

Camada Limite Atmosférica Tropical (CLAT): Avaliação e Validação dos Dados de Radar Doppler com os de Radiossondagem

José Francisco de Oliveira Júnior, Byung Hyuk Kwon, Givanildo de Gois, Alexandre Soares dos Santos

UNEMET - *União Nacional dos Estudiosos em Meteorologia*

Diretor de Assuntos Académicos e Científicos

Rua Dona Alzira Aguiar, 280 – Pajuçara

57030-270 - Maceió - AL - Brasil

e-mail: jose.francisco@unemet.al.org.br - juninho@coc.ufrj.br - juninho@acd.ufrj.br

Resumo

A partir da combinação dos dados de radiossondagem com os de radar podemos analisar o comportamento e a estrutura da Camada Limite Atmosférica Tropical (CLAT), em Serpong-Indonésia, no período de 08 a 15/10 de 1993 (estaçao seca). O objetivo deste trabalho é testar dados do Radar Doppler Banda - L (Boundary Layer Radar - BLR) afim de validá-los com os de radiossondagem através do estudo da CLAT. A partir do BLR conseguimos identificar um forte eco de radar na camada de aproximadamente 0,3 km (pela manhã) para próximo de 3-5 km (pela tarde), o qual foi identificado com uma variação diurna do topo da Camada de Mistura (CM). 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 CLAT foi controlada através da circulação da brisa marítima. A validação dos dados de radar com os de radiossondagem foram consideradas significativas para o estudo, provando que as observações a partir da utilização do radar devem desempenhar um importante papel em vários estudos da baixa atmosfera, particularmente na região equatorial.

1 Introdução

Durante a Segunda Guerra Mundial, com a utilização e aprimoramento de um aparelho para detecção de aviões e navios à distância através de microondas - o RADAR (sigla para *Radio Detection And Ranging*) - notou-se muitas vezes a presença de “interferências” causadas por elementos meteorológicos [1]. Os radares têm um papel importante no campo da Meteorologia, particularmente nos dias atuais, onde são tidos como um dos principais instrumentos de observação da atmosfera, devido à sua capacidade de quantificar e identificar remotamente os fenômenos atmosféricos.

Porém, nas últimas três décadas, a estrutura vertical da atmosfera tem sido alvo de várias pesquisas a partir da construção dos primeiros “Radares Doppler”, tendo como principal característica a habilidade de medir a velocidade de um alvo, empregando o “Efeito Doppler”¹. Com isso, alguns estudos foram realizados, como por exemplo: (i) o estudo dinâmico das nuvens e da precipitação [2]; (ii) a verificação realizada através de um algoritmo onde identificou-se que a altura máxima do pico do gradiente de refletividade radar², decrescia com altura, proporcionando a identificação do topo da Camada Limite Atmosférica

(CLA)³ [3]; e (iii) a avaliação através de um radar dos perfis verticais da CLA e sua variação diária-sazonal [4]. Muitas destas pesquisas envolviam a aplicação de técnicas de sensoriamento remoto para a CLA, embora comparações rigorosas com estudos “*in situ*” ainda sejam necessárias.

A radiossonda é um pacote instrumentado de rádio-transmissão levado até à atmosfera através de um balão, sendo uma das principais fontes de informação na pesquisa meteorológica. Esta radiossonda possui sensores de pressão, temperatura e de umidade. Os movimentos do balão junto com a velocidade de ascensão indicam a direção e a velocidade do vento em várias alturas.

As medidas obtidas de radiossondagem são insuficientes para estudar detalhadamente a CLA, porém o radar pode ser um instrumento complementar em relação às técnicas clássicas (balões meteorológicos, aeronaves e torres anemométricas) [5]. Através das observações conjuntas radar-radiossonda, obtém-se uma boa base de dados que são imprescindíveis no entendimento das características marcantes da CLA, principalmente as variações temporais e espaciais [6]. A combinação destes instrumentos complementa satisfatoriamente as técnicas clássicas, quando o objetivo é a descrição da baixa

¹ “Efeito Doppler” - Este efeito foi descoberto pelo austríaco, Johann Christian Doppler (1803-1853), em 1842 estudando ondas sonoras.

² Refletividade Radar - É um parâmetro que depende do número e espectro de gotas (chuva), e apresenta grande variação, logo se utiliza uma escala logarítmica ($Z = 10 \log_{10} (z/1 \text{ mm}^6 \text{ m}^{-3})$).

³ CLA - É a parte mais baixa da atmosfera terrestre que é diretamente influenciada pela trocas de *momentum*, calor e vapor d’água. Os movimentos turbulentos e a escala de tempo de uma hora ou menos são as características marcantes da CLA, já que o transporte das propriedades atmosféricas acontece horizontalmente e verticalmente em toda sua profundidade [7].

troposfera, pois a metodologia clássica não pode observar detalhadamente esta camada.

A dinâmica da Camada Limite Atmosférica Tropical (CLAT) envolve a compreensão dos mecanismos de controle do clima local, tanto do ponto de vista oceânico como terrestre. A CLAT é a parte mais baixa da troposfera sendo divididas em duas partes, estendendo-se desde da superfície até a Atmosfera Livre. A CLAT é diretamente influenciada pela superfície terrestre, respondendo às forçantes superficiais. Como mostra a Figura 1, estas forçantes geram a turbulência, aumentando a profundidade da CLAT [8].

Dentre as diferentes regiões tropicais existentes no globo, podemos destacar como sendo de grande importância para o estudo desses mecanismos de controle climático regional, áreas tropicais continentais cercadas por oceanos e sendo influenciadas por temperaturas superficiais marítimas (TSM) elevadas. Uma região que se enquadra dentro destas características é a Indonésia, denominada de “continente marítimo”.

