

A brisa marítima observada através de um radar Doppler banda-L.

José Francisco de Oliveira Júnior¹
Byung Hyuk Kwon²
Alessandro Sarmiento Cavalcanti³
Alexandre Soares dos Santos⁴

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

³UFRJ – Universidade Federal do Rio de Janeiro
CEP 21941-590 – Rio de Janeiro – RJ
alessandro@fapeal.br

⁴UFAL – Universidade Federal de Alagoas
CEP 57072-970 - Tabuleiro dos Martins - Maceió – AL
aliba@pop.com.br

Abstract. This study was accomplished using radiosonde, surface and L-Band Doppler radar data, in Serpong - Indonesia (6° 24' S - 106° 42' E), during the dry season of 1993. The structure of the ABL (Atmospheric Boundary Layer) was interpreted through the radar echo (wind), observed 24 hours a day during the whole study period. The more evident characteristic of the ABL is the presence of a diurnal ML (Mixed Layer) that reaches altitudes greater than 0,3 km in the morning and reaches 3 to 5 km in the afternoon, observing a diurnal cycle of heating and cooling. The information obtained by the BLR (Boundary Layer Radar) shows the existence of pronounced diurnal variations in the ABL, during clear days. It was also verified that the diurnal variation of the ABL was affected by sea breeze circulation, confirmed by the BLR. As an example, on the 12/10/93 the breeze intensified at 14 LT and increasing rapidly (about 15 LT) up to a depth of 1.5 to 2 km. The validation of the radar data presented here has shown significant results, proving that the radar observations should be an important method in the study sea breeze in equatorial atmosphere.

Palavras-chaves: radar Doppler, turbulência, brisa marítima, Camada Limite Atmosférica, Doppler radar, turbulence, sea-breeze, Boundary Layer Atmospheric.

1.0 - INTRODUÇÃO

O radar foi um grande avanço para as observações meteorológicas, tendo como principal função descrever a baixa atmosfera com certo grau de precisão e permitindo assim uma melhor avaliação, Doviak e Zrnic (1984). A partir disso, houve o desenvolvimento vários tipos de radares, destacando-se os radares Doppler, às vezes referenciados como “radares de ar-claro” e estes têm contribuído no monitoramento e na pesquisa meteorológica em geral, Sauvageot (1992). Por exemplo, Hashiguchi et al. (1995a) observaram a variação diurna do vento na circulação de brisa marítima através de um radar Doppler banda-L, na Indonésia, onde segundo os seus resultados, o instrumento consegue detectar a circulação da brisa marítima detalhadamente baseando-se na média horária do vento. No caso de Nakane e Sasano (1986) verificaram que a passagem de uma frente de brisa marítima interferia profundamente na estrutura da Camada Limite Atmosférica (CLA).

Enquanto, Nitta et al. (1992) analisaram a ocorrência da circulação de brisa marítima no Mar de Java, região esta com alta Temperatura Superficial do Mar (TSM) ao longo do ano, e encontraram que grande quantidade de umidade era transportada através da brisa marítima e afeta diretamente a altura da CLA. Outro estudo desenvolvido por Houze (1981) identificou que a circulação de brisa marítima na região tropical apresenta um papel distinto durante o período da monção, isto é, quando esta forçante de grande escala atua ela pode produzir fortes movimentos verticais e assim forçar as brisas marítimas e terrestres a aumentarem o seu regime de escoamento. Com isso, nos revela que se não há nenhuma escala de convergência sinótica predominante, a umidade fornecida a CLA é controlada principalmente através da circulação da brisa marítima.

A brisa marítima se desenvolve melhor num dia de tempo bom, onde a sua evolução é geralmente caracterizada pelo desenvolvimento do vento próximo à costa em superfície, fluxo de retorno em altitude, diminuição da temperatura em superfície e aumento da umidade. Os fenômenos turbulentos existentes na brisa marítima, freqüentemente são detectados através de radares na forma da potência de eco de radar, Oliveira Júnior et al. (2000). Porém, existem vários erros, especialmente quando vento horizontal é fraco, sendo identificado por Hashiguchi et al. (1995a). Segundo, Röttger e Schmidt (1979) a maioria das informações obtidas pelo radar na CLA e na alta atmosfera, estão associadas à ocorrência de turbulência e o aumento do poder de eco do radar., onde se acredita que a turbulência gerada dentro da onda seja responsável por tal aumento do eco de radar.

