medidas de luminescência representam temperaturas noturnas em torno de 87 km, enquanto que as obtidas através dos dados de radar meteórico representam médias diárias em torno de 90 km.

Conforme mencionado, os valores da temperatura estimados para a altitude do pico de ecos meteóricos podem ser usados para obter a pressão nesta altitude pela Equação (3). Através da Equação (5) e usando os valores da pressão na altitude de referência (90 km) é possível construir o perfil vertical da pressão no intervalo de altitude entre 86 e 94 km. Para ilustrar a aplicação deste método, na Figura 4 tem-se a representação do comportamento da pressão para as altitudes de 86, 90 e 94 km, obtidos durante o ano de 2005. Os desvios foram usados na representação dos intervalos diários de pressão. Para referência, os valores mensais de pressão fornecidos pelo modelo CIRA-86 também estão representados (pontos).

O modelo CIRA-86 fornece valores mensais para pressão em altitudes para distintas latitudes, em ambos os hemisférios, de modo que o seu uso na Equação (3) para estimativa da temperatura diária compromete os resultados.

Na estimativa dos valores de pressão a partir da Equação (5), são usados os valores de temperatura representativos da altitude de pico de meteoros, os quais são obtidos a partir da inclinação do ajuste (S_m) do gráfico da altitude (Z) em função de $\log_{10}(D_a)$. Os resultados obtidos para a pressão, usando a Equação (4), revelam variações dia a dia e sazonais ao longo do ano.

As temperaturas estimadas para o ano de 2005 a partir da Equação (3), com o uso dos valores de pressão obtidos ante-

riormente, são apresentadas na Figura 5 onde foram incluídas também as temperaturas fornecidas pelo modelo MSIS-90 (linhas tracejadas) para latitude de São João do Cariri. Verifica-se a partir desta figura que, as temperaturas estimadas superam as do modelo por aproximadamente 85 K, 40 K e 10 K nas altitudes de 86 e 90 e 94 km, respectivamente. Comportamento semelhante é observado para os demais anos, os quais não foram mostrados aqui.

Com o objetivo de verificar o comportamento sazonal da temperatura, os dados foram submetidos à análise harmônica, considerando variação anual e semianual. Como pode ser observado na Figura 5, as temperaturas estimadas apresentam claramente um comportamento semianual, principalmente nas altitudes de 90 e 94 km, em que as temperaturas mais elevadas são alcançadas nos meses de outono e de primavera, em acordo com os resultados obtidos para temperaturas rotacionais da OH na região equatorial (Takahashi et al., 1995; Buriti et al., 2004). Porém, para a altitude de 86 km, o comportamento semianual não é bem evidenciado.

SUMÁRIO

O uso da técnica de radar em observações de meteoros para medir velocidade do vento da alta atmosfera já é bem estabelecido. Recentemente, a técnica também tem sido usada na estimativa das temperaturas diárias nas altitudes em torno de 90 km, principalmente em médias e altas latitudes do hemisfério Norte. Neste trabalho, o tempo de decaimento do sinal meteórico foi usado para estimativa da temperatura da mesopausa equatorial. Para a obtenção das temperaturas, foi utilizada uma adaptação dos métodos propostos por Hocking et al. (1997) e Hocking (1999).

Os resultados obtidos para os 3 anos e 5 meses de observações, sugerem que as temperaturas da camada atmosférica centrada em 90 km em São João do Cariri, obtidas através do método II descrito pela Equação (4), apresentaram um comportamento semianual, com temperaturas máximas durante os meses de outono e primavera, e mínimas durante os meses de verão e inverno. A oscilação semianual apresentou uma assimetria em que a máxima do outono é um pouco maior do que a da primavera. As temperaturas obtidas através do método I também apresentaram um comportamento semianual, porém, não evidencia a assimetria observada nas temperaturas obtidas com o método II. Estes resultados estão em acordo com o comportamento para a temperatura rotacional da OH, representativa da camada centrada em 87 km da região equatorial, obtidos por Takahashi et al. (1995) e por Buriti et al. (2004).

