

O uso do CAPE e Radar Doppler no estudo da convecção profunda Tropical.

José Francisco de Oliveira Júnior¹
Byung Hyuk Kwon²
Alexandre Soares dos Santos³

¹NCQAR/ LAMCE/COPPE/UFRJ - Núcleo Computacional de Estudo da Qualidade do Ar
Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia
CEP – 57035-140 – Bom Parto - Maceió – AL - Brasil
juninho@acd.ufrj.br - juninho@coc.ufrj.br

²PKNU - Pukyong National University
Caixa Postal 515 - 12201-970 - Pusam – Coréia do Sul
bhkwon@mail1.pknu.ac.kr

³UFAL – Universidade Federal de Alagoas
CEP 57072-970 - Tabuleiro dos Martins - Maceió – AL
aliba@pop.com.br

Abstract. Deep convective activity in the region of Serpong-Indonesia (6° 24'S – 106° 42'E) identified with the help of the radar echo and CAPE (Convection Available Potential Energy) shows strong diurnal variation with different characteristics in the dry and wet seasons. Maximum convective activity in the dry season occurs around the early afternoon. Whereas in the wet season it is in the morning and early evening hours. During the dry season the CAPE is stable to moderately unstable agreeing with the Sturtevant (1995) scale except at 1500 LT (Local Time). Sometimes CAPE obtained values of over 3000 J/Kg at this time. During the wet season CAPE was unstable to very unstable, values reaching 5000 J/kg, especially around 18-21 LT. High values of CAPE is only a necessary condition for convection.

Palavras-chaves: CAPE, radar Doppler, Convecção profunda, CAPE, deep convection, Doppler radar.

1.0 - INTRODUÇÃO

O Pacífico Oeste Tropical é uma das regiões de maior interesse no planeta, devido a forte atividade convectiva gerada a partir das anomalias da Temperatura Superficial do Mar (TSM). A partir disso, muitas pesquisas têm sido realizadas, por exemplo, as de cunho observacional: Hashiguchi et al (1995) analisaram a estrutura da CLA (Camada Limite Atmosférica), durante a passagem de aglomerado de nuvens Cúmulus, através de um radar Doppler banda - L na localidade de Serpong-Indonésia, no entanto, Oliveira Júnior et al. (2000) estudando a mesma região conseguiram caracterizar que a altura da CLA variava de 3 a 5 km na estação seca. As pesquisas numéricas, envolveram o desenvolvimento da parametrização de nuvens Cúmulus utilizando um modelo unidimensional, Anthes (1977), enquanto Fritsch e Chappell (1980) fizeram uso de previsões numéricas para sistemas de mesoescala objetivando uma parametrização de nuvens Cúmulus. Porém, em anos recentes, o uso do CAPE (Convection Available Potential Energy) têm sido muito relevante no estudo da convecção profunda nos trópicos. Através do CAPE tem-se uma boa indicação da instabilidade atmosférica pelo movimento da parcela, conforme a **Figura 1**, e a sua utilização pode servir de ferramenta para avaliação da frequência da convecção tropical, Ye e Genio (1998).

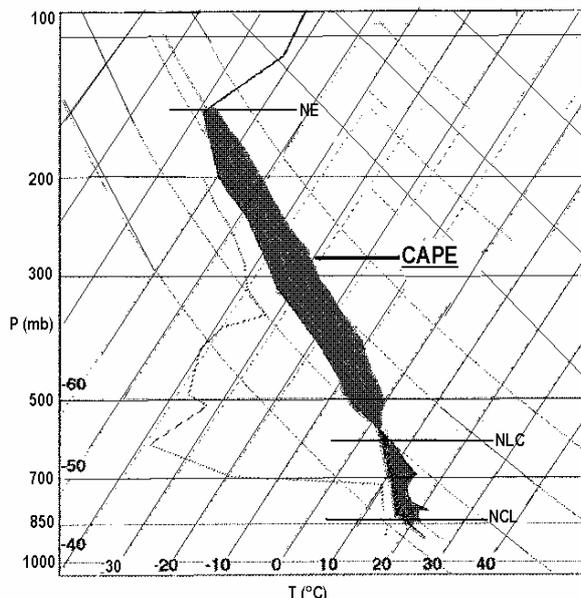


Figura 1 - Esquemática da sondagem atmosférica para o cálculo do CAPE (área hachurada) no diagrama termodinâmico de skew-T e os processos que ocorrem com a ascensão da parcela de ar desde da superfície até o nível de 100 mb (NCL = Nível de Condensação por Levantamento; NLC = Nível Livre de Condensação e NE = Nível de Equilíbrio).