Logo, este trabalho tem como objetivo verificar se o radar instalado na região da Indonésia consegue captar a estrutura da brisa marítima, mesmo na ocorrência de forte turbulência, e a partir disso, avaliar o comportamento da brisa e a sua evolução temporal dentro da CLA.

2.0 – ÁREA DE ESTUDO E INSTRUMENTAÇÃO

A área de estudo, está localizada a 6° 24’S - 106° 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 retro-espalhamento causados por flutuações no índice refrativo (n) que por sua vez, são gerados por flutuações turbulentas na umidade e nos perfis de estabilidade atmosférica $\Delta T/\Delta z$ (°C/km).

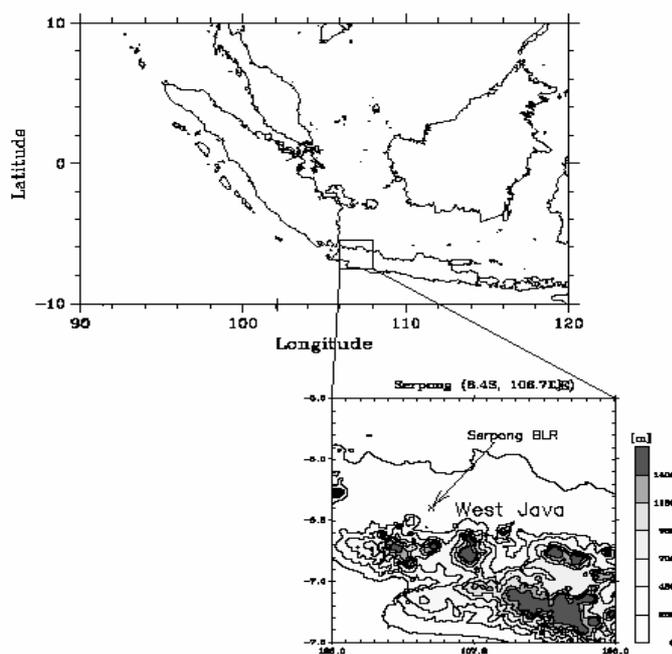


Figura 1 - Localização da área de estudo, Serpong – Indonésia (6° 24' S - 106° 42' E), com sua respectiva topografia em metros.

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:

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

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, Oliveira 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 (m.s^{-1}) em função do ângulo do feixe radar β ($^\circ$) existente em cada antena e V_r (m.s^{-1}), sendo dada por:

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

A campanha foi conduzida no período da estação seca (08/10 - 15/10/1993). 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:

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

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

3.0 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste trabalho foram utilizados dados de radiossondagem, de superfície e radar, para estudar as características da circulação da brisa marítima na região de Serpong-Indonésia. Para isso foi escolhido o dia 12/10/1993, pois neste dia a circulação da brisa marítima foi bem caracterizada. Neste dia houve um forte cisalhamento que se desenvolveu quando a profundidade da brisa marítima foi total, e logo após a sua entrada, houve a formação de nuvens, sendo confirmada pela **Figura 2**.

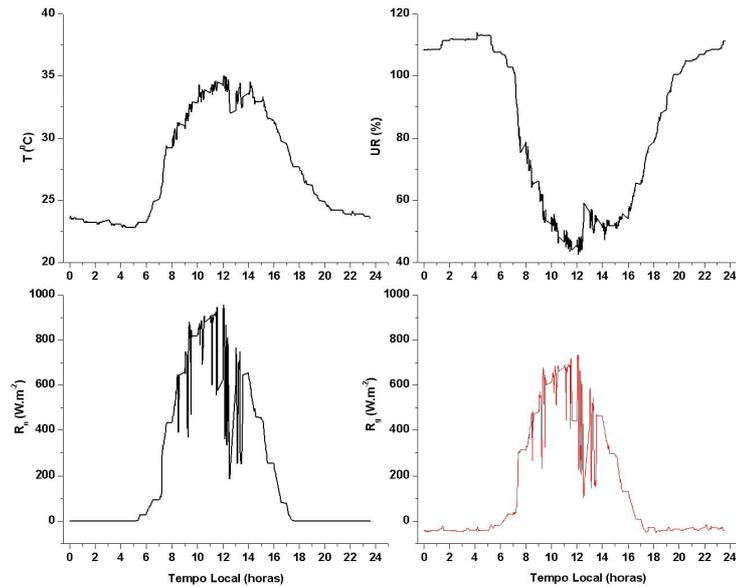


Figura 2 - Variação diurna das variáveis meteorológicas: UR (%); T ($^{\circ}\text{C}$), R_n e R_g (W/m^2) no dia 12/10/1993.