Nesta região há pouca variação nas TSMs, por causa das águas oceânicas quase uniformemente quentes. O

comportamento atmosférico nesta região é controlado por circulações atmosféricas de origem térmica e baseadas no conjunto oceano-vento, isto é, Oceano Pacífico-Ventos Alísios (leste) e Oceano Índico-Monção (oeste), [9]. A compreensão destes sistemas de ventos é de grande relevância no estudo da variabilidade interanual do sistema oceano-atmosfera, podendo ser aplicado em outras regiões tropicais do globo, por exemplo, algumas regiões costeiras do Brasil.

Portanto, este trabalho apresenta uma breve descrição do sistema de Radar Doppler Banda - L (Boundary Layer Radar - BLR) e o seu desempenho na obtenção dos dados de eco de radar e componentes do vento, como também as observações realizadas com radiosondagem. Em suma, este trabalho tem por finalidade propor uma nova avaliação da estrutura da CLA em comparação com o método clássico já utilizado na Meteorologia, e com isso analisar o comportamento da CLAT na estação seca em Serpong-Indonésia, baseado nas observações de um radar Doppler banda-L e validando com dados de radiosonda RS80.

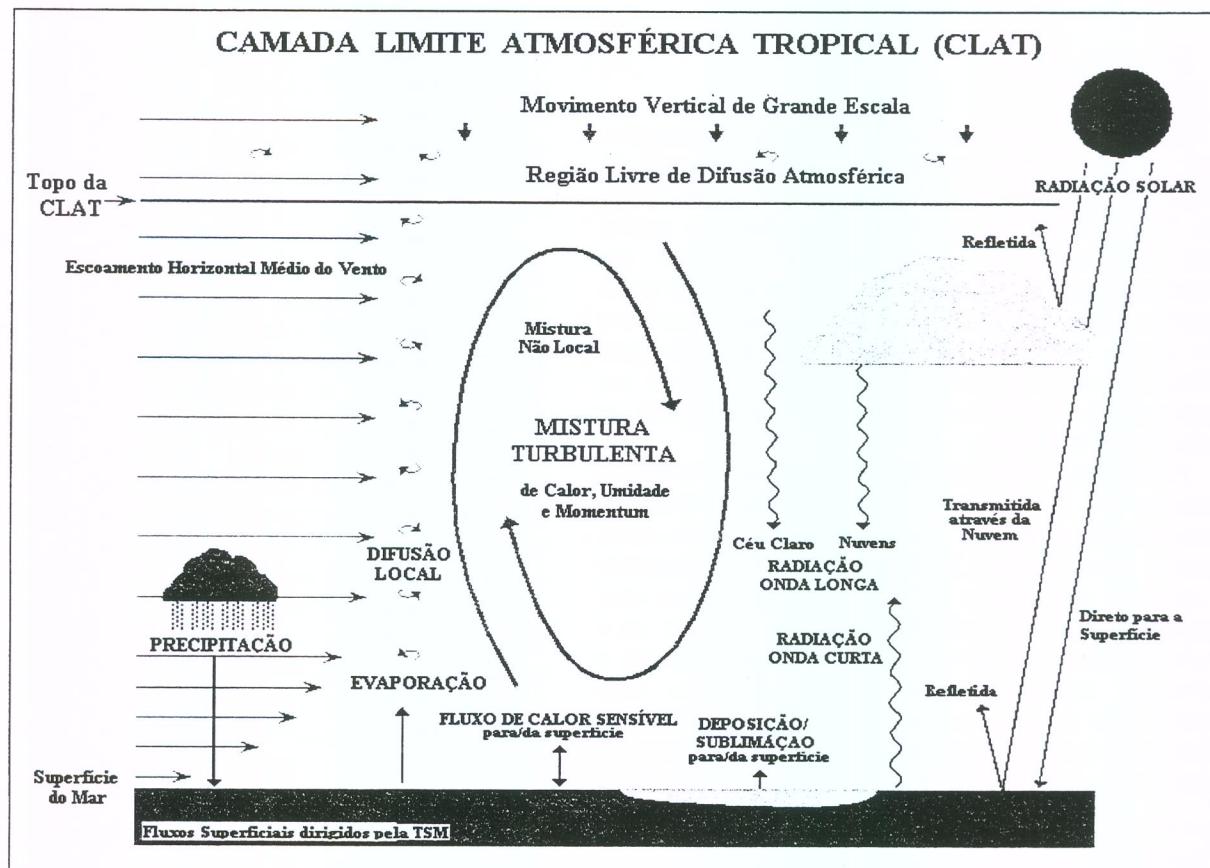


Figura 1: Ilustração esquemática da estrutura da Camada Limite Atmosférica Tropical (CLAT).

2 Descrição dos Instrumentos

Os radares Doppler cujos princípios foram há muito tempo descobertos, emergiam como a principal técnica de pesquisa meteorológica. Isto aconteceu no momento em que a comunidade meteorológica investiu muito no estudo de processos microfísicos em laboratório, dando-se conta da eventual necessidade para o progresso e o entendimento dos movimentos realizados pelas nuvens. Este campo se tornou a primeira preocupação até então.

Porém, os radares Doppler podem ser utilizados separadamente ou em cadeias, particularmente em grandes campanhas experimentais de campo. Algumas destas campanhas envolviam o estudo dinâmico de nuvens e precipitação, como também de fenômenos de mesoescala (brisa marítima e terrestre, convecção profunda, ondas de montanhas) e na “detecção de turbulência em ar claro”, denominado de CAT (*Clear Air Turbulence*) aumentando ainda mais as suas potencialidades.

Os radares Doppler emitem uma onda eletromagnética coerente (freqüência muito precisa) e captam os sinais refletidos em outras freqüências, acima e abaixo da freqüência fundamental emitida. Desta forma é possível separar os alvos que estão se movendo dos que estão parados. Na prática isso indica a velocidade e direção da chuva, como também a intensidade e direção do vento na região.