Porém, o início da convecção profunda requer a existência de uma CLA instável, ao contrário da situação estável onde a convecção é suprimida. Nota-se que as áreas com valores altos de CAPE, não são necessariamente indicador da ocorrência convecção profunda, e por sua vez áreas com valores pequenos de CAPE não ocorre convecção rasa. As principais razões para esta variação do CAPE incluem um forte movimento ascendente em grande escala e fontes de

calor elevadas tais como: montanhas, um forte ciclo diurno de aquecimento acompanhado de uma forte umidade e circulações locais (brisas marítimas e terrestres), Xu e Emanuel (1989).

Nos modelos numéricos utilizam condições atmosféricas simplificadas para reproduzir às características da convecção na região, onde necessariamente considera um único ponto e a existência de condições ambientais propicia à atividade convectiva. Sobre este aspecto, Weismann e Klemp (1982) usaram um modelo tri-dimensional de nuvem e o CAPE para a quantificar a intensidade das mudanças termodinâmicas ambientais de um furacão. Outro estudo envolvendo estas mudanças termodinâmicas, a partir da existência de um CAPE próximo de neutro ou quase zero, em algumas sondagens na região tropical, por exemplo, Xu e Emanuel, (1989). Já, William e Renno (1993) verificaram que o CAPE variava de quase 0 para próximo de 5000 J kg^{-1} em vários dados experimentais de origem tropical.

As variações de TSM e o divergente do vento em superfície pode afetar a convecção profunda através da mudança do *lapse rate* na troposfera e da umidade na CLA. A partir disso, Fu et al. (1994) analisaram a influência da TSM e da divergência do vento em superfície na estrutura termodinâmica atmosférica e os seus efeitos na ocorrência da convecção profunda através de dados de radiossondagem e satélite para o estudo da climatologia de nuvens, no período de julho/1983 a julho/1985. E eles encontraram que quando a TSM foi de 28°C , o CAPE era sempre positivo e o divergente do vento em superfície não muda qualitativamente a fluabilidade na CLA.

Portanto, a característica do CAPE necessita ser entendida em relação a vantagem contida neste índice e comparações com outras formas de avaliação da convecção profunda. Mediante a isso, a combinação com o radar pode assegurar a indicação dos deslocamentos da parcela de ar, sendo isso de muita utilidade na previsão de curto prazo. Geralmente, previsão de fortes tempestades, a partir da utilização de instrumentação convencional (radiossonda) e sensoriamento remoto (radar) revela-se como uma boa alternativa. Porém, a comparação do CAPE com outros métodos se faz necessária e por isso este estudo teve por objetivo estudar os dias com ocorrência de convecção profunda em diferentes condições atmosféricas, na região de Serpong-Indonésia, através do CAPE proveniente das campanhas na estação seca e chuvosa em comparação com os dados de radar Doppler.

2.0 - METODOLOGIA

A área de estudo, está localizada a $6^\circ 24'S$ - $106^\circ 42'E$; 50 m acima do nível do mar, no sudoeste da cidade de Jakarta, conforme a **Figura 2**. Esta região é próxima a uma planície e fica a 40 km do litoral do Mar de Java, onde não há nenhuma montanha próxima ao local do experimento.

O radar utilizado neste estudo é BLR (Boundary Layer Radar), sendo este um radar Doppler pequeno e transportável que opera na frequência de 1357,5 MHz (banda-L), com uma potência de transmissão de pico de 1 kW. Foi projetado para estudar a dinâmica da baixa troposfera, incluindo a CLA nas regiões equatoriais. Possui a capacidade simultânea de observar precipitação e atividade turbulenta em céu-claro e consegue medir os ventos na baixa atmosfera, com um tempo e altura de resolução de 1 min em 100 m. Este instrumento recebe ecos de retroespalhamento causados por flutuações no índice refrativo (n) que por sua vez, são gerados por flutuações turbulentas na umidade e nos perfis de estabilidade atmosférica $\Delta T/\Delta z$ ($^\circ\text{C}/\text{km}$).

