

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E METEOROLOGIA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO

**ESTUDO MICROMETEOROLÓGICO DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA
ESTÁVEL NA REGIÃO DE PORTO ALEGRE**

CLEBER SOUZA CORRÊA

Orientador: Dr. Gervásio Annes Degrazia

Dissertação apresentada como requisito parcial para a
obtenção do grau de Mestre em Sensoriamento Remoto,
área de concentração em Meteorologia

Porto Alegre, RS
Março de 1997

Corrêa, Cleber Souza

Estudo Micrometeorológico da Camada Limite Planetária Estável na Região de Porto Alegre. /

Cleber Souza Corrêa - Porto Alegre: UFRGS, 1997. 62 páginas.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande Sul. Centro Estadual de Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia - Área de Sensoriamento Remoto aplicado à Meteorologia. Porto Alegre, 1997.

1. Camada Limite Planetária 2. Micrometeorologia

3. Região de Porto Alegre

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Gervásio Annes Degrazia pelo enorme apoio, amizade, exemplo de vida, profissionalismo e dedicação ao trabalho.

Aos chefes do SRPV-PA, ao Ten. Cel. Av. Pohlmann e Ten. Cel. Av. Patricius pelo seu apoio.

Aos chefes do DPV-PA, ao Ten. Cel. Av. R/R Adelar, ao Ten. Cel. Av. Dioclecy e ao Maj. QOECOM. Roicildo.

Ao CNPQ pelo apoio financeiro e ao SRPV-PA pelo apoio e utilização dos dados meteorológicos.

Aos colegas e amigos do CMA-1- PA do Salgado Filho pelo seu apoio: Ten. Liz, Ten. Lapuente, SO Carlos, SO Chies, Sgt. Cardoso, Sgt. Diniz.

Aos colegas da turma de 1995 do CEP SRM/UFRGS pelo companheirismo e amizade: Marcos, Alexandre, Mazuca, Viviane, Sergio e Neide.

Aos amigos do CEP SRM/UFRGS: Magdalena, Mônica, Laurindo, Nei e Zé.

Aos meus grandes amigos Ricardo, Rogério e João Rocha.

Aos meus pais, Vilmar e Marlene e familiares pelo carinho e apoio.

A minha esposa Sônia Regina e ao meu filho Karlmer pela enorme paciência e amor que eles tiveram comigo durante este trabalho.

ESTUDO MICROMETEOROLÓGICO DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA ESTÁVEL NA REGIÃO DE PORTO ALEGRE /1

Autor: Cleber Souza Corrêa

Orientador: Dr. Gervásio Annes Degrazia

SINOPSE

A análise micrometeorológica da camada limite planetária implica na obtenção de parâmetros de escala. Estas escalas típicas dão a noção da estrutura espacial e temporal da Camada Planetária, que estão diretamente ligada aos forçantes na superfície. Para tanto, necessita-se dos dados de perfis que caracterizam estes fluxos, os dados utilizados foram obtidos em 1995 e 1996. Estas radiossondagens foram realizadas no Aeroporto Salgado Filho na cidade de Porto Alegre, RS. Os perfis da temperatura e do cisalhamento do vento foram obtidos com uma resolução na vertical em torno de 50 metros. Com estes dados estimou-se a altura da camada de inversão através do perfil de temperatura potencial. A camada de mistura turbulenta estimou-se pelo cálculo do perfil do Número de Richardson. Como também, analisa-se o comportamento do jato de nível baixo, sua altura e direção. Procura-se reconhecer o tipo de resfriamento que é significativo, radiativo ou turbulento. Com estes parâmetros típicos procura-se caracterizar a dinâmica da dispersão de poluentes dentro da camada.

/1 Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Curso de Pós-graduação em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre/RS (62 p.), Março de 1997.

THE MICROMETEOROLOGICAL STUDY OF THE STABLE PLANETARY BOUNDARY LAYER ON THE REGION OF PORTO ALEGRE /1**Author: Cleber Souza Corrêa****Advisor: Dr. Gervásio Annes Degrazia****ABSTRACT**

The micrometeorology analysis of the Planetary Boundary Layer implies to get the parameters of the scale. Those scales give the notion concerning spatial and time structures. However, the nature are directly binding on the surface forcings. Nevertheless, it needs the data that characterise the profile these fluxes. The data were got in 1995 and 1996, arising from soundings that was took place at Salgado Filho airport in Porto Alegre city . It was got the temperature profile and the wind speed profile with a resolution about 50 metres. With the data was obtaind the inversion layer height by the potential temperature profile. The mixing layer depth by calculation of the Richardson number. The height and the direction of the Low-level jet. The cooling type that is significant, radioactive or turbulent. These typical scales also characterise the behaviour of the pollutants dispersion inside the layer.