O BLR⁴ é um radar pequeno e transportável que opera na freqüência de 1357,5 MHz (banda-L), com uma potência de transmissão de pico de 1 kW, como mostra a Figura 2. Foi projetado para estudar a dinâmica da baixa troposfera, incluindo a CLA nas regiões equatoriais. Este radar tem a habilidade de medir os ventos na baixa atmosfera, incluindo a CLA, com um tempo e altura de resolução de 1 min em 100 m, como também serve para estudar turbulência de ar claro e a detecção de chuva, devido à intensidade do eco de precipitação ser bem maior que os ecos de turbulência atmosférica.

Este instrumento recebe ecos de retroespelhamento causados por flutuações no índice refrativo (n) que por sua vez, são gerados por flutuações turbulentas na umidade e nos perfis de estabilidade atmosférica dT/dz ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$).

O BLR possui três antenas parabólicas que são apontadas uma na vertical e duas em direções oblíquas alinhadas ao leste e ao norte com um ângulo zenital de 15°, conforme a Figura 2. As especificações do BLR são listadas na Tabela 1. Além de fornecer os perfis verticais das três componentes do vento (u , v e w), o BLR também fornece parâmetros de turbulência – vetor vento (em dias de céu claro) e de características de gotas de chuva – e refletividade de radar (em dias chuvosos).

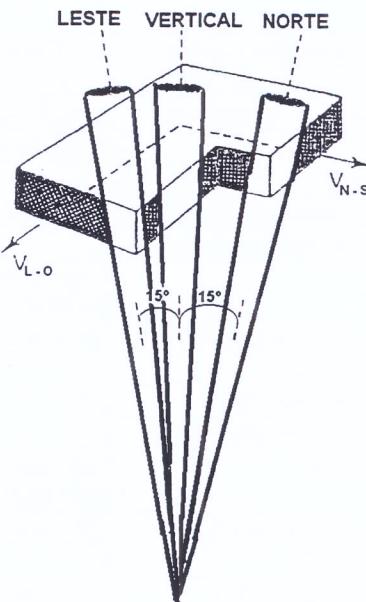


Figura 2 – Local do experimento do radar e o esquema do BLR na obtenção dos dados de eco de radar e das componentes horizontal (u, v) e vertical (w) do vento, em Serpong – Indonésia.

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

Parâmetros	Valor
Freqüência	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 <i>Solid State</i>
Potência máxima	1 kW (máximo)
Potência média	20 W (razão imposta de 20%)
Duração de pulso	0,67; 1,0; 2,0 µs (variável)

As medidas realizadas pelas radiosondas são usadas na previsão do tempo, e são de interesse crescente na Meteorologia Mundial. Logo, existe uma preocupação prática por parte da Organização Meteorológica Mundial (OMM), órgão que fixa exigências de precisão e limitações para o desempenho das radiosondas. Os sistemas de radiosonda constituem-se tipicamente de uma combinação compacta de sensores. O teto para seu uso é aproximadamente 30 km.

Os dados de radiosonda utilizados foram obtidos pela Radiosonda Väisälä - RS80 (maiores informações estão contidas na Tabela 2). Nesta campanha foram realizadas aproximadamente 50 radiosondagens com intervalos de três horas cada.

⁴ BLR - Foi desenvolvido pela Universidade de Kyoto e foi instalado em Outubro de 1992 em Serpong-Indonésia.

Tabela 2: Características da Radiossonda Väisälä-RS80.

Especificações Gerais	Características
Dimensões da Antena (mm)	55 / 147 / 90
Peso da Bateria Ativada (g)	aproximadamente 220
Bateria	eletrolítica
Voltagem (V)	19
Freq. de Transmissão (MHz)	403, 1680
Sensores Meteorológicos	
Pressão	Capacitor BAROCAP
Variação de Medida (hPa)	1060 para 3
Resolução (hPa)	0,1
Reprodutibilidade (hPa)	0,5
Repetição da Calibração(hPa)	0,5
Temperatura	Capacitor THERMOCAP
Variação de Medida (°C)	+60 para - 90
Resolução (°C)	0,1
Reprodutibilidade (°C)	0,2 °C para 50 hPa
Repetição da Calibração (°C)	0,2
Umidade	Capacitor HUMICAP
Variação de Medida (%)	0 para 100 % UR
Resolução (%)	1 % UR
Reprodutibilidade (%)	<3 %UR
Repetição da Calibração (%)	2 %UR

3 Metodologia

Nossa área de estudo está localizada a 6° 24'S - 106° 42'E; 50 m acima do nível do mar, em Serpong, Java Ocidental, no sudoeste da cidade de Jakarta, conforme a Figura 3. A região está localizada em uma planície a aproximadamente 40 km do litoral do Mar de Java, e não há nenhuma montanha no local do experimento. Neste estudo foram utilizados os dados de Radar Doppler Banda-L (refletividade radar e as componentes do vento) e de radiossondagem necessários para o estudo da CLAT. Estes dados correspondem a uma campanha de campo intensa na estação seca (8 a 15/10/1993) em Serpong - Indonésia. De posse dos dados de radiossondagem foram utilizadas as fórmulas termodinâmicas para efetuar os cálculos dos parâmetros meteorológicos que definiram a estrutura e o comportamento da CLAT na região. Logo, foram calculadas a temperatura potencial virtual - θ_v (K) dada pela Eq. (1) - e a umidade específica q (g/kg) dada pela Eq. (2).

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

$$q = 0,622 \left(\frac{e}{p - 0,378e} \right) \quad (2)$$

onde p (mb) corresponde à pressão atmosférica; T (°C) à temperatura e e (mb) à pressão de saturação do ar. A determinação da altura da CLA é realizada através dos perfis de θ_v e q , sendo estes métodos clássicos e já utilizados em diversos trabalhos científicos. Mas este tipo de critério é amplamente utilizado para intercomparação de outras técnicas em relação à determinação da altura da CLA [10].

