

A Ocorrência de Dutos Atmosféricos em Ambiente Costeiro.

José Francisco de Oliveira Júnior, Byung Hyuk Kwon, Jefferson Francisco de Oliveira

NCQAR/ LAMCE/COPPE/UFRJ - Núcleo Computacional de Estudo da Qualidade do Ar
Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia
Rua São Salvador, 55 – Bom Parto
57035-140 - Maceió - AL – Brasil

Resumo

Foram estudados os picos dos gradientes verticais nos perfis termodinâmicos na Camada Limite Atmosférica (CLA), pois estes picos são fruto de mudanças repentinas no campo de refratividade atmosférica (N) e esta afeta diretamente a propagação das ondas eletromagnéticas. Através de dados de Radar Doppler (banda-L) e radiossondagem foram investigados a ocorrência de dutos atmosféricos na CLA, durante uma campanha de campo intensiva, entre 08-14-Outubro de 1993 correspondentes à estação seca da região de Serpong-Indonésia. As características superficiais e a variabilidade espacial foram claramente pronunciadas na estrutura da CLA através dos dados de radar. Um resultado importante foi à estimativa da altura da CLA através dos gradientes de N , constituindo-se uma alternativa promissora em comparação aos métodos clássicos amplamente utilizados na literatura (perfis de temperatura potencial e umidade específica). Os valores encontrados de refratividade através da radiossondagem foram comparados com os ecos de radar, apresentando um resultado satisfatório. Outro resultado relevante foi à ocorrência de dutos na CLA, dutos esses de superfície e evaporação, bem caracterizados pelos perfis de N , mesmo na presença de uma circulação de brisa marítima durante o período de estudo.

1 Introdução

A onda eletromagnética apresenta súbitas reflexões ou difusões quando sua trajetória atravessa um meio dielétrico e não-homogêneo, claramente dependentes das condições meteorológicas da região [1], equação (1) e equação (2). Em uma atmosfera destituída de hidrometeoros¹, a difusão pode ser criada por variações do índice refrativo do ar (n) que é dado por:

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

Onde e [hPa] é a pressão parcial de vapor de água, P [hPa] é a pressão atmosférica e T [K] é a temperatura do ar.

A difusão de uma onda eletromagnética emitida pelo radar é provocada pelas variações de n , sendo n um parâmetro pequeno, no qual varia tipicamente entre 1,0003 a 1,008 para a atmosfera, então normalmente é da ordem de grandeza de 1. Está relacionado com a refratividade atmosférica N [N], dada por:

$$N = (n - 1)10^6 = \left(776 \left(\frac{P}{T} \right) + 3,73 \cdot 10^5 \left(\frac{e}{T^2} \right) \right) \quad (2)$$

Dentro da baixa atmosfera, a umidade é a principal razão das variações de n , mas acima de 5 km de altura, a contribuição é predominantemente afetada pelas flutuações de temperatura. A partir desse fato, pode-se reescrever N em função das seguintes características termodinâmicas, dadas pela equação (3):

$$\begin{aligned} N &= N_s + N_u \\ N_s &= 776 \left(\frac{P}{T} \right) \\ N_u &= 3,73 \cdot 10^5 \left(\frac{e}{T^2} \right) \end{aligned} \quad (3)$$

Onde, N_s referente ao caso seco e N_u ao úmido.

O n é desprezível para variação da velocidade dos alvos detectados pelo radar, porém afeta sensivelmente a direção de propagação de microondas que é determinada pelas suas eventuais mudanças [2].

A taxa de variação de N com altura [dN/dz] determina a curvatura dos raios e esta pode ser estimada através da sondagem atmosférica, constituindo-se um bom indicativo da ocorrência da refração atmosférica. Uma característica importante de N é ser um bom predictor na detecção de tempestades convectivas, de linhas de instabilidade e uma ferramenta importante de

¹ Termo genérico empregado para designar certos fenômenos do tempo, os quais são: a chuva, as nuvens, etc. Sendo dependente das modificações sofridas pelo vapor d'água na atmosfera.

diagnóstico das camadas próximas à superfície, pois melhora sensivelmente as avaliações da estabilidade atmosférica para a região, [3].

Porém, os efeitos dos erros de medidas da fase do radar², devido à refração e a precipitação são geralmente menos significativos do que aqueles que resultam de ignorar a variabilidade da temperatura e da pressão em superfície [4]. As medidas de N nas camadas próximas à superfície podem ser ainda usadas como valiosas informações da umidade em escala de tempestade, pois outras informações não são resolvidas adequadamente pelas observações em superfície, [5].

A Camada Limite Atmosférica (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 [6], sendo de grande importância na Modelagem de Mesoescala - MM³ e na Previsão Numérica do Tempo - PNT, por causa das trocas de energia, *momentum* e massa que ocorrem entre esta camada e a Atmosfera Livre (AL)⁴ [6]. Os dutos atmosféricos são uma camada bastante rasa, quase horizontal na atmosfera, onde os gradientes verticais de temperatura e umidade produzem uma taxa de variação em n , maior que $157 N.km^{-1}$. Condições necessárias para a sua formação, são: temperatura crescente e umidade relativa decrescente que interferem freqüentemente à altura da CLA, que varia cerca de 1 ou 2 km, e estes causariam erros na estimativa dela, conforme a **Figura 1**. Entretanto, a extensão vertical da CLA apresenta

² A fase do radar consiste que no radar são empregadas, ao invés de som, ondas eletromagnéticas de alta energia para se alcançar grandes distâncias. As ondas eletromagnéticas ao passarem por uma nuvem, causam em cada gota uma ressonância na freqüência da onda incidente, de modo que cada gota produz ondas eletromagnéticas, irradiando em todas as direções. Parte desta energia gerada pelo volume total de gotas iluminado pelo feixe de onda do radar volta ao radar e sabendo-se o momento em que o feixe de onda foi emitido pelo radar e quanto tempo depois o sinal retornou, determina-se à distância do alvo ao radar. A intensidade do sinal de retorno esta ligada ao tamanho e distribuição das gotas no volume iluminado pelo radar.