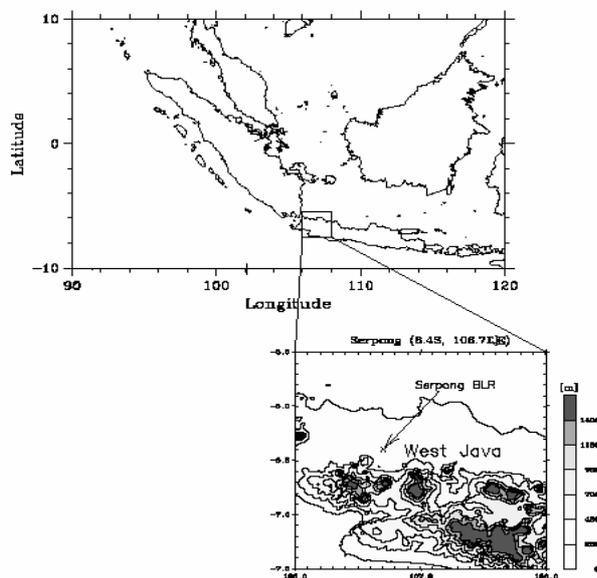


Figura 2 Localização da área de estudo, Serpong – Indonésia ($6^{\circ} 24' S - 106^{\circ} 42' E$), com sua respectiva topografia em metros.

O BLR possui 03 antenas parabólicas que são apontadas uma na vertical e duas em direções oblíquas alinhadas ao leste e ao norte com um ângulo de zênite de 15° . As especificações do BLR são listadas na Tabela 1.

Tabela 1 - Características Básicas do BLR (Radar Doppler Banda –L).

Parâmetros	Valores
Frequência	1357,5 MHz (banda-L)
Antena	Três antenas parabólicas
Abertura	3,1 m ² (2 m de diâmetro)
Largura do feixe	7,6° (potência média)
Direção do feixe	Fixo nas três direções
Transmissor	Três amplificadores Solid State
Potência máxima	1 kW
Potência média	20 W
Duração de pulso	0,67, 1,0, 2,0 μs

A medida da velocidade do alvo efetuada pelo BLR é baseada no “Princípio Doppler” através dos seguintes parâmetros: velocidade radial (V_r), frequência de deslocamento (f_d) e o comprimento de onda do radar (λ), sendo dado por:

$$f_d = \frac{-2V_r}{\lambda}, \quad \mathbf{1}$$

O BLR obtém informações de 64 níveis distintos, entre 0,1 e 6,4 km de altura. Os ecos de radar das 64 alturas observadas foram integrados, utilizando informações a cada 3,2 m para cada intervalo de 0,1 km, para formar o valor de uma amostra e, então uma série temporal com 128 amostras foi armazenada. Os espectros Doppler contêm as 128 amostras foram calculadas para cada altura, em aproximadamente 0,4 s, usando a Transformação de Fourier. Finalmente, foram calculadas as médias de 32 espectros Doppler para cada altura, obtendo-se os perfis verticais para as 3 direções num intervalo de tempo de 50 s, Junior et al. (2004).

A velocidade vertical utilizada pelo feixe vertical do radar corresponde ao valor médio para um volume total de 0,1 km de largura por 0,1 km de espessura para cada 1 km de altura. As componentes zonal e meridional medida correspondem a um volume de cerca de 0,4 km de largura e 0,1 km espessura a cada 1 km de altura. A partir disso, o campo do vento neste volume é considerado homogêneo e as suas velocidades podem ser calculadas e consideradas representativas em um período de amostragem de aproximadamente 1 minuto. A medida da componente horizontal do vento pelo BLR é baseada no cálculo da velocidade horizontal V_h ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) em função do ângulo do feixe radar β ($^\circ$) existente em cada antena e V_r ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), sendo dada por:

$$V_h = \frac{V_r - V_z \cos 15^\circ}{\text{sen} 15^\circ} \quad \mathbf{2}$$

As campanhas foram conduzidas no período da estação seca (08/10 - 15/10/1993) e chuvosa (15/02 - 22/02/1994 e 09/01 - 15/01/1995), com intuito de estudar a diferença de comportamento da atmosfera seca e chuvosa na região. Em cada campanha foram realizadas, aproximadamente 50 radiossondagens com intervalo 3 horas cada, no local do radar. Outros parâmetros meteorológicos fundamentais foram monitorados, tais como: u (m/s) é vento em superfície; T (K) é a temperatura do ar e R_n e R_g (W/m^2) é a radiação global e líquida.