A partir dos dados de radiação global e líquida verificou-se que depois do amanhecer em a quantidade de radiação diminuiu rapidamente, logo após as 12 TL (Tempo Local), conforme a **Figura 2**. À tarde, aparentemente as nuvens apareceram mais freqüentemente durante o período 12-14 LT e foram menos freqüentes depois do pôr-do-sol às 18 TL. As variações nos dados de temperatura do ar à superfície e umidade foram consistentes com as características da nebulosidade.

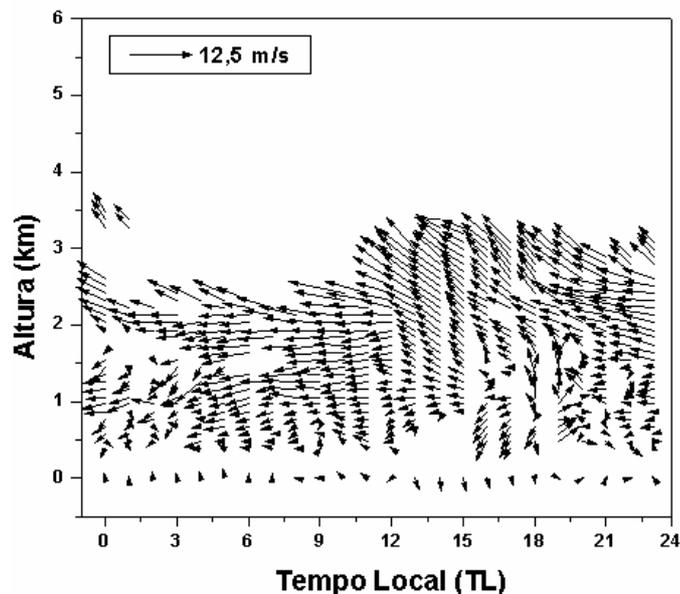


Figura 4 - Seção transversal tempo-altura dos ventos zonal-meridional. Médias horárias das observações do BLR, em Serpong-Indonésia, do dia 12/10/1993.

O tempo exato da entrada a brisa marítima ocorreu próximo das 15 TL, sendo claramente observada em superfície pelos dado de vetor vento, conforme a **Figura 4**. Verifica-se ainda

que o vento dominante foi de norte e começou a fluir ao redor de 13 TL e seguiu o seu desenvolvimento de vento norte (fluxo de retorno) sobre 1,5 km formando a circulação de brisa marítima completa próximo das 15 TL. A profundidade do fluxo da brisa marítima cresceu de 0,8 km às 15 TL para 1,5 km às 18 TL, que é indicado através do forte cisalhamento, como mostra a **Figura 4**. Pode-se dividir a circulação da brisa marítima em três etapas: Primeiro, antes das 13 TL, onde os perfis do vetor vento são muito fortes entre 1,0 e 1,5 km de altura. Segundo, entre 13 e 14 TL, os perfis do vetor vento ocuparam por inteiro a região. Por último, às 15 TL, no momento em que a circulação de brisa marítima se desenvolveu, o poder de eco e os perfis do vetor vento começam a diminuir gradualmente, sendo seguido pelo aparecimento de uma perda completa da resposta no alcance do radar na altura de cerca de 0,9 e 1,3 km de altura, como mostra a **Figura 5**.

Pouco abaixo de 1 km, o vento meridional muda de sinal, por causa da forte influência da superfície. Acreditamos haver um período de transição com variações muito pequenas entre 12-15 TL quando da entrada da brisa marítima e o seu encontro com a Camada de Mistura (CM). A forte variação do vento foi observada antes das 13 TL indicando que a CLA foi dominada por uma grande atividade convectiva. O padrão de velocidade horizontal identificado, provavelmente é inteiramente difundido na CLA, devido aos grandes movimentos verticais na CM desenvolvida.