³MM – Consiste numa das subdivisões da Meteorologia, seguindo o critério da escala espacial horizontal de comprimento, onde os fenômenos de mesoescala variam de 2 a 2000 km [6].

⁴AL – É a região que fica sobre a CLA, ou seja, o restante da troposfera e tem como principal característica o efeito do atrito não atuar mais [6].

dificuldade de ser observada em regiões costeiras, devido à interação oceano-atmosfera.

A partir do efeito produzido pelo duto dentro da CLA, optou-se pela análise do índice de refração modificado (M) é dado por:

$$M = N + \frac{z}{10^{-6} r_a} \cong N + 0.157z \quad (4)$$

Onde N é refratividade atmosférica, r_a [km] é o raio da superfície terrestre e z [m] é a altura. Há formação de dutos nas camadas onde o gradiente $dN/dz < 0$, sendo usado este critério a partir da **Tabela 2**. Outro procedimento foi utilizar o topo e a base da camada de inversão, que consiste na razão direta do aumento de temperatura com a altitude. Os perfis dos gradientes verticais de temperatura e umidade podem ser utilizados para determinar-se a altura da CLA mesmo na presença de dutos. A mudança repentina de N obtida pelo radar e a radiossonda tem influencia na CLA, principalmente em relação ao sinal, sendo elas:

- ✓ O aumento que resulta do forte sinal eletromagnético que desfoca imediatamente acima do topo da CLA;
- ✓ O desaparecimento provisório do sinal (causado pela formação de duto atmosférico), por causa da ocultação do sinal que desce imediatamente abaixo do topo da CLA;
- ✓ O reaparecimento do sinal eletromagnético depois do topo da CLA.

Os dutos se dividem em 03 tipos: (1) Dutos de Evaporação (0-30m), (2) Dutos em Superfície (30-500 m) e (3) Duto Elevado (CLA), como mostra a **Figura 1**. Os dutos em superfície usualmente estão associados a advecção, transporte efetuado eminentemente no plano horizontal pelo escoamento, ou subsidência movimento descendente da massa de ar e estes processos, geralmente ocorrem na Camada Limite Superficial (CLS)⁵ Este fenômeno é comum na região costeira, onde a advecção é de ar relativamente quente e úmido sobre o oceano, propicia a formação da Camada Limite Interna (CLI)⁶, outra característica é que os dutos associados a CLI são

⁵ CLS - (ou simplesmente Camada Superficial) varia aproximadamente entre 50 e 100 m, onde a estrutura do vento nesta camada é determinada pela natureza da superfície adjacente e pelo gradiente vertical de temperatura [6].

⁶ CLI – consiste na camada, onde o vento em superfície no continente se ajusta ao vento costeiro, para formar uma nova superfície adjacente. A CLI ocorre quando o escoamento atmosférico percorrer duas superfícies que possuam a mesma temperatura e uma diferença na rugosidade aerodinâmica (z_0) [m], [6].

mais profundos que os dutos de evaporação, e os dutos formados em superfície podem ser associados à Camada Limite Convectiva (CLC)⁷ ou Camada Limite Estável (CLE)⁸, [3] e [7].

Logo, os altos valores de dN/dz associados à inversão do gradiente de temperatura e umidade podem causar mudanças significativas no feixe do radar. No entanto, essa inversão é causada por efeitos radiativos, advecção, subsidência ou a combinação de todos estes processos. Portanto, os objetivos deste trabalho foram verificar qual processo atuou na formação das condições de propagação eletromagnética em função do gradiente vertical N na região costeira. E uso dos perfis de N como uma alternativa promissora na estimativa da altura da CLA, em comparação aos métodos clássicos usados na literatura.

⁷ CLC - O movimento de ar convectivo gerado da intensa mistura turbulenta. Isto tende a gerar uma CM que tem temperatura potencial e umidade quase constante com altura. Quando ocorre forte turbulência domina a CM, é chamado de Camada Limite Convectiva (CLC).

⁸ CLE - Uma camada de ar frio adjacente a uma superfície terrestre fria, onde a temperatura dentro dela é estavelmente estratificada. A CLE pode formar-se à noite sobre a superfície quando a terra é esfriada, por perda de saldo de radiação, [6] e [7].