O início de uma convecção profunda requer conhecimento da instabilidade atmosférica e do comportamento da CLA, para isso utilizaram-se os perfis de temperatura potencial virtual θ_v (K) e umidade específica q (g/g), que são métodos clássicos e amplamente utilizados em diversos trabalhos científicos referentes ao estudo da CLA, Stull (1988), elas são dadas por:

$$\theta_v = T \left[1 + \frac{3}{8} \left(\frac{e}{p} \right) \right], \quad \mathbf{3}$$

$$q = 0,622 \left(\frac{e}{p - 0,378e} \right). \quad \mathbf{4}$$

Para o cálculo do CAPE usamos a seguinte formulação abaixo:

$$CAPE = g \int_{NCL}^{NE} \frac{(T_v - T)}{T_v} dz. \quad \mathbf{(5)}$$

Onde T_v (K) é a temperatura virtual e T (K) é a temperatura do ar. O critério de avaliação da convecção profunda baseou-se na escala proposta por Sturtevant (1994), conforme a **Tabela 3** e comparamos com os ecos de radar.

Tabela 3 - A escala proposta por Sturtevan (1995), referente a correspondência entre o valor do CAPE e o seu potencial convectivo na atmosfera.

CAPE	Potencial Convectivo
< 0	Estável
0-1000	Relativamente Instável
1000-2500	Moderadamente Instável
2500-3500	Muito Instável
3500-4000	Extremamente Instável

3.0 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

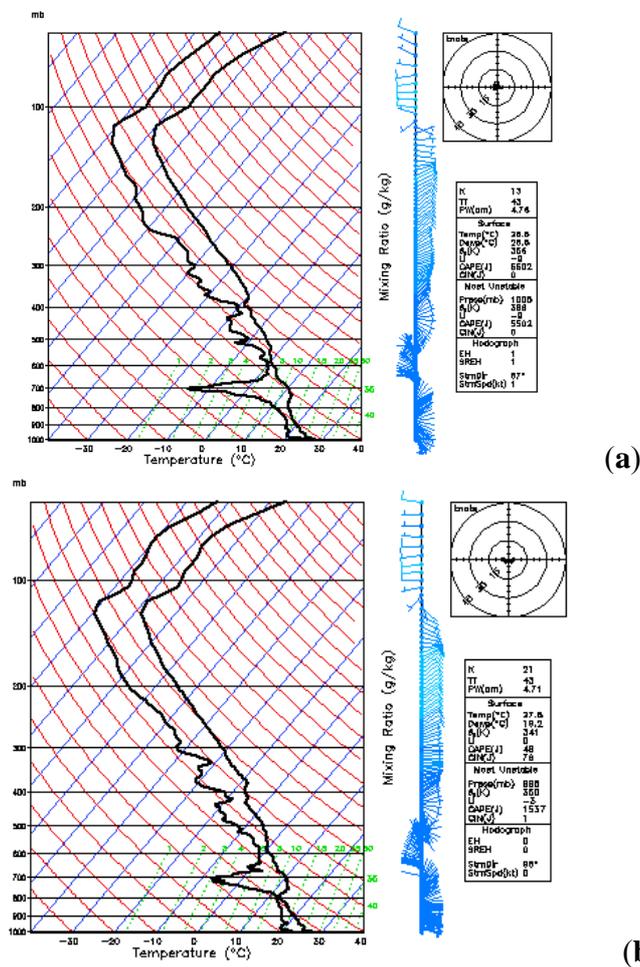


Figura 3 Diagramas de skew-T da estação seca, nos respectivos horários 21 TL(Tempo Local) – 9/10/93 (a) e às 15 TL -12/10/93 (b).