/1 Master of Science Thesis, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Graduate Course in Remote Sensing, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre/RS, (62 p.) - March, 1997.

SUMÁRIO

LISTA DE TABELAS.....	viii
LISTA DE FIGURAS.....	ix
LISTA DE ABREVIATURAS.....	x
LISTA DE SÍMBOLOS.....	xi
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Introdução Geral.....	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
2.1 Camada Limite Planetária Estável.....	5
3. MATERIAL E MÉTODOS	8
3.1 Radiossondagem.....	8
3.1.1 Sensores.....	10
3.2 Os Dados de Radiossonda.....	11
3.3 Método de Análise.....	14
3.3.1 Parâmetro Adimensional.....	14
3.3.2 Número de Richardson.....	16
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	22
4.1 Curvatura do Perfil da Temperatura Potencial.....	22
4.2 Camada de Mistura Turbulenta.....	28
4.2.1 Análise Estatística da Altura da Camada de Mistura Turbulenta.....	36
4.3 Jato de Nível Baixo.....	41
5. CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....	46
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	49

LISTA DE TABELAS

Tabela I: Parâmetro com curvatura positiva no período de inverno de 1995, associado com a fase de deslocamento de uma perturbação meteorológica.....	24
Tabela II: Parâmetro com curvatura negativa no período de inverno de 1995, associado com a fase de deslocamento de uma perturbação meteorológica.....	25
Tabela III: Parâmetro com curvatura positiva no período de verão de 1996, associado com a fase de deslocamento de uma perturbação meteorológica.....	26
Tabela IV: Parâmetro com curvatura negativa no período de verão de 1996, associado com a fase de deslocamento de uma perturbação meteorológica.....	27
Tabela V: Cálculo da Camada de Mistura Turbulenta (CMT) e da Camada de Inversão (CI) para o período de inverno de 1995 com curvatura negativa de temperatura.....	31
Tabela VI: Cálculo da Camada de Mistura Turbulenta (CMT) e a Camada de Inversão (CI) para o período de verão de 1996 com curvatura negativa de temperatura.....	32
Tabela VII: Cálculo da Camada de Mistura Turbulenta (CMT) e a Camada de Inversão (CI) para o período de verão com curvatura positiva de temperatura.....	34
Tabela VIII: Cálculo da Camada de Mistura Turbulenta (CMT) e a Camada de Inversão (CI) para o período de inverno com curvatura positiva de temperatura.....	35
Tabela IX: A altura, direção e intensidade do Jato de Nível Baixo para o período de Jul./ Ago./ Set./ Out. de 1995.....	44
Tabela X: A altura, direção e intensidade do Jato de Nível Baixo para o período de Nov./ Dez./ Jan./ Fev. de 1995/1996.....	45

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Perfil da Temperatura Potencial no dia 23 de Agosto de 1995.....	21
Figura 2: Perfil da Temperatura Potencial no dia 04 de Julho de 1995.....	23
Figura 3: Perfil do Módulo do Vento no dia 23 de Agosto de 1995.....	30
Figura 4: Perfil do Número de Richardson no dia 23 de Agosto de 1995.....	30
Figura 5: Perfil do Módulo do Vento no dia 04 de Julho de 1995.....	33
Figura 6: Perfil do Número de Richardson no dia 04 de Julho de 1995.....	34
Figura 7: Perfil do Módulo do Vento no dia 03 de Setembro de 1995.....	42

LISTA DE ABREVIATURAS

CI	→ Camada de Inversão
CL	→ Camada Limite
CLC	→ Camada Limite Convectiva
CLE	→ Camada Limite Estável
CLP	→ Camada Limite Planetária
ECT	→ Energia Cinética Turbulenta
LF	→ Baixa Frequência
TEMP	→ Código meteorológico de Dados de Altitude
USA	→ Estados Unidos da América
VIZ	→ Fabricante da Estação de Radiossonda
VLf	→ Frequência Mais Baixa
CMT	→ Camada de Mistura Turbulenta

LISTA DE SÍMBOLOS

R_i	→ número de Richardson
R_F	→ número de Richardson fluxo
h_i	→ altura da camada de inversão
h_R	→ altura da camada turbulenta
h_u	→ altura do vento máximo
KHz	→ KiloHertz
T_F	→ temperatura no nível interpolado
T_i	→ temperatura no nível obtido
ΔZ	→ distância vertical
T	→ temperatura do ar
P	→ pressão atmosférica
c_p	→ calor específico do ar seco a pressão constante
R_d	→ razão entre R^* / m_d
R^*	→ constante universal dos gases
m_d	→ peso molecular para o ar seco
dZ	→ taxa de variação em relação a vertical
k	→ constante barométrica
dP	→ diferença em dois níveis de pressão atmosférica
P_1, P_2	→ níveis de pressão atmosférica

HPa	→ HectoPascal
m/s	→ metros por segundo
U	→ módulo do vento
u, v	→ componentes horizontais do vento
m	→ massa
n_i	→ graus de liberdade estatístico
g	→ aceleração da gravidade
\bar{e}	→ energia cinética turbulenta
$\overline{u'^2}, \overline{v'^2}$	→ variância da componentes do vento

Gregos

γ	→ taxa vertical linear de temperatura
θ	→ temperatura potencial
ψ	→ parâmetro adimensional do resfriamento
ρ	→ densidade
ε	→ dissipação viscosa

1. INTRODUÇÃO

1.1 Introdução Geral

A Camada Limite Planetária (CLP) é a parte mais baixa da atmosfera, nesta CLP ocorre, de uma maneira dominante, o transporte turbulento de espécies escalares e vetoriais entre a superfície da terra e a atmosfera. Normalmente, em um período de 24 horas, a CLP pode ser classificada quanto aos seus forçantes como: camada limite convectiva, camada limite neutra e camada limite estável.

Cada uma destas camadas possui um conjunto de características que é o resultado da interação dos fluxos turbulentos superficiais. Esta dinâmica implica no desenvolvimento de estruturas que podem ser parametrizadas por escalas turbulentas típicas e desta forma são definidas em termos de parâmetros físicos que descrevem a estrutura das diferentes CLP's.

Os fluxos turbulentos presentes em uma CLP são fortemente influenciados por fenômenos atmosféricos de grande e mesoescala e também pelos efeitos da interação com os diferentes tipos de superfícies. Estes mecanismos fazem com que as escalas temporais e espaciais dos forçantes, responsáveis pelas estruturas turbulentas, variem de intensidade no tempo e no espaço.

Em um dia de céu claro com a presença de uma forte insolação ocorre em terra firme a formação de uma camada limite convectiva. Esta CLC é caracterizada por

grandes turbilhões que basicamente extraem a sua energia do fluxo de calor turbulento positivo superficial.

Experimentos mostram que meia hora antes do pôr-do-sol o fluxo turbulento de calor torna-se negativo de modo que o forçante básico que mantém a estrutura da CLC desaparece. Como consequência, o resfriamento da superfície da terra por radiação de onda longa torna-se importante e inicia-se a formação de uma Camada Limite Estável (CLE). O tipo de estrutura desta CLE depende basicamente destes dois tipos de resfriamento: o radiativo (infravermelho) e o turbulento (caracterizado pelo transporte turbulento de calor sensível).

Na CLE, após a mudança de sinal do fluxo de calor na superfície, a turbulência começa a decair e passa a ser dominada por pequenos turbilhões isotrópicos, resultando em uma estrutura turbulenta estável estratificada, a qual é fortemente influenciada pela taxa de resfriamento radiativo e pela taxa de advecção da turbulência mecânica.

O balanço destes fluxos resulta em diferenças no comportamento da estrutura da CLE. Estas diferenças por sua vez, implicam em distintas intensidades e magnitudes das escalas da CLE. A ausência de grandes turbilhões leva ao desacoplamento entre estas camadas, gerando muitas vezes um fluxo supergeostrófico, conhecido como jato de baixos níveis. Estes jatos podem transportar contaminantes a longas distâncias da fonte.

As escalas verticais destes parâmetros na CLE, estão diretamente ligadas ao comportamento dos padrões de dispersão de poluentes e conseqüentemente afetam também a duração e a intensidade de fenômenos meteorológicos.

Estes fenômenos meteorológicos, como a névoa úmida e nevoeiro restringem a visibilidade na superfície.

O melhor entendimento destas relações permite avaliar a qualidade do ar em meios urbanos industrializados, bem como prever situações críticas no transporte marítimo e aeronáutico.

Neste trabalho investiga-se as grandezas físicas que descrevem a estrutura da CLE em Porto Alegre. Procura-se definir qualitativamente no decorrer das estações do ano o comportamento e a variabilidade da magnitude destas grandezas, com a utilização do perfil da temperatura potencial e o perfil de cisalhamento do vento.

As características destes parâmetros são definidas pelo tipo de curvatura da temperatura potencial, que aponta qual o processo que é predominante no resfriamento da CLE, se o radiativo ou o turbulento. Com o emprego do Número de Richardson (Ri) busca-se caracterizar a altura da camada de mistura turbulenta.

Na realidade, busca-se o estabelecimento de relações entre as diferentes alturas caracterizando uma CLE. Baseado nesta metodologia se define a extensão vertical de cada uma das alturas típicas envolvidas. Estes parâmetros verticais são conhecidos como a altura da camada de inversão (h_i), a altura da camada turbulenta (h_R) e a altura do vento máximo (h_u) quando há ocorrência de jato noturno.

Analisa-se, também as interações do jato de nível baixo e seu comportamento micrometeorológico dentro da CLE, bem como as suas direções predominantes e intensidades, quantidades estas associadas ao fenômeno de transporte de poluentes.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Camada Limite Planetária Estável

A camada limite planetária estável sobre terra firme inicia a sua formação normalmente meia hora antes do pôr do Sol, quando o fluxo de calor turbulento positivo deixa de existir e a superfície da terra começa a resfriar-se por radiação de longo comprimento de onda.

O grau de intensidade da inversão térmica depende da habilidade do ar resfriar-se e é influenciado pelas condições meteorológicas e propriedades físicas da superfície, como a capacidade e condutividade térmicas.

As condições favoráveis para um eficiente resfriamento da superfície e da atmosfera por radiação de onda longa são: o céu claro, a baixa umidade e a presença de ventos fracos. Numa situação onde ocorram todas estas condições forma-se uma camada de inversão bem elevada que tem sido observada antes da meia noite (Duckwort e Sandberg, 1954; Ackerman et al., 1981).

Em uma situação distinta, quando ocorre a presença de um cisalhamento do vento, existe a geração da turbulência mecânica na camada limite estável.

Neste caso, o fluxo de calor turbulento ocorre de cima para baixo e tende a reduzir o grau de intensidade da inversão, levando a um resfriamento turbulento a parte inferior da camada limite atmosférica.

A competição entre estes dois mecanismos de resfriamento, o radiativo e o turbulento, determina de um modo relevante os padrões dominantes de uma camada limite estável. Na situação de domínio do resfriamento radiativo a inversão é acentuada e a turbulência é fraca e intermitente, levando a um desacoplamento entre as diferentes partes da CLE e colaborando para a formação de jatos de níveis baixos.

Na situação oposta, quando existe o resfriamento turbulento, a presença de turbilhões tende a gerar uma camada de mistura contínua que acopla as diferentes partes da CLE.

A presença destes mecanismos distintos de forçantes, complica de um modo significativo a descrição da CLE, ou seja, ela é um sistema físico em contínua evolução, onde a turbulência não é eficiente em estabelecer o equilíbrio com os forçantes superficiais devido ao tempo de relaxação ter a mesma duração da sua existência (Brost e Wyngaard, 1978).

Devido a natureza física da CLE, pode-se distinguir algumas diferenças sensíveis de profundidade entre a altura da inversão e a altura da camada de mistura turbulenta (CMT). A CMT pode ser bem menor do que a profundidade da inversão e também pode ocorrer casos em que a CMT seja bem desenvolvida, com a mesma ordem de grandeza da inversão.

As diferenças entre as profundidades estão diretamente ligado ao balanço do resfriamento radiativo de onda longa em céu claro e a advecção ou diminuição da profundidade da turbulência.

Deste modo distingui-se duas situações, uma na qual a camada de mistura apresenta uma altura bem inferior a altura da inversão e uma outra onde as alturas de mistura turbulenta e inversão são mais