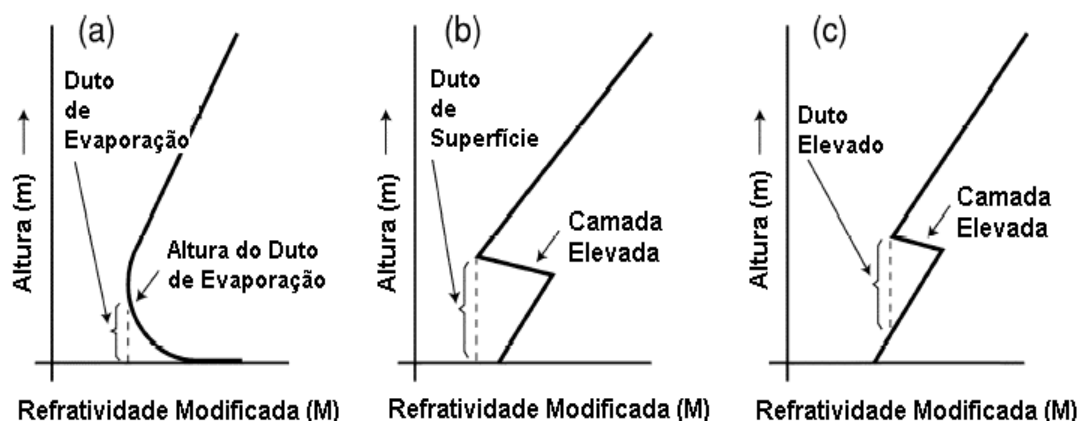


Figura 1: Ilustração esquemática da Refratividade Modificada (M) versus Altura (m). (a) Duto de Evaporação (altura típica 0–30 m). (b) Duto de Superfície (altura típica 30–500 m). (c) Duto Elevado. A refratividade modificada é a refratividade multiplicada por 10 e transformada para corrigir a curvatura da terra, adaptado de [3].

2 Metodologia

A região onde foram feitas as medidas 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 do radar e as componentes da velocidade do vento) e de radiossondagem necessários para o estudo dos dutos na CLA. Estes dados correspondem a uma campanha de campo intensa na estação seca (8 a 15/10/1993) em Serpong - Indonésia.

A área de estudo está localizada a $6^{\circ} 24' S - 106^{\circ} 42' E$; a 50 m acima do nível do mar, em Serpong, Java Ocidental, a sudoeste da cidade de Jacarta, conforme a **Figura 2**.

Os perfis de refratividade atmosférica foram computados usando-se as observações de radiossondagens, essas campanhas foram realizadas, durante a estação seca e chuvosa, essas campanhas foram realizada próximo ao local do radar, com intervalo de lançamento de 3 horas, respectivamente. O local do radar está ilustrado na **Figura 2**. As observações efetuadas pelo radar são livres dos ruídos indesejáveis.

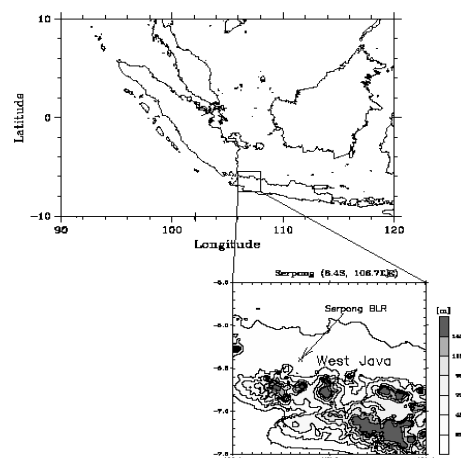


Figura 2 – Localização da área de estudo, Serpong – Indonésia ($6^{\circ} 24' S - 106^{\circ} 42' E$), onde o sinal X indica o local do radar e o contorno indica a altura acima do nível do mar. A região está localizada em uma planície a aproximadamente 40 km do litoral do Mar de Java. (Fonte [12]).

As características básicas do radar Doppler são mostradas na **Tabela 1**. Esse radar foi projetado para receber ecos de retro-espalhamento causados por flutuações de n , possuindo três 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°. O radar fornece perfis verticais das três componentes da velocidade do vento, de parâmetros de turbulência (em dias claros) e de características de gotas de chuva (em dias chuvosos), na baixa troposfera⁹, inclusive na CLA, com resolução temporal e vertical de cerca de 1 min e 100 m, [8] e [9].

O *Boundary Layer Radar* (BLR) é um radar 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.

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

Parâmetros	Valor
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 <i>Solid State</i>
Potência máxima	1 kW (máximo)
Potência média	20 W
Duração de pulso	0,67; 1,0; 2,0 μ s (variável)

O BLR recebe ecos de retroespalhamento causados por flutuações de n que por sua vez, são gerados por flutuações turbulentas da umidade e dos perfis de estabilidade atmosférica dT/dz [°C.km⁻¹] - é uma característica do escoamento de um fluido que diz respeito à tendência de diminuição ou aumento de uma perturbação pequena superposta a ele. Quando a perturbação tende a crescer o escoamento ou o estado do fluido é dito instável. Quando a perturbação tende a diminuir o escoamento ou o estado do fluido é dito estável. Na Meteorologia encontramos vários tipos de estabilidade (ou instabilidade) dependendo do tipo e a escala de perturbação.

A temperatura potencial é a temperatura que a parcela do ar em questão atingiria se ela fosse deslocada

adiabaticamente para um nível de pressão de referência, p_0 (em geral, $p_0 = 1000$ mb), está intimamente relacionada com o conceito de estabilidade estática¹⁰ é um parâmetro amplamente utilizado para a estimativa da altura da CLA, dado por:

$$\theta = (T + \gamma \gamma) \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\gamma} \quad (5)$$

Onde θ [K] é temperatura potencial, T [°C] é a temperatura do ar e p [hPa] é a pressão atmosférica.

A umidade específica é uma outra forma de estimar a altura da CLA, dada por:

$$q = \frac{e}{p - 0,37 \lambda e} \quad (6)$$

Onde q [g/g]¹¹ é umidade específica, e [hPa] é a pressão de saturação do ar e p [hPa] é a pressão atmosférica.