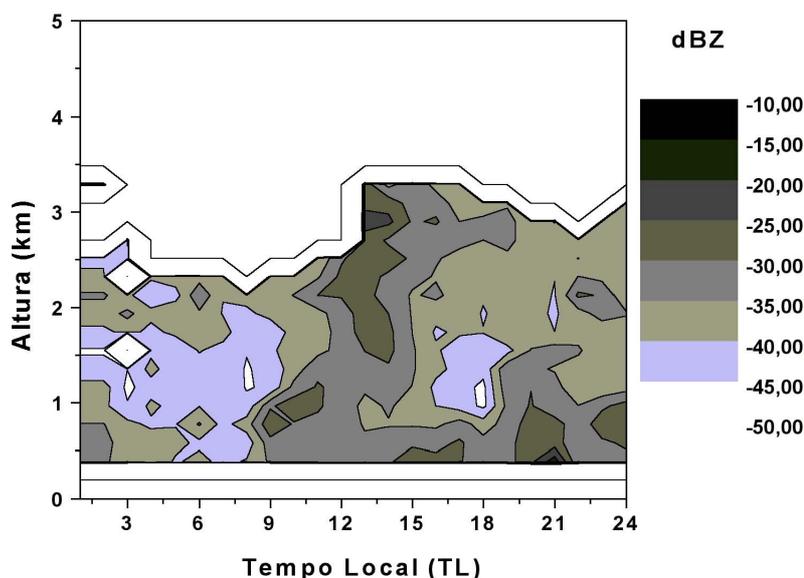


Figura 5 - Seção transversal tempo-altura do fator equivalente de refletividade radar (em dBZ) observado com o BLR, em Serpong, no dia 12/10/1993.

Nota-se que há uma região anômala de eco de radar fraco que coincide com a zona de cisalhamento entre 0,8-1,3 km de altura no período entre 15-18 TL, comparando-se a **Figura 5** com a **Figura 4** e esta região de eco fraco corresponde à camada de cisalhamento fortemente induzida pelo aumento da circulação da brisa marítima. A configuração do fluxo de cisalhamento indica que há uma forte turbulência e sendo identificado pelo BLR. Isso foi observado na entrada brisa marítima através do fluxo de cisalhamento, quando houve uma condição favorável para instabilidade. Com isso, podemos associar o padrão de eco fraco com a ocorrência da turbulência da entrada da brisa marítima e a indução do fluxo de cisalhamento. A intensidade da potência de eco de radar devolvida é sensível a temperatura, a umidade como também a existência de turbulência em pequena escala associada com o espalhamento de Bragg. No dia 12/10/93 nota-se que a circulação da brisa marítima começou

às 15 TL e se desenvolveu durante várias horas. Foi observado que não só o fluxo abaixo da brisa marítima como também o fluxo de retorno em altitude foram estritamente coerentes aos atrasos de fase relativa ao máximo de radiação solar, como mostrado na **Figura 2**.

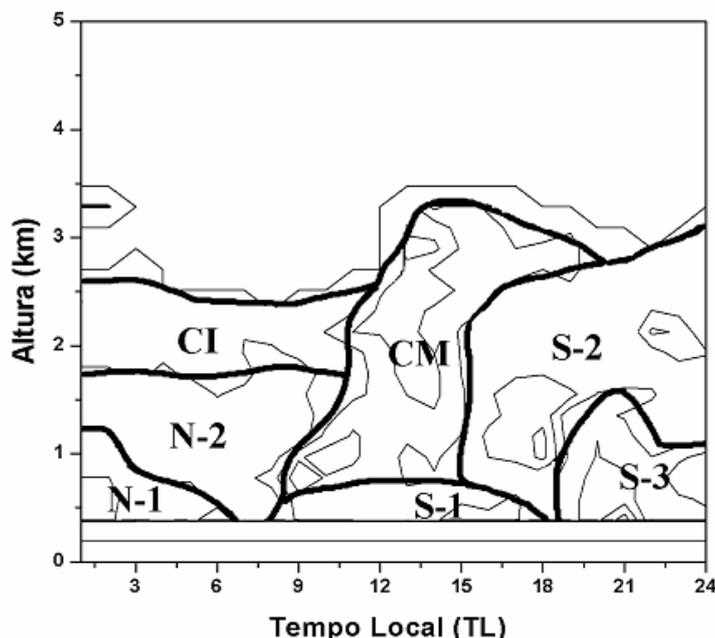


Figura 6 - Descrição esquemática da formação das Camadas Limites atuantes no dia **12/10/1993**.

As observações com BLR, na região da Indonésia revelaram algumas características interessantes entre a brisa marítima e a CLA, principalmente após a entrada da brisa modifica a estrutura da CLA. Para caracterizar esta modificação fizemos o padrão da potência de eco de radar durante o dia 12/10/93, como mostra a **Figura 6**. A característica da potência de eco de radar em relação a CLA, foi dividida em quatro características principais: Camada de Mistura (CM), Camada de Inversão (CI), Camadas de Brisa Marítima(S-1, S-2, e S-3), e Camadas Noturnas (N-1, e N-2) durante a noite.