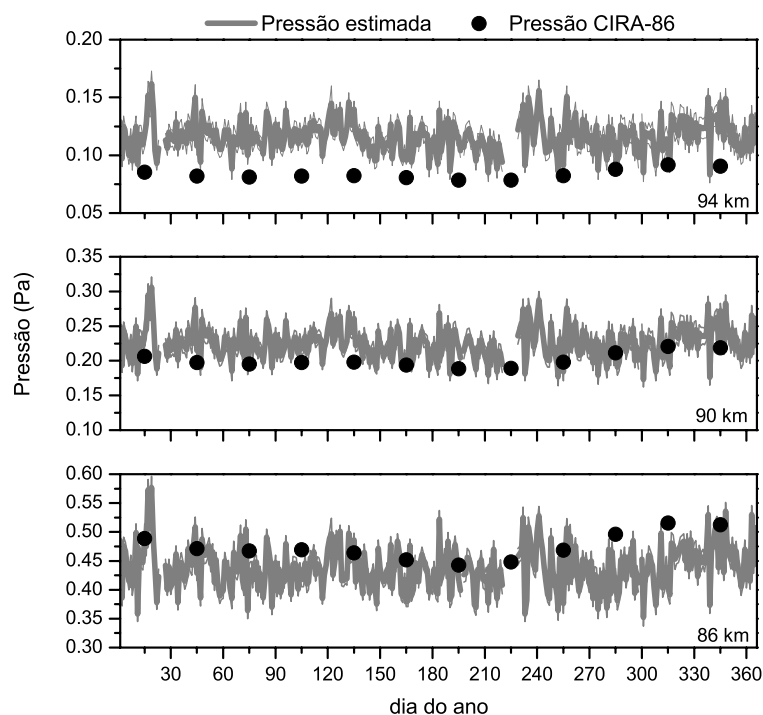


Figura 4 – Valores de pressão estimados para o ano de 2005 a partir da Equação (4) para as altitudes de 86, 90 e 94 km. Os pontos representam os valores do modelo CIRA-86.

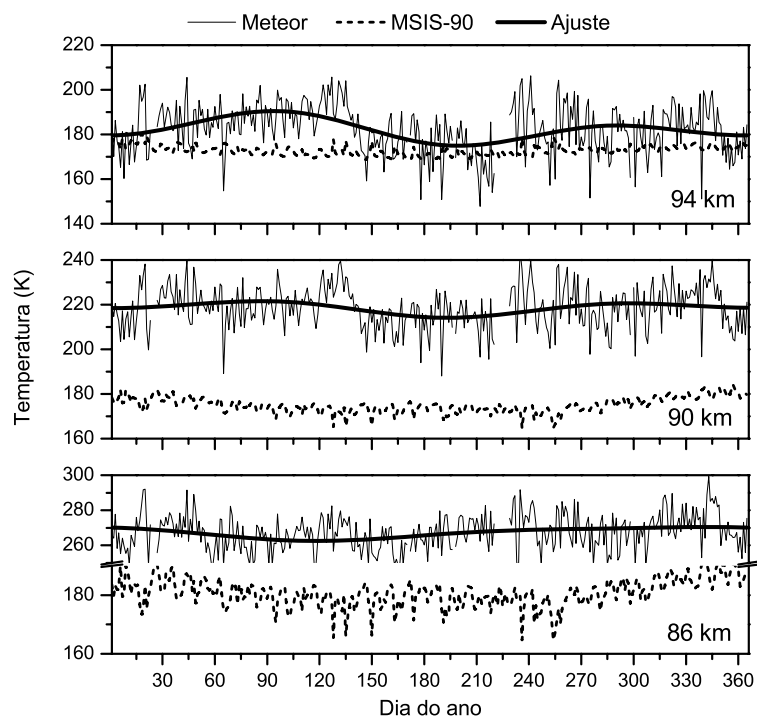


Figura 5 – Valores de temperatura estimados para o ano de 2005 a partir da Equação (2) para as altitudes de 86, 90 e 94 km. As linhas tracejadas representam os valores do modelo MSIS-90.

Análise comparativa entre as temperaturas estimadas a partir da Equação (3) fazendo uso dos valores de pressão obtidos com a Equação (5), e as temperaturas fornecidas pelo modelo MSIS-90 para latitude de São João do Cariri no ano de 2005, mostraram que as temperaturas estimadas superam as do modelo por aproximadamente 85 K, 40 K e 10 K nas altitudes de 86 e 90 e 94 km.

Em termos de valores absolutos, as estimativas da temperatura obtidas através do método aqui descrito devem ser interpretadas com cautela, uma vez que os valores são sensíveis ao ajuste da inclinação bem como ao gradiente de temperatura. Além disso, supõe-se que o tempo de decaimento do eco meteórico é governado principalmente por difusão ambipolar, entretanto, outros processos podem afetar a taxa de decaimento do sinal, o que deve introduzir erros nas estimativas da temperatura (Ballinger et al., 2008). Portanto, novos estudos devem ser conduzidos para melhor quantificar os valores absolutos da temperatura obtidos através da técnica de radar meteórico.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, e ao Observatório de Luminescência Atmosférica da Paraíba – OLAP, pela colaboração e disponibilidade dos dados do radar meteórico. Este trabalho foi parcialmente financiado pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq (processo nº 476363/2007-1), e pela Universidade Estadual da Paraíba – UEPB (PROPESQ/UEPB, processo nº 18/2008).