A temperatura de ponto de orvalho consiste na **temperatura na qual o ar deve ser esfriado a uma pressão constante para ser saturado, dado por:**

$$T_d = \frac{186,4905 - 237,3 \log_{10} e}{\log_{10} e - 8,2859} \quad (7)$$

Onde T_d [°C] é a temperatura de ponto de orvalho e e [hPa] é a pressão de saturação do ar.

As análises dos perfis de θ e q são métodos clássicos para estimativa da altura da CLA, [6] e [7]. Neste trabalho os perfis de θ e q serão comparados com os perfis de dN/dz , a partir do critério apresentado na **Tabela 2.**

Tabela 2 – Condições de Propagação eletromagnética em função do gradiente vertical N , e os respectivos efeitos no alcance do feixe.

Condições de Propagação	Gradiente Vertical de N	Alcance
Confinamento	< 0 N.km ⁻¹	Muito Estendido
Super-refração	0 a 79 N.km ⁻¹	Estendido

¹⁰ é uma medida da estratificação de um fluido planetário. Para atmosfera terrestre a expressão $\sigma = -g \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}$ (em coordenadas isobáricas) representa adequadamente as condições de estabilidade para perturbações de parcelas do ar na vertical. Quando é positiva a atmosfera é estável. As unidades de σ é m s⁻³ K Pa⁻¹.

¹¹ A unidade de umidade específica é adimensional.

⁹ A porção inferior da atmosfera, onde se encontra a CLA. Caracteriza-se pelo decréscimo da temperatura do ar com a altitude e pela quantidade apreciável de vapor d'água. Seu limite varia entre 10 e 20 km de altitude, dependendo da latitude do local.

Normal	79 a 157 N.km ⁻¹	Normal
Sub-refração	> 157 N.km ⁻¹	Reduzido

2.1 - Refletividade do radar (η)

Com o advento do radar, foi possível fazer uma investigação mais detalhada da estrutura atmosférica. De fato, logo foram aparecendo muitos ecos de radar que eram detectados em regiões atmosféricas certamente destituídas de qualquer objetivo científico ou qualquer fenômeno meteorológico capaz de explicar a origem deles. Assim, algumas dificuldades foram encontradas, e estas forneceram explicações satisfatórias de alguns fenômenos, dando lugar à descrição dos ecos indesejáveis provenientes do gradiente de n ou da descontinuidade na atmosfera que influenciam fortemente a estrutura termodinâmica da baixa atmosfera [2].

Durante o desenvolvimento das aplicações do radar para Meteorologia, definiu-se um parâmetro relacionado com a área da seção transversal de retro-espalhamento denominada de refletividade do radar (η), que é parte integrante da equação do radar fatorada em constante do radar (**a**), atenuação (**b**) e difusão (**c**), dado pela equação (8):

$$P_r = \left[L \frac{P_e \lambda^2 G_o \Phi^2 \cdot c \cdot \tau}{4 \pi r^4 \cdot \pi \tau \cdot L n r} \right] \text{(a)}$$

$$\left[e^{-\tau \cdot \int_a(r) dr} \right] \text{(b)} \left[\frac{\eta(r_d)}{r_d^2} \right] \text{(c)} \quad (8)$$

Onde L [adimensional] é o fator de rendimento global do instrumento (≤ 1); P_e [kW] é a potência de pico, λ [cm] é o comprimento de onda do radar; G_o [adimensional] é o ganho da antena; Φ [°] é o ângulo de abertura do feixe; c [ms⁻¹] é a velocidade da luz; τ [μ s] é a duração do pulso; $a(r)$ [dB] é o fator de atenuação linha da trajetória linear da onda ; r [km] é a distância radial; P_r [mW] é a potência do radar. A refletividade η [m⁻¹] é definida como o inverso da distância do alvo e r_d é à distância do alvo (m). Portanto, a refletividade do radar é um parâmetro que está intimamente ligada com a potência do radar em localizar o alvo. A refletividade pode ser definida em função apenas do volume (Z), refletividade efetiva do volume iluminado (mm⁶/m³) ao contrário da refletividade original (η), que detalha o alvo.

Os ecos atmosféricos medidos pelo radar surgem de dois mecanismos distintos de difusão, o espalhamento de *Rayleigh* ocasionado pela precipitação e o

espalhamento de *Bragg* ou *Bright-Band* ocasionado pelas variações da refletividade do ar claro. Assim, a intensidade do eco do radar em ar claro é dependente não só da turbulência, mas também da temperatura, umidade e dos seus respectivos gradientes verticais [10] e [11]. A difusão do eco radar é proporcional a um número perfeito de alvos retroespalhadores. A partir desta informação pode-se obter a turbulência atmosférica usando-se a intensidade de eco radar [8] e [9].

A turbulência atmosférica não é a única fonte possível da não-homogeneidade de n . Mas, a justaposição das camadas atmosféricas com propriedades meteorológicas diferentes de grande escala resulta em inesperadas variações dos gradientes de temperatura e umidade que aumentam o gradiente de N , [14]. Na referência [13] mostrou-se que na Camada Limite Tropical (CLT)¹² a refletividade medida pelo radar era causada por flutuações da umidade do oceano, enquanto que sobre o continente aquecido era fornecida através das flutuações térmicas.

De certa forma a alta potência usada pelos radares é capaz de detectar nuvens, ecos indesejáveis e ecos de radar em ar claro associados com gradientes de N . [10] e [11] utilizando o conceito de refletividade potencial (R) - sinal medido pelo radar - associado ao parâmetro de estrutura do índice refrativo (C_n^2) para medir a turbulência atmosférica, a partir dos gradientes verticais de θ e q , também identificaram as inversões ocorridas dentro da atmosfera.