Nota-se a existência da CM fica menor com a modificação provocada pela entrada da brisa marítima após as 15 TL. Porém, a estrutura da Camada Misturada tem sua definição devido à ocorrência de fortes padrões de eco de radar na camada instável S-1 e regiões de ecos fracos na camada superior estabilizada S-2. A potência do eco de radar é mais fraca devido à diminuição do gradiente de temperatura durante a ocorrência da turbulência na CI. Fortes ecos de radar não comuns, mas apareceram na camada S-2 antes de 18 LT, parecendo indicar a existência de uma convecção extinguida, especialmente ao término do efeito da turbulência. No fim da tarde ocorreu o máximo da brisa marítima, devido a advecção horizontal ser mais fraca e uma nova atividade convectiva se desenvolver quando a superfície de solo começa a se resfriar, como foi mostrado na **Figura 2**. Observando a **Figura 5** nota-se que o ar abaixo de 2 km ainda é relativamente bem misturado às 21 TL.

A estrutura da Camada Limite Noturna (CLN) é dividida em Camada Limite Estável (CLE) no fundo e Camada de Inversão (CI) no topo. O aumento na inversão da temperatura indica o vapor de água trazido pela brisa marítima durante o dia, e este vapor é transportado para Atmosfera Livre. O aumento da potência do eco de radar é relacionado claramente ao grande gradiente de do índice refrativo nesta camada de inversão. O resíduo da CLA noturna é dividido respectivamente em camadas de eco ligeiramente fortes e fracas, N-1 e N-2. Porque a estratificação de N-1 e N-2 não indicam diferenças particulares, sugerindo que produção de turbulência só dependa das características do cisalhamento do vento.

4.0 - CONCLUSÕES

Em superfície, os dados de eco de radar obtidos pelo BLR foram uma boa estimativa do tempo de entrada da brisa marítima na estação seca, especialmente em dias de tempo bom, quando a umidade da CLA foi controlada através da circulação da brisa marítima.

As observações com BLR, na região equatorial da Indonésia revelaram algumas características gerais da brisa marítima-CLA, claramente, que a circulação da brisa marítima teve a sua profundidade total entre 1,5 e 2 km de altura, e a sua entrada modifica a estrutura geral da CLA.

Através da análise do vetor vento (BLR) confirma-se a existência da circulação de brisa marítima. Na estação seca, houve a entrada da brisa marítima próximo ao meio dia na CM desenvolvida sobre o local do BLR. Isto modificou significativamente não só a estrutura da CLA, como também os processos de transporte neste dia cujos efeitos ainda podem observados à noite.

5.0 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Doviak, R. J., Zrníc, D.S. **Doppler Radar and Weather Observations**. Washington: Academic Press. Inc., 1984. 453p.
- Hashiguchi, H., Fukao S., Tsuda T., Yamanaka M. D. Observations of the planetary boundary layer over equatorial Indonesia with and L band clear-air Doppler radar: Initial results. **Radio Science**, v.30, n. 4, p. 1043-1054, 1995b.
- Hashiguchi, H., Fukao S., Tsuda T., Yamanaka M.D., Harijono S.W.D. Boundary Layer Radar Observations of the Passage of the Convection Center over Serpong, Indonesia (6°S, 107°E) during the TOGA COARE Intensive Observations Period. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 73, n. 2B, p. 535 - 548, 1995a.
- Houze, R.A. Winter monsoon convection in the vicinity of North Borneo, part I: Structure and time variation of the clouds and precipitation. **Month Weather Review**, v.109, n. 8, p. 1595-1614, 1981.
- May, P. T., Wilczak J. M. Diurnal and seasonal variations of boundary layer structure observed with a radar wind profiler and RASS. **Month Weather Review**, v. 121, p. 673-682, 1993.
- Nakane, H., Sasano Y. Structure of sea-breeze front revealed by scanning lidar observation. **Journal Meteorological Society Japan**, v. 64, p.787-792, 1986.
- Nitta, T., Mizuno T., Takahashi K. Multi-scale convective systems during the initial phase of the 1986/87 El Niño. **Journal Meteorologic Society Japan**, v. 70, p 447-466, 1992.
- 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.
- 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.
- Röttger, J., Schmidt G. High-resolution VHF radar sounding of the atmosphere and stratosphere. **Geoscience Electronic**, v. 17, p.182-189, 1979.
- Sauvageot, H . **Radar Meteorology**. London: Antech House, 1992. 366p.
- Stull, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Kluwer Academic- Norwell Mass., 1988, 666p.