Nota-se um aumento significativo do CAPE na **Figura 3(a)** e uma diminuição significativa na **Figura 3(b)**, esta última se deve em grande parte pela quantidade de vapor d'água que é transportado através da circulação da brisa marítima para a CLA, neste dia, onde geralmente este tipo de circulação é acompanhado por um grande aumento da umidade relativa à superfície e diminuição da temperatura e a reversão na direção do vento, com isso interfere profundamente no regime de convecção. A grande variação do CAPE nesta estação foi marcada

pela ocorrência da circulação da brisa marítima, em função da quebra da estrutura da CLA, claramente identificada no dia 12/10/1993. Porém, a altura da CLA nos outros dias exibe uma altura máxima de aproximadamente 3-5 km, entre 12 e 15TL, fornecendo assim uma boa indicação da forte atuação da CLA no aumento do CAPE, sendo confirmado pela **Figura 5**.

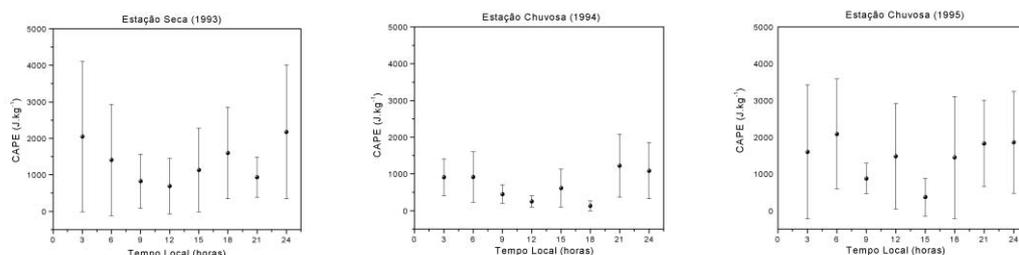


Figura 4 Variação diurna dos desvios padrão do CAPE para o período de estudo (estações seca e chuvosa).

Nota-se que o CAPE na estação seca apresenta uma grande variação no seu ciclo diurno em comparação com as outras estações. Através dos valores obtidos observa-se que na estação seca e chuvosa (95) apresentam um comportamento contrastante, entre 3 e 6 TL, o que não ocorre na estação chuvosa (94). Nesta estação ocorreu uma diminuição sensível, isto se deve que neste ano foi marcado pela intensificação da componente meridional em relação a zonal, principalmente abaixo de 1,6 km e estes equivale aos ventos de oeste (monções), maiores detalhes em Hashiguchi et al (1995). A ocorrência da mudança da velocidade do vento associado com CLA estável durante a estação chuvosa (94) resultaram em pequenos valores do CAPE.

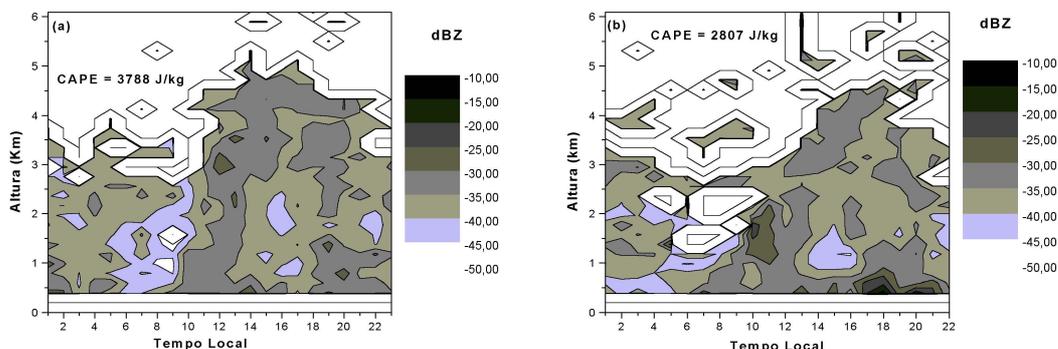


Figura 5 Seção transversal tempo-altura do fator equivalente de refletividade radar (dBZ) observado com o BLR. Médias horárias das observações em Serpong, no período de 10-11/10/1993.