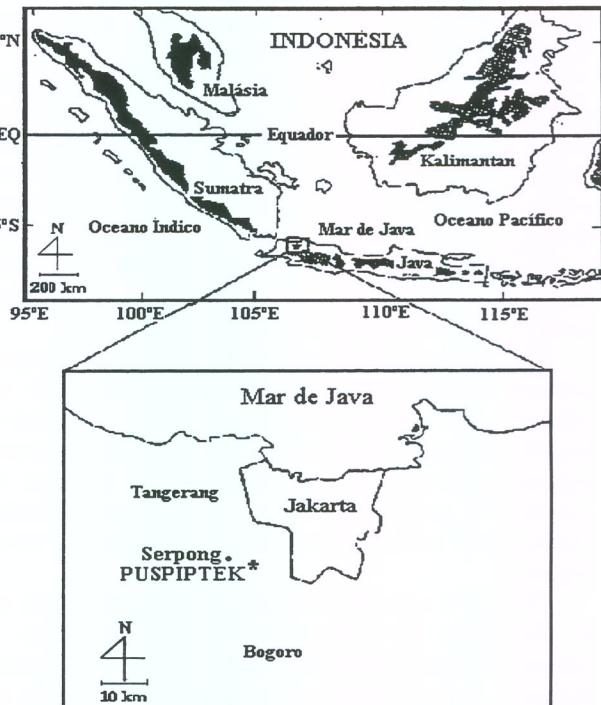


Figura 3 - Localização da Área de Estudo, Serpong - Indonésia (6° 24'S - 106° 42'E).

A característica dos movimentos oscilatórios das parcelas de um fluido dentro da CLA é descrita pela Freqüência Brunt-Väisälä⁵, dada pela seguinte equação:

$$N^2 = \left(\frac{g}{\theta_v} \right) \left(\frac{\partial \theta_v}{\partial z} \right) \quad (3)$$

onde θ_v foi usada para quantificar a umidade e como fator de estratificação na CLA e g ($m.s^{-2}$) é a aceleração da gravidade. A altura da CLAT foi identificada a partir dos picos dos gradientes do eco radar e confirmada pela variação de θ_v e q .

Em Meteorologia, o vento é dividido vetorialmente em componentes horizontal (nas direções leste/oeste e norte/sul) e na vertical (movimento ascendente e

⁵ N^2 foi utilizada para a Freqüência Brunt-Väisälä e N para Refratividade Atmosférica.

descendente). Embora a componente horizontal do vento seja mais forte que a vertical, esta última é responsável pela formação de nuvens e precipitação local. Além disso, a componente horizontal do vento é um importante mecanismo termodinâmico atuando como transportador de massa, calor e momentum, parâmetros fundamentais da turbulência.

A velocidade do vento cresce acompanhando os valores máximo e mínimo do Balanço de Energia, sendo maior durante o dia e menor durante a noite. Em geral, o vento tem sua velocidade reduzida devido à rugosidade superficial z_0 (m) e a sua direção juntamente com a velocidade varia consideravelmente quando ascende na atmosfera. O cisalhamento do vento interage dinamicamente na formação de temporais e tempestades severas, aumentando ou diminuindo a sua intensidade. Porém, o cisalhamento não é observado somente próximo ao solo, ou em fluxos de jato, ele é associado à turbulência de céu claro e ao forte fluxo de vapor d'água.

Neste trabalho o ângulo meteorológico usado nas observações do radar foi convertido em ângulo trigonométrico, no intuito de ser mostrado graficamente as mudanças do vento dentro da estação. Assim, efetuou-se a decomposição vetorial das duas componentes, u e v , onde o ângulo meteorológico α é obtido através da decomposição matemática das componentes do vento e ξ é o ângulo observado pelo radar. O procedimento matemático utilizado quanto à avaliação do ângulo do vetor vento é apresentado a seguir:

$$\xi = 270^\circ - \alpha; \quad \alpha = \arctan\left(\frac{v}{u}\right) \quad (4)$$

Devido à dificuldade na distinção de observação por parte do radar dos ângulos 0° e 360° , foi formulado um algoritmo que faz a distinção entre a diferença da direção observada pelo radar e pela radiossonda a cada 180° . No algoritmo são consideradas duas situações:

$$\begin{aligned} D_R - D_s &> 180^\circ \\ D_{RC} &= 360 - D_R \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} D_R - D_s &< 180^\circ \\ D_{SC} &= 360 - D_S \end{aligned} \quad (6)$$

onde D_R é a direção observada pelo radar, D_S é a direção observada pela radiossonda e D_{RC} , D_{SC} são as respectivas diferenças do ângulo de 360° e a direção observada pelo radar e a radiossonda.

Baseando-se neste algoritmo, processaram-se os dados referentes à diferença entre o radar e a radiossonda com

relação à intensidade e direção do vento. Elaboraram-se os respectivos desvios padrão, culminando com a escolha do dia 12/10/93, pois este dia apresentava uma situação típica de brisa marítima, particularmente no 15TL (Tempo Local igual ao tempo universal mais 7 horas).

A altura mais baixa de observação do BLR (a partir do solo) é cerca de 0,3 km do intervalo entre a transmissão e recepção do sinal. No entanto, ela é significativamente afetada pelos ecos indesejáveis (*ground clutter*)⁶ provenientes da topografia e de anomalias nas propriedades de propagação atmosférica. Neste sentido, a altura da antena foi abaixada, e construída uma cerca de prevenção para minimizar os ecos indesejáveis. As alturas máximas de observações com BLR dependem da intensidade do eco atmosférico. Através da potência eco de radar, o BLR pode avaliar as alterações provocadas na estrutura da CLA, particularmente na variação dos perfis de umidade e temperatura, principais forçantes para evolução diurna da CLA.