Logo, o uso dos gradientes verticais de θ e q mostra a reflexão das ondas emitidas em relação à refletividade medida pelo radar em ar claro, e o seu enfraquecimento afetado pela precipitação. O radar Doppler irradia em microondas, e recebe o eco difundido ou refletido pelos alvos. No caso do radar, com frequência operacional em banda-L, o eco é aproximadamente proporcional a $N^2 L^2$, onde L é a diferencial da refletividade potencial (R). Sendo N proporcional à raiz quadrada do gradiente vertical (temperatura potencial), a intensidade do eco pode ser determinada pelos gradientes verticais de umidade e temperatura, equação (9).

$$R = -77,6 \cdot 10^{-6} \left(\frac{P}{T} \right) \left(\frac{\partial \ln \theta}{\partial z} \right)$$

$$\left[1 + 15500 \frac{q}{T} \left\{ 1 - \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \ln q}{\partial z} \right) \left(\frac{\partial \ln \theta}{\partial z} \right)^{-1} \right\} \right] \quad (9)$$

¹² CLT – Consiste numa CLA que ocorre em regiões tropicais, cuja altura é da ordem de 3 km, e onde *momentum* e umidade e entre o oceano e a atmosfera, determinam o clima local.

De acordo com a equação mencionada anteriormente, a refletividade do radar (η) vem da retrodifusão criada por n , o qual varia verticalmente em função dos gradientes de temperatura e umidade.

3 Resultados e Discussão

Os perfis de refratividade foram analisados seguindo-se o critério da Tabela 2, e optando-se pelo perfil de M, aquele que inclui a correção do raio da superfície terrestre. Foi escolhida a situação de entrada de brisa marítima na região, conforme a Figura 3, verificando-se a existência de uma região espacial com forte gradiente de M, claramente indicando a presença de um duto em superfície para os respectivos horários de 06 até 12 HL e voltando esta situação de duto no horário de 24 HL (Hora Local).

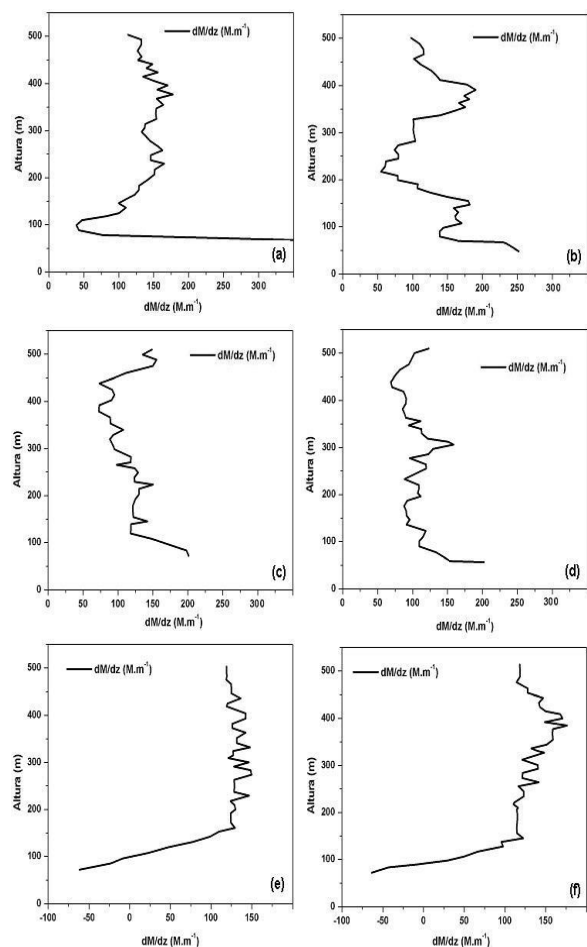


Figura 3 - Perfis de refratividade modificada (M) para o dia 12 de Outubro de 1993, para os respectivos horários (a) 06, (b) 09, (c) 12, (d) 15, (e) 18 e (f) 21 horas HL.

Nota-se que no horário de 06 HL, Figura 3(a), abaixo de 100m ocorre uma condição de sub-refração, acima desta altura o padrão de condição de propagação volta a ser normalizado, porém na camada entre 350 e 400 m há ocorrência da condição de sub-refração. Já, às 09 HL Figura 3(b), ocorre à condição de propagação normal na região de 100 m, acima desta volta a ter uma condição de super-refração estendo-se até 350 m. Por volta de 12 HL, Figura 3(c), há formação da condição de sub-refração na altura de 100 m, acima desta até bem próximo de 400 m volta a ter condição de propagação normal. Para estes respectivos horários acreditamos que há a formação de duto de superfície, conforme a classificação adotada por [3].

Enquanto, às 15 HL, Figura 3(d), que consiste na entrada da brisa marítima, a refratividade sofre fortes variações quanto a seu perfil, onde encontramos algumas variações entre a condição de super-refração e normal. Desde a região de 100 m até próximo de 300 m, ocorre à condição normal e acima desta altura volta ter uma situação altamente variável não sendo possível caracterizar-se uma situação de formação de duto atmosférico.

Já, às 18 HL, Figura 3(e), ocorre um confinamento em relação à condição de propagação até próximo de 150 m e este regime se mantém, depois disso a camada se restringe à condição de propagação normal até 500 m, esta mesma situação persiste até às 21 HL, Figura 3(f), e volta a ter a mesma condição de sub-refração às 24 HL. Os efeitos anômalos na condição de propagação nos respectivos horários de 15 até 21 HL são esperados, devido à ocorrência de brisa marítima, pois esta faz ingestão de umidade trazida do oceano para a região.