REFERÊNCIAS

- BALLINGER AP, CHILSON PB, PALMER RD & MITCHELL NJ. 2008. On the validity of the ambipolar diffusion assumption in the polar mesopause region. *Ann. Geophysicae*, 26: 3439–3443.
- BURITI RA, TAKAHASHI H, GOBBI D, MEDEIROS AF, NEPOMUCENO AA & LIMA LM. 2004. Semiannual oscillation of the mesospheric airglow at 7,4°S during the PSMOS observation period of 1998–2001. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 66: 567–572.
- CHILSON PB, CZECHOWSKY P & SCHMIDT G. 1996. A comparison of ambipolar diffusion coefficients in meteor trains using VHF radar and UV lidar. *Geophys. Res. Lett.*, 23: 2745–2748.
- ELFORD WG. 2001. Novel applications of MST radars in meteor studies. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 63: 143–153.
- FLEMING EL, CHANDRA S, SHOEBERL MR & BARNETT JJ. 1988. Monthly mean global climatology of temperature, wind, geopotential height and pressure for 0–120 km. NASA, Technical Memorandum 100697, Washington.
- HAVNES O & SIGERNES F. 2005. On the influence of background dust on radar scattering from meteor trails. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 67: 659–664.
- HEDIN AE. 1991. Extension of the MSIS thermospheric model into the middle and lower atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 96: 1159–1172.
- HOCKING WK. 1999. Temperatures using radar-meteor decay times. *Geophys. Res. Lett.*, 26: 3297–3300.
- HOCKING WK, THAYAPARAN T & JONES J. 1997. Meteor decay times and their use in determining a diagnostic mesospheric temperature-pressure parameter: methodology and one year of data. *Geophys. Res. Lett.*, 24: 2977–2980.
- HOCKING WK, FULLER B & VANDEPEER B. 2001. Real-time determination of meteor-related parameters utilizing modern digital technology. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 63: 155–169.
- HOCKING WK, SINGER W, BREMER J, MITCHELL NJ, BATISTA P, CLEMESHA B & DONNER M. 2004. Meteor radar temperatures at multiple sites derived with SKiYMET radars and compared to OH, rocket and lidar measurements. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 66: 585–593.
- JONES W. 1995. The decay of radar echoes from meteors with particular reference to their use in the determination of temperature fluctuations near the mesopause. *Ann. Geophysicae*, 13: 1104–1106.
- LIMA LM, PAULINO ARS, MEDEIROS AF, BURITI RA, BATISTA PP, CLEMESHA BR & TAKAHASHI H. 2007. First observations of the diurnal and semidiurnal oscillations in the mesospheric winds over São João do Cariri-PB, Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 25(Supl. 2): 35–41.
- McDANIEL EW & MASON EA. 1973. Mobility and diffusion of ions in gases. John Wiley & Sons, New York, 381 pp.
- McKINLEY DWR. 1961. Meteor science and engineering. McGraw-Hill, New York, 309 pp.
- TAKAHASHI H, CLEMESHA BR & BATISTA PP. 1995. Predominant semi-annual oscillation of the upper mesospheric airglow intensities and temperatures in the equatorial region. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 57: 407–414.
- TSUTSUMI M, TSUDA T, NAKAMURA T & FUKAO S. 1994. Temperature fluctuations near the mesopause inferred from meteor observations with the middle and upper atmosphere radar. *Radio Sci.*, 29: 599–610.

NOTAS SOBRE OS AUTORES

Lourivaldo Mota Lima é licenciado em Física pela Universidade Regional do Nordeste – URNe (1985), mestre em Meteorologia pela Universidade Federal da Paraíba – UFPB (1995), e doutor em Geofísica Espacial pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE (2004). Atualmente é professor da Universidade Estadual da Paraíba – UEPB, atuando na área de dinâmica da média e alta atmosfera.

Karine dos Santos é licenciada em Física pela Universidade Estadual da Paraíba – UEPB (2006) e mestre em Desenvolvimento e Meio Ambiente – PRODEMA UFPB/UEPB (2009).

Edvaldo de Oliveira Alves é graduado em Engenharia Elétrica – UFPB (1992), licenciado em Física – UEPB (1992), mestre em Física – UFRN (2007) e em Meteorologia – UFCG (2007). Atualmente é professor da Universidade Estadual da Paraíba – UEPB, desenvolvendo estudos na área de dinâmica da média e alta atmosfera.

Paulo Prado Batista é graduado em Física pela Universidade Federal de Goiás (1972). Ingressou no INPE em 1973, onde realizou mestrado em Ciência Espacial em 1977 e doutorado em 1983. Atualmente desenvolve estudos da dinâmica da média e alta atmosfera.

Barclay Robert Clemesha é bacharel em Física pela University of London (1957), e doutor em Física pela University of the West Indies (1968). É pesquisador do INPE desde o final de 1968, desenvolvendo estudos de dinâmica e química da alta mesosfera e baixa termosfera.