Verifica-se que a intensidade do eco de radar, indicada pela área sombreada, corresponde à forte atividade turbulenta e isto por sua vez a forte atividade convectiva na região. Observa-se claramente a existência de padrão diurno da CLA para os dois dias consecutivos, principalmente às 15TL, indicada pelos valores obtidos pela radiossondagem, no qual corresponde a um CAPE que variou de muito a extremamente instável, obedecendo à escala proposta por Sturtevant (1995). Assim, conseguimos correlacionar o CAPE com o de eco de radar e à altura da CLA, visto que com CLA instável foi marcante neste período e com isso houve um aumento da instabilidade atmosférica, e conseqüentemente da convecção profunda. O que

facilitou esta correspondência foi a não atuação circulação da brisa marítima durante este período.

4.0 - CONCLUSÕES

A forte atuação da brisa marítima em conjunto com o regime de vento de grande escala (monções) implicou na diminuição do CAPE para alguns dias no período de estudo, em particular, na ocorrência marcante da circulação da brisa marítima, que por sua vez quebrou a estrutura da CLA no dia 12/10/1993. Nas estações seca e chuvosa (95) houve um aumento do CAPE durante a madrugada e início da manhã, o que não ocorreu na estação chuvosa (94), acreditamos que não só a mudança de regime de vento de grande escala, mas também o CAPE é sensível às propriedades da parcela de ar, condicionando assim a uma forte variação, que ora diminui ou aumenta o seu valor. A combinação dos dados de radar e CAPE conseguiram nos fornecer uma boa indicação dos deslocamentos da parcela de ar, durante a convecção profunda sendo isso uma boa alternativa para previsão de curto-prazo. Porém, o uso do CAPE com outros métodos se faz necessária na avaliação dos dias com ocorrência de convecção profunda, em particular na região equatorial.

5.0 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anthes, T.A.; A cumulus parameterization scheme utilizing a one dimensional cloud model. **Monthly Weather Review**, v. 105, n. 8, p.270-286, 1977
- Bhat, G.S.; Srinivasan, J.; Sulochana, G.; Tropical Deep Convection, Convective Available Potential Energy and Sea Surface Temperature. **Journal Meteorological Society Japan**, v.74, n. 2, p.155-166, 1996.
- Fritsch, J. M.; Chappell, C. G.; Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parametrization. **Journal Atmospheric Science**, v.37, n. 4, p.1722-1733, 1980.
- Fu, R., Del Genio, A.D.; Rossow, W.B.; Influence of ocean surface conditions on atmospheric vertical thermodynamic structure and deep convection. **Journal Climate**, v.7, p.1092-1108, 1994.
- Hashiguchi, H., S. Fukao, T. Tsuda, M. D. Yamanaka, D. L. Tobing, T. Sribimawati, S. W. B. Harijono, and H. Wiryosumarto, Observations of the planetary boundary layer over equatorial Indonesia with an L-band clear-air Doppler radar: Initial results. **Radio Science**. v. 30, p. 1043-1054, 1995.
- Stull, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Kluwer Academic- Norwell Mass., 1988, 666 p.
- Sturtevant, J. S. **The Severe Local Storm Forecasting**. Primer, 1995, 197 p.
- Weisman, M. L.; Klemp, C. G.; The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. **Monthly Weather Review**, v.112, p.2479-2498, 1982.
- Williams, E.; Renno, N.; An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. **Monthly Weather Review**, v.121, p.21-36, 1993.
- Xu, K.; Emanuel, K. A.; Is the tropical atmosphere conditionally unstable? **Monthly Weather Review**, v. 117, p.1471-1479, 1989.
- Ye, B.A.; Genio, L.; CAPE variation in the current climate and in a climate change. **Journal of the Climate**, v. 11, p.1997-2015, 1998.
- Oliveira Júnior, J. F.; Kwon; B.H.; Tenório; R.S. Estrutura da Camada Limite Atmosférica sobre a Região Equatorial Marítima através de Radar Doppler Banda-L. In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, **Proceedings**..., Rio de Janeiro –RJ – CD-ROOM, p. 1936-1942, 2000.
- Oliveira Júnior, J. F.; Kwon; B.H.; Gois; G, Santos, A. S. Camada Limite Atmosférica Tropical (CLAT): Avaliação e Validação dos Dados de Radar Doppler com os de Radiossondagem. **Revista Physcae**, v. 4, p. 23-32, 2004.