Em particular, uma grande região de influência das condições de propagação eletromagnética na formação do duto foi afetada e se restringiu entre 100 e 350 m, isso se deve ao regime de vento prevalente da região ocorrer em torno de 300 m. Os efeitos de propagação anômalos atribuídos aos perfis de N indicam uma forte mistura, isso se deve aos efeitos ocorridos durante a ocorrência de brisa marítima, não mostrados neste trabalho.

Foi avaliada a altura da base da camada onde $dM/dz < 0$ (formação de dutos elevados) e que coincida com nível da base da camada de inversão produzidas por T e T_d . As mudanças da refratividade N e M com a altitude são analisadas, em conjunção com a situação atmosférica atuante (brisa marítima) e fortemente sugerem que há

formação de um duto elevado acima de 2 km, nas **Figuras 4 (a), (b) e (c)**.

Como o ar seco descendente é aquecido pela compressão adiabática, gera inversão de temperatura. Este fenômeno não ajuda nem na dispersão de poluentes nem na formação e desenvolvimento de nuvens, pois funciona como um tampão.

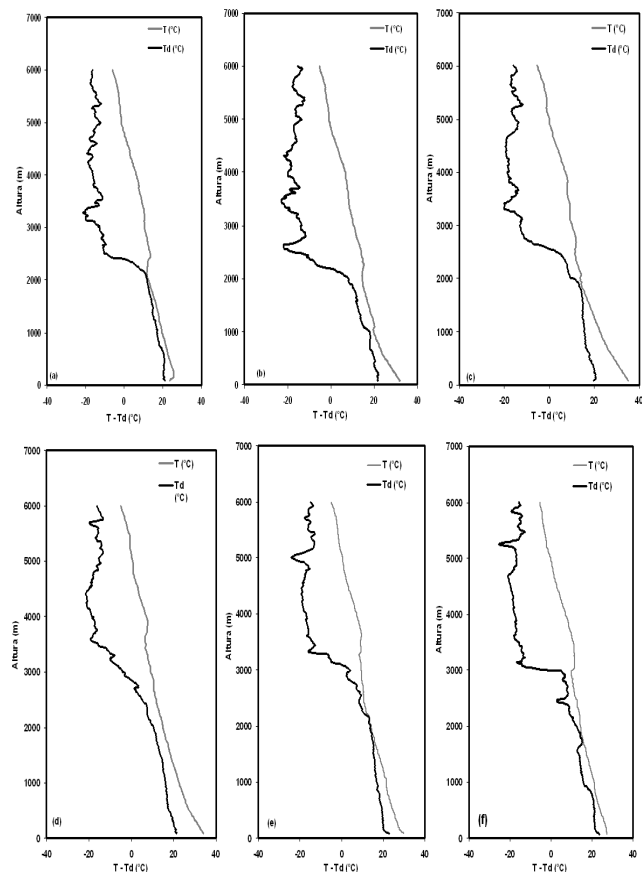
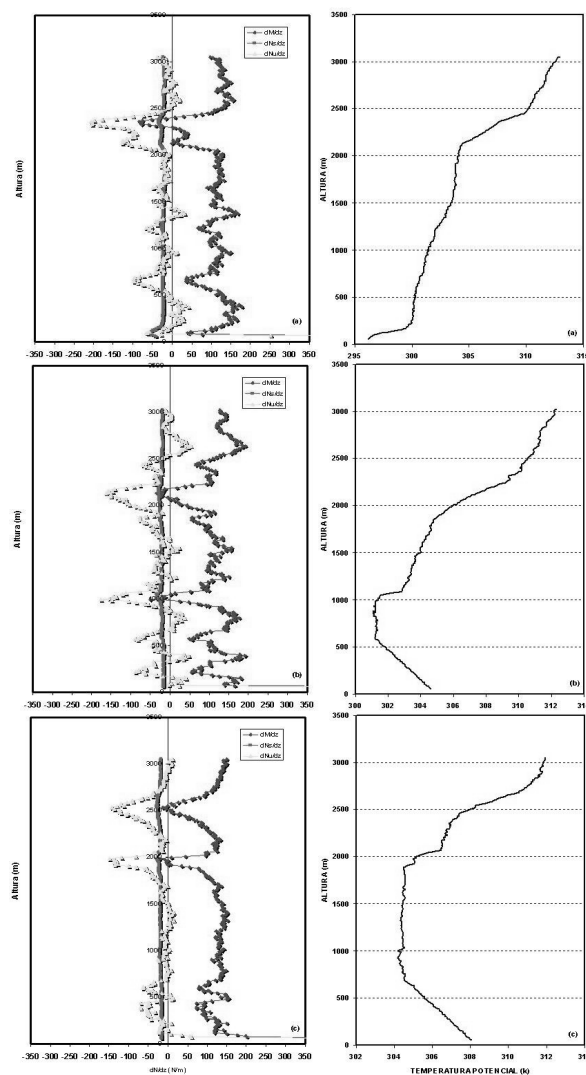


Figura 4 - Evolução da temperatura do ar T ($^{\circ}\text{C}$) e do ponto de orvalho T_d ($^{\circ}\text{C}$) para os respectivos horários: (a) 06 HL, (b) 09 HL, (c) 12HL, (d) 15HL, (e) 18 HL e (f) 21 HL.