A difusão de uma onda eletromagnética emitida pelo radar ocorre devido às variações do índice refrativo do ar (n) que é associado às propriedades termodinâmicas através da seguinte relação:

$$N = (n - 1)10^6 = 77,6\left(\frac{p}{T}\right) + 3,73 \times 10^5\left(\frac{e}{T^2}\right) \quad (7)$$

A taxa de variação do índice de refração N (N) com altura (dN/dz) determina a curvatura dos raios e esta pode ser estimada através da sondagem atmosférica, sendo um bom indicativo da ocorrência da refração atmosférica. Então, a equação da refratividade atmosférica pode ser reescrita da seguinte forma:

$$N = N_s + N_u \quad (8)$$

onde, $N_s = 77,6 (p/T)$, referente ao caso seco, $N_u = 3,73 \times 10^5 (e/T^2)$, referente ao caso úmido. Dentro da baixa atmosfera (uma região não-homogênea) a umidade é a razão principal das variações do índice de refração, mas acima de 5 km de altitude a contribuição pelas flutuações térmicas é predominante. Na atmosfera, próximo ao nível do mar, N é aproximadamente 1,003 N. A turbulência atmosférica não é a única fonte possível da não-homogeneidade do índice refrativo do ar. Mas, a justaposição das camadas atmosféricas com propriedades meteorológicas diferentes resulta em inesperadas variações dos gradientes de temperatura e umidade aumentando o gradiente do índice refrativo do ar.

⁶ *ground clutter* – Terminologia usada na identificação de ruidos provenientes do sinal de retorno do radar.

Avaliando-se os dados de radar (refletividade e vetor vento) foram utilizadas as informações de 64 níveis diferentes, isto é, entre 0,1 e 6,4 km de altura. Os ecos de radar foram integrados, para cada uma das 64 alturas observadas, utilizando informações a cada 3,2 m por intervalo de 100 m, para formar o valor de uma amostra e então uma série temporal de 128 amostras foi armazenada. O espectro Doppler⁷ com 128 valores foi então calculado para cada altura, em aproximadamente 0,4 s, usando a Transformada de Fourier, expressa por:

$$\begin{aligned} f(t) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega t} dt, \\ F(\omega) &= \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt. \end{aligned} \quad (9)$$

A transformada de Fourier dos dados de ecos de radar foi previamente calculada pelas equações anteriores, onde $\omega = 2\pi/T$ [rad.s⁻¹], freqüência angular fundamental e $f(t)$ [Hz⁻¹] é a função periódica de período T . As transformadas estão escritas da seguinte forma:

$$\begin{aligned} E(f) &= \int_{-\infty}^{\infty} 2\pi e(t) e^{i2\pi ft} dt, \\ 2\pi e(t) &= \int_{-\infty}^{\infty} E(f)(t) e^{2\pi i\omega t} dt. \end{aligned} \quad (10)$$

Assim, o campo elétrico $e(t)$ emitido pelo radar (eco) é devido ao retroespalhamento do sinal transmitido, por um determinado número de alvos, dado por:

$$e(t) = \sum_k a_k \exp\{i[2\pi(f_0 + f_k)t + \varphi_k]\} \quad (11)$$

onde a freqüência de deslocamento Doppler é dada por $f_k = -2V_k/\lambda$, onde λ é o comprimento de onda do radar; V_k é a velocidade radial Doppler (ao longo do feixe radar) de afastamento ou de aproximação do k -ésimo alvo; φ_k sua posição de fase inicial; e a_k a sua contribuição para amplitude total do sinal $e(t)$. A somatória é estendida a todos os alvos dentro da região do volume do pulso. As freqüências f_k e as amplitudes a_k são consideradas constantes independentes do tempo. Apesar de ser complexa, somente a parte real tem significado físico. Ela pode ser reescrita como:

$$e(t) = E(t) e^{i2\pi f_0 t} \quad (12)$$

onde $E(t)$ é denominada de amplitude complexa, sendo esta obtida heterodinando o sinal $e(t)$ da freqüência f_0 até zero. A intensidade do sinal $I(t)$ é definida por:

$$I(t) = E(t) E^*(t) = |E(t)|^2 \quad (13)$$

Esta operação é realizada eletronicamente através de uma média sobre um ciclo da IF (freqüência intermediária) mais baixa. Assim o espectro de potência Doppler (ou, simplesmente Espectro Doppler) é designado por:

$$S(f) = F(f) F^*(f) \quad (14)$$

Desta maneira, o espectro Doppler foi calculado através da transformada de Fourier de $E(t)$, isto é, a função $F(f)$ e depois quadrando o seu valor absoluto. Assim a direção do feixe do radar é mudada imediatamente depois da alteração do espectro Doppler [11]. Finalmente, foram calculadas as médias de 32 espectros Doppler para cada altura, obtendo-se os perfis verticais para 3 direções em aproximadamente 50 s, inclusive o tempo de transferência dos dados para o computador (~10 s). Os dados radar observados foram fornecidos pela largura do feixe radar de 7,6° com resolução vertical de 100 m. A velocidade vertical foi determinada utilizando-se o feixe vertical do radar correspondente ao valor médio para um volume rugoso de 130 m de largura por 100 m de espessura para cada 1 km de altura. As componentes zonal e meridional correspondem a um volume de cerca de 400 m de largura por 100 m de espessura a cada 1 km de altura. Supondo que os campos de vento neste volume são homogêneos, as velocidades calculadas podem ser consideradas como valores representativos em um período de amostragem de aproximadamente 1 minuto, embora algumas médias sejam necessárias para que se obtenham valores confiáveis.

Logo, a medida da componente horizontal do vento feita pelo radar baseou-se no cálculo da velocidade horizontal V_h (m.s⁻¹) em função do ângulo do feixe radar (θ) existente em cada antena e da velocidade radial V_r (m.s⁻¹) e da altura V_z (m.s⁻¹), conforme a equação abaixo:

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

onde, h é designado como horizontal, r é radial e z é a altura.

⁷ Espectro Doppler - É a somatória estendida a todos os alvos dentro da região do volume do pulso. O espectro pode ser calculado utilizando a Transformada de Fourier e a Autocovariância.

4 Resultados e Discussão

Os estudos teóricos e observacionais dos processos que ocorrem na CLA necessitam da validação dos resultados, em virtude do tipo de instrumentação utilizada, e do entendimento de como estes processos ocorrem e influenciam o comportamento e a estrutura da CLA. Uma das maiores dificuldades neste trabalho foi relacionar medidas pontuais e contínuas (radar) com medidas espaçadas (radiossonda), pois estas medidas são dificultadas pela intermitência do processo turbulento atmosférico. Todavia, conseguiu-se correlacionar os dados de eco de radar e sondagem atmosférica, pois para o radar foi estabelecido um intervalo de 100 m, o que facilitou a correspondência.

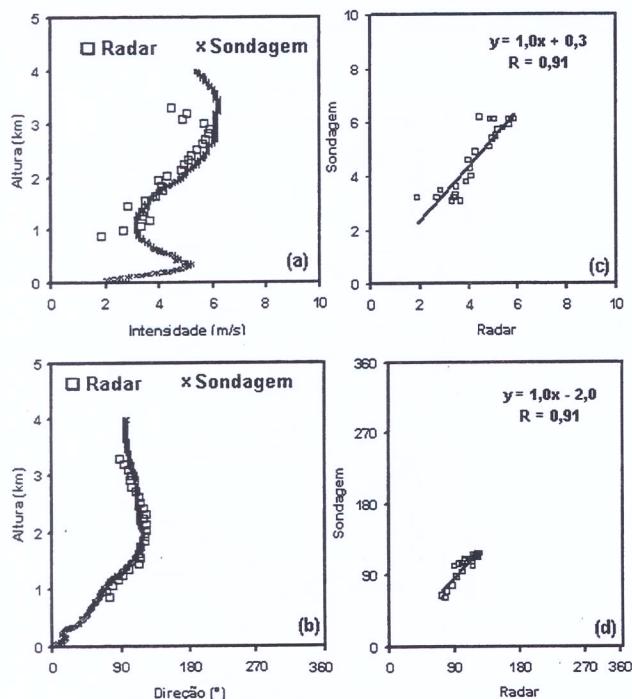


Figura 4 - Comparação entre dados de radar Doppler (◻) e da Radiossonda (x) para: Velocidade (a) e Direção (b) do Vento às 15TL. Regressão Linear da Intensidade (c) e Direção do vento(d) no dia 12/10/1993.

Analizando a Figura 4 (a) e (b), nota-se que existe uma boa correlação visual da direção e intensidade do vento entre os dados de radar e de radiossondagem entre as alturas 1 a 3 km, o que pode ser comprovado através das Figuras 4 (c) e (d), onde os coeficientes de regressão foram de $r = 0,91$, tanto da intensidade como para a direção do vento.

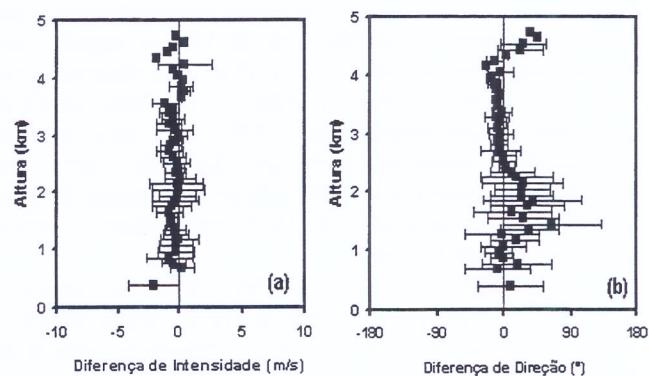


Figura 5 - Desvios Padrão da média da diferença da Velocidade (a) e Direção do Vento (b) através do radar Doppler e Radiossonda às 15TL no período de 08 - 14/10/1993.

Através da Figura 5 (a), nota-se que em todos os dias observados, na altura entre 1 e 2 km, a intensidade aumentou significativamente, enquanto que na Figura 5 (b) nota-se que há uma forte região entre 0,3 e 2 km. Possivelmente isso estaria associado ao efeito da brisa neste horário. Esta variação marcada pela brisa traz consigo a advecção fria proveniente do oceano interferindo na evolução do regime de vento da CLAT.

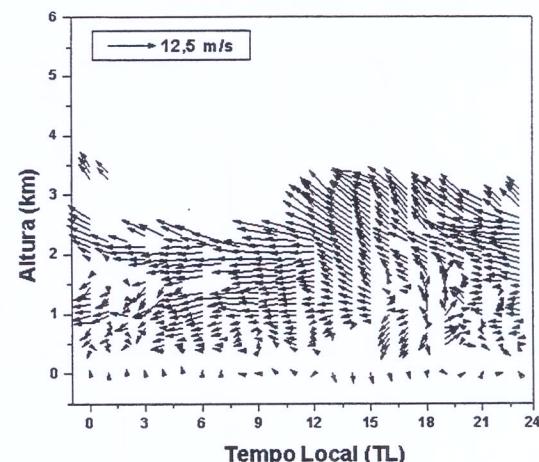


Figura 6: Seção transversal tempo-altura dos ventos zonal-meridional. Médias horárias das observações do BLR, em Serpong, do dia 12 de Outubro de 1993.

Através dos dados de vetor vento (componentes horizontais do vento – u e v), extraídos do radar e da velocidade do vento em superfície próximo à 10 metros (anemômetro) - sendo simbolizados pelos vetores acima, como mostra a Figura 6 - foi feita a plotagem destes respectivos dados com objetivo visualizar o campo de vento, durante a ocorrência de brisa marítima na região. Na

Figura 6 vê-se que o vento de norte foi dominante (brisa-mar) e começou a fluir ao redor de 13TL e seguiu o seu desenvolvimento de vento norte (fluxo de retorno) sobre 1,5 km, formando uma circulação de brisa marítima completa a aproximadamente 15TL, com uma zona de cisalhamento entre este período. Também houve uma tendência crescente na profundidade da camada da brisa marítima no período de 15 às 18TL que é marcada através do cisalhamento do vento.