Ao contrário, inibe a formação e desenvolvimento das nuvens e não permite a dispersão dos poluentes. Nota-se com o aumento de T e um decréscimo acentuado de T_d (secagem atmosférica), conforme a **Figura 4**.

A determinação da altura da CLA através dos perfis de θ e q são métodos utilizados em vários trabalhos científicos [6], sendo este tipo de critério utilizado para intercomparação de outras técnicas em relação à determinação da altura da CLA. Mas, existem outras formas de avaliação, particularmente o C_n^2 , que é uma medida em função da variação de n . [14] estudando o comportamento de n encontraram que o pico da

inversão estava localizado no topo da CLC, devido ao ar seco e quente acima da Zona de Entrançamento (ZE)¹³ dentro do ar frio e úmido misturado abaixo da inversão desta camada. Porém, outros estudos [13] e [14] mostraram que C_n^2 é muito útil para se estimar as profundidades de mistura que ocorrem na CLC durante o dia, já à noite, este procedimento pode ser utilizado para identificar a estrutura da Camada Limite Residual (CLR)¹⁴.



¹³ ZE - Uma camada de turbulência intermitente e térmica no topo da CLA.

¹⁴ CLR - A CLA do pôr-do-sol até o amanhecer é chamada de Camada Limite Noturna (CLN). É caracterizada frequentemente por uma camada estável que se forma quando há o fim do aquecimento solar e ocorre um resfriamento radiativo que estabiliza o ar na superfície na parte mais baixa da CLA. Sobre os resquícios diários da CLN formam uma Camada Residual (CR).

Figura 5: Gradiente Vertical da Refratividade Atmosférica Modificada (dM/dz) e (dN/dz) para o caso seco (N_s) e o caso úmido (N_u), às 06 HL (a), 09 HL (b) e 12 HL (c) no dia 12/10/1993.

Usou-se o método do pico do gradiente – onde ocorre forte variação de M – para identificar-se o topo da CLA no período diurno, onde este tipo de critério inclui a variação referente ao caso seco e ao caso úmido dentro da CLA, sendo que o termo úmido prevaleceu em relação ao seco, conforme a **Figura 5**. Através dos perfis de M conseguimos inferir a altura da CLA, o qual foi caracterizado por $dM/dz < 0$, onde há ocorrência de dutos elevados. Avaliando-se os perfis de θ foi encontrado uma pequena camada quase constante até a altura de 1,0 km na porção estabilizada da CLA, para os horários de 09 e 12 HL. Nota-se que a profundidade da Camada de Mistura (CM)¹⁵ às 1200 HL é de aproximadamente 2,0 km, o que pode ser observado através do forte eco encontrado ao redor desta altura, conforme a **Figura 5** sendo muito evidente que existe uma correspondência quanto ao topo da CM e os gradientes de temperatura, umidade específica e dM/dz . Foi verificada uma diminuição no gradiente de temperatura às 18 HL e uma diminuição da razão de mistura, não mostradas aqui neste trabalho. Logo, houve uma estrutura turbulenta que permaneceu ao longo do processo diminuindo intensamente a umidade e temperatura na região. Com isso, pode-se associar o padrão de eco fraco, **Figura 6**, com a ocorrência da turbulência da entrada da brisa marítima e a indução do fluxo de cisalhamento. Por sua vez, a presença anômala de estruturas de eco fortes e fracos concorda com os valores encontrados em dM/dz (**Figura 5**).

¹⁵ CM – É a camada que ocorre após amanhecer, quando a superfície se aquece e desenvolve vórtices turbulentos. A CM tem sua profundidade máxima no fim da manhã. Na CM, os perfis de temperatura potencial e vapor de água são quase uniformes.

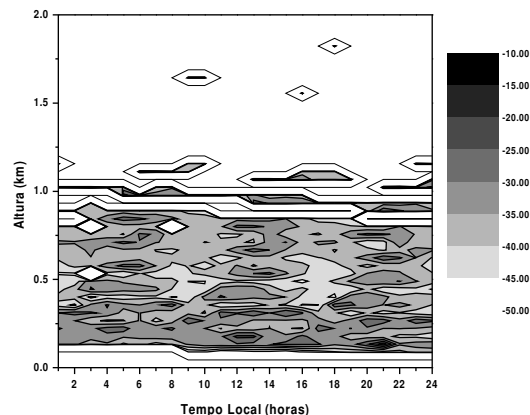


Figura 6: Seção transversal horária de eco do radar (BLR) em dBZ, para o dia com ocorrência de brisa marítima 12/10/1993.

A intensidade do eco de radar foi determinada pelos gradientes verticais de umidade e temperatura, pois a CLA apresenta uma atmosfera bem misturada devido à turbulência e a forte convecção. A intensidade do eco de radar se torna muito forte entre a CLA e a Atmosfera Livre, já que os gradientes são intensos. Nota-se que a justaposição das camadas de ar com propriedades distintas, resulta das variações provocadas pelas variáveis termodinâmicas (umidade e temperatura) fornecendo fortes gradientes de n , tornando N uma boa indicação para identificação da altura da CLA, como mostra a **Figura 6**. A seção transversal qualquer seção que seja determinada, por um plano transversal, no nosso caso refere-se ao eco do radar BLR e a escala ao lado, está em dbZ (refletividade radar). Esta forma de avaliação da altura da CLA é uma promissora alternativa, pois o eco é função de N , que por sua vez é função da temperatura e umidade. As condições atmosféricas reinantes na CLA são quase uniformes na vertical desde que a atmosfera esteja bem misturada através da turbulência e da convecção. Então, a intensidade do eco se torna muito forte na fronteira entre a CLA e a Atmosfera Livre. Nesta fronteira os gradientes de temperatura e umidade ficam bastante significativos através de seus respectivos picos.