A profundidade do fluxo da brisa marítima cresceu de 0,8 km às 15TL para 1,5 km às 18TL, como mostra a Figura 6. Pouco abaixo de 1 km, o gradiente vertical do vento meridional muda de sinal, porque a velocidade horizontal diminui próxima a superfície, exceto próximo ao solo, onde o vento zonal é dominado pelo fluxo vindo de leste e da circulação monçônica, sendo que não há nenhuma variação drástica, conforme a Figura 6.

Observa-se ainda na Figura 6 a evolução temporal do padrão da potência de eco de radar (vetor vento) e este foi dividido em três episódios: (i) antes de 13TL, onde os perfis do vetor vento foram caracterizados principalmente por ecos muito fortes entre 1,0 e 1,5 km de altura; (ii) entre 13 e 14TL, ecos fortes ocuparam por inteiro a região plotada; (iii) e às 14TL, no momento em que a circulação de brisa-mar se desenvolveu, a intensidade do eco começa 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, devido ao aumento de umidade trazido pelo oceano.

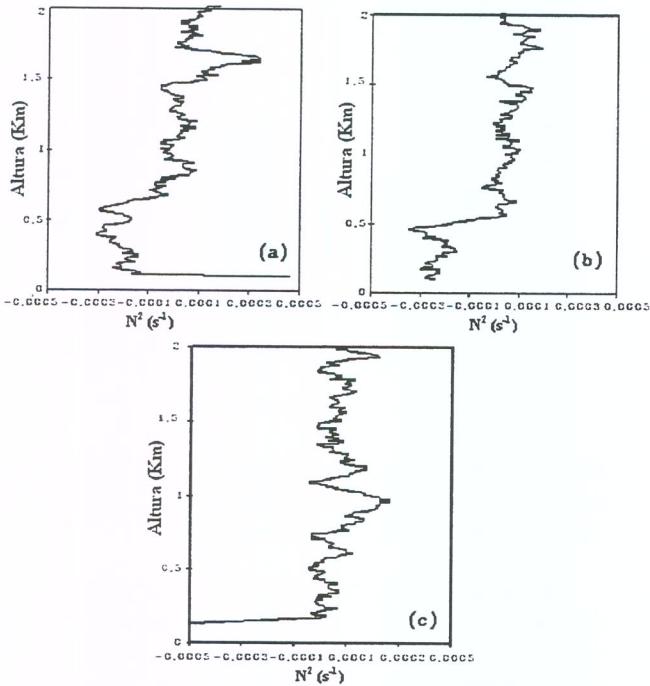


Figura 7: Variação da Freqüência Brunt-Väisälä (N^2) com a altura nos horários de 12TL (a), 15TL (b) e 18TL (c) para o 12 de Outubro de 1993.

A grande potência de eco de radar durante o dia é comumente associada com atividade convectiva da Camada de Mistura em desenvolvimento. Teoricamente, a convecção é gerada pela estratificação térmica instável ou pela flutuabilidade dirigida pela instabilidade que acontece se o valor da Freqüência Brunt-Väisälä for negativo. A Figura 7 (a) mostra o perfil de N^2 às 12TL, onde os valores positivos estão abaixo de 0,5 km, mas os valores variam rapidamente em função do tempo e da altura até aproximadamente 0,8 km. Esta variação rápida em N^2 pode ser produzida através do movimento convectivo com a introdução do movimento subsidente. Uma camada com eco muito forte apareceu entre 1,0 a 1,5 km correspondente ao forte gradiente de N^2 antes da atmosfera ficar estável sobre 1,5 km de altura. Por outro lado, uma situação muito diferente é mostrada no perfil de 15TL, Figura 7 (b), onde há a ocorrência de uma atmosfera instável abaixo de 0,5 km, como também as características de estratificação térmica não mudam muito até 18TL, conforme a Figura 7 (c).

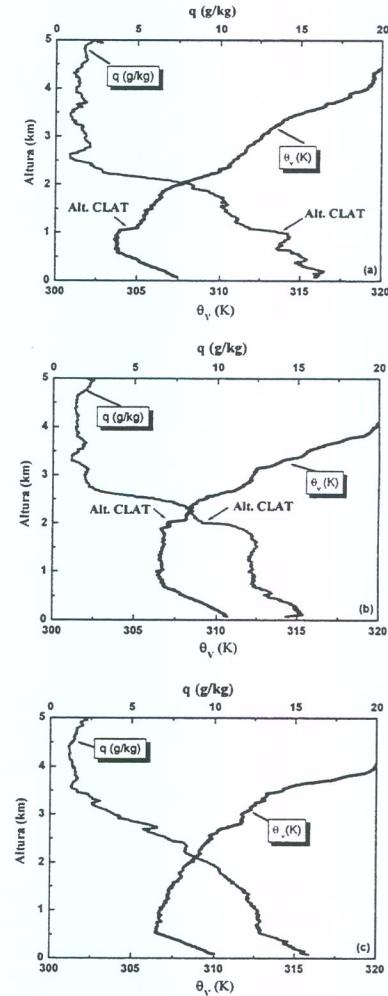


Figura 8: Perfil da Temperatura Potencial Virtual (θ_v) e Umidade Específica (q) para os respectivos horários 09TL (a), 12 TL(b) e 15 TL (c) no dia do 12/10/1993.

A partir dos perfis de θ_v e q podemos estimar a altura da CLAT e validar com os dados de eco de radar. Assim utilizou-se a refletividade radar de todos os dias durante a estação seca e também os respectivos perfis de θ_v e q que nos forneceram a evolução e a estrutura diária da CLAT, conforme a Figura 8.

Nota-se que abaixo de 0,6 km há formação de um gradiente superadiabático para o respectivo horário. A CLAT iniciou-se às 09TL com uma altura de 1 km e continuou ascendendo através da forçante superficial até 2 km de altura às 12TL, enquanto que às 15 TL não há uma boa identificação quanto à altura da CLAT, visto que nesta hora acredita-se haver uma grande influência da brisa marítima que quebra o desenvolvimento da CLAT em função do aumento de umidade fornecido pelo oceano, onde a brisa marítima teve sua atuação mais intensa e diminuindo consideravelmente o perfil de θ_v e q para o horário de 15TL, [12, 13].

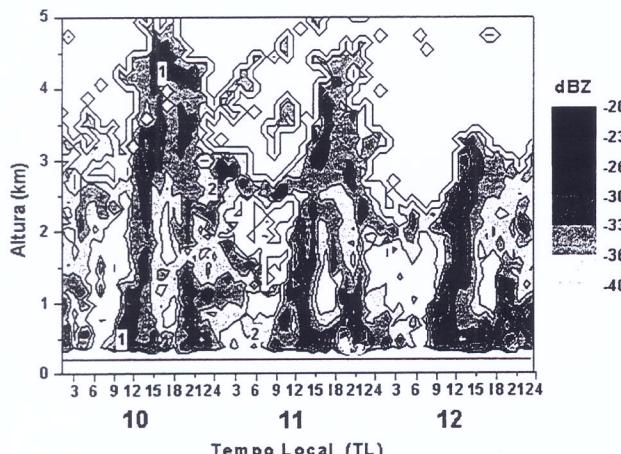


Figura 9: Média horária das observações no sentido leste, em Serpong, no período de 10-12 de Outubro de 1993. Seção transversal tempo-altura do fator equivalente de refletividade radar observado com o BLR.

Outros estudos mostraram que existe um comportamento distinto da CLA na estação seca. Outros autores [9, 10] utilizaram dados do BLR e identificaram dois tipos de estrutura de ecos fortes ocorrentes na CLA na região da Indonésia a partir das variações diárias em dias claros. Já em nosso trabalho existiam algumas variações de menores escalas que estavam presentes, mesmo assim conseguimos identificar dois tipos de regiões com ecos fortes análogos aos citados em outros estudos [9, 10, 12].

Na Figura 9, pela manhã, em todo período de estudo próximo das 08TL encontramos uma significativa camada de eco (1) que aparecia na altura mais baixa de observação do local do experimento (0,30 km) e gradualmente ascendia até 3-5 km de altura em torno da 16TL. Esta estrutura de camada observada é menos pronunciada à noite, que identificamos como o topo da CLAT [13].

O segundo tipo de camada de eco (2) foi observado entre 2-3 km de altura durante as 20-24TL e descendendo para cerca de 0,3 km por volta das 06TL todas as manhãs. Para estes três dias foram observadas variações diárias na intensidade da potência dos ecos radar típicos de dias claros (sem qualquer precipitação no solo). Observações em outros dias claros mostraram variações diárias semelhantes.

5 Conclusões

Através dos dados de radar Doppler Banda-L (BLR) e validando com os de radiossondagem, conseguiu-se mostrar que as observações com esse radar podem avaliar a altura da CLAT. Simultaneamente, o radar foi testado com as observações meteorológicas convencionais, obtendo um bom desempenho. As variações diárias encontradas na CLAT mostram que em dias de céu claro mostram-se bem mais profundas que nas latitudes médias, preferivelmente na estação seca.

Houve uma boa concordância entre os dados de superfície e os de refletividade radar, em relação ao tempo de entrada da brisa marítima na estação seca, principalmente em dias de tempo bom. A observação através do radar pode solucionar em boa parte a estrutura vertical e temporal da brisa marítima, pois o instrumento se concentra em uma área limitada próxima à ocorrência da brisa.

A validação dos dados de radar com os de radiossondagem foi considerada significativa para o estudo, provando que as observações a partir da utilização do radar devem desempenhar um importante papel em vários estudos da baixa atmosfera equatorial. Tendo como implicações, pesquisas futuras sobre outras condições meteorológicas envolvendo a CLAT sobre o continente.

Referências

- [1] W. L. Ecklund, D. A. Carter, B. B. Balsley, Journal Atmospheric Oceanic Technologic **5**, 432 (1988).
- [2] F. Fabry, R. Zanadzki, Journal Atmospheric Science **52**, 838 (1995).
- [3] W. M. Angevine, A. B. White, S. K. Avery, Boundary Layer Meteorology **68**, 375 (1994).
- [4] P. T May, J. M. Wilczak, Monthly Weather Review **121**, 673 (1993).
- [5] Z. Sorbjan, *Strucuture of the Atmospheric Boundary Layer*, 2^a edição, Ed. Prentice-Hall, New Jersey-EUA, 1989.

- [6] J. R. Garrat, *The Atmosphere Boundary Layer*, 1^a edição, Ed. Cambridge Press, Cambridge-England, 1992.
- [7] R. B. Stull, *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, 1^a edição, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht-Netherlands, 1988.
- [8] T. R. Oke, *Boundary Layer Climates*, 1^a edição, Ed. Methuen & Co. Ltd , London, 1987.
- [9] H. Hashiguchi, *Radio Science* **30**, 1043 (1995).
- [10] J. F. Oliveira Júnior. Estudo das Características da Camada Limite Tropical através de um Radar Doppler Banda L. Maceió-AL: UFAL, Departamento de Meteorologia/ CCEN, 2001. (Dissertação de Mestrado).
- [11] M. A. M. Lemes, R. S. Tenório, *Elementos de Análise de Fourier: Aplicações em Ciências de Radar*, 1^a edição, Editora da Universidade Federal de Alagoas – EDUFAL, Maceió-Alagoas, 2000.
- [12] T. Tsuda, Y. Murayama, H. Wiryosumarto, *Journal Geophysical Research* **10**, 491 (1994).
- [13] J. F Oliveira Júnior, B. H. Kwon, R. S. Tenório. Estrutura da Camada Limite Atmosférica sobre a Região Equatorial Marítima através de Radar Doppler Banda-L. In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2000, Rio de Janeiro, Brasil.