A grande potência de eco de radar durante o dia é comumente associado com atividade convectiva na CM em desenvolvimento. Basicamente, há dois fatores que podem ser considerados responsáveis pelo aumento da potência de espalhamento em radares de ar-claro: (1) a intensidade da turbulência, que causa irregularidades no índice refrativo do ar, e (2) o gradiente médio do índice refrativo da própria atmosfera. Considerando-se as

possíveis correlações entre potência do eco do radar observado e estes parâmetros: refratividade atmosférica, gradiente de temperatura e umidade. A intensidade da potência de eco do radar devolvida é sensível à temperatura, a umidade como também a existência de turbulência em pequena escala associada com o espalhamento de Bragg. Porém, a perda total do eco do radar na região turbulenta, deveria ser mais intensa em função do aumento de umidade, especialmente na fase de quebra da CLA.

4 Conclusões

A ocorrência de brisa marítima é, normalmente, seguida pela penetração de ar úmido na região, ou seja, forte advecção do oceano. Esta situação torna o gradiente vertical de umidade mais intenso, e faz com que os gradientes de M variem consideravelmente, principalmente entre as 15 a 21 HL, em relação à extensão dos seus alcances. Serão, ainda, estudados outros casos, no período chuvoso, para que se possa compor um modelo conceitual mais abrangente que relacione os métodos observacionais (radiossondagem) e sensoriamento remoto (radar).

A brisa marítima foi um fator preponderante na determinação do gradiente vertical de M , principalmente na variação da umidade, em virtude da região de estudo encontrar-se na interface oceano-continente e o ar adjacente em condição de saturação, com isso a umidade diminui rapidamente com a altura. Essa rápida variação vertical da umidade é mais freqüente nos gradientes verticais de p e T , implicando em gradientes negativos de M na região próxima a superfície. Tendo $dM/dz < 0$ (confinamento da emissão eletromagnética). Tal confinamento ocorre em uma camada limitada entre a superfície e o ponto onde M foi positivo no topo do duto de evaporação.

O monitoramento do gradiente vertical da refratividade é importante no controle dos erros de interpolação das medidas do radar com a altura, principalmente para ângulos de elevação da antena próximos ao horizonte, onde há ocorrência de fortes ecos provenientes do terreno. As perturbações dinâmicas que ocorrem em microescala produzem modificações locais no campo do índice refrativo do ar. De fato, durante um processo de mistura turbulenta, as parcelas de ar são deslocadas rapidamente de um lugar para outro e não se misturam imediatamente de maneira completa e homogênea.

Pelo método da refratividade atmosférica conseguiu-se estimar a altura da CLA através dos perfis

de θ , mesmo na ocorrência de forte advecção da brisa marítima. O ar continental relativamente seco aumentou o duto em altitude, isso se deve ao fluxo de ar seco diminuir a quantidade de vapor d'água na parte superior do duto de evaporação, tornando o gradiente de vapor d'água mais negativo próximo à superfície, porém observou-se a formação de dutos de superfície.

5 Referências

- [1] Correia, M. F., Silva, A. W. Um Estudo sobre a incidência de Dutos Troposféricos no Semi-Árido do Nordeste. In: *IX Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Campos de Jordão-SP, v. 1, 671-673p., Novembro 1996.
- [2] H. Sauvageot. *Radarmétéorologie Télédétection Active de L'Atmosphère*. Eyrolles: Boulevard Saint-Germain – Paris, 1ª edição, 1982. 296p.
- [3] P., Gerstoft, T, Rogers., Hodgkiss, W. S., Wagner, L. *Journal of Oceanic Engineering*, v. 28, 3, 513-(2003).
- [4] Battam, L. J. *Radar Observation of the Atmosphere*. The University of Chicago Press, 1ª edição, 324p., 1973.
- [5] Pinheiro, F. R., Almeida, R. C. *Ciência & Natura, Dispersion Process*, volume especial-2002, 21, (2002).
- [6] R. B. Stull, *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, 1ª edição, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht-Netherlands, 1988.
- [7] J. R. Garrat, *The Atmosphere Boundary Layer*, 1ª edição, Ed. Cambridge Press, Cambridge-England, 1992.
- [8] Hashiguchi, H., Fukao S., Tsuda T., Yamanaka M.D., Harijono S.W.D. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 73, nº. 2B, p. 535, (1995a).
- [9] Hashiguchi, H., Fukao S., Tsuda T., Yamanaka M. D. *Radio Science*, v.30, n. 4, p. 1054, (1995b).
- [10] Gage, K. S., Balsley, B. Doppler Radar Probing of the Clear Atmosphere. *Bull American Meteorological Society*, v. 59, 1074, (1992).
- [11] Gage, K.S., Green J.L., Vanzandt T. E.. *Radio Science*, v.15, 407, (1980).
- [12] Renggono, F., Hashiguchi, H., Fukao S., Yamanaka M. D, Ogino, M.D. *Annales Geophysicae*, 19, 889-, (2001).

[13] Whyte, A. B., Fairall C.W., Thomson D. W. *Journal Atmospheric Oceanic Technologic*, v. **8**, p.639, (1993).

[14] Wingaard, J.C, Le Mone, M. A. *Journal Atmospheric Science*, v. 37, p.1573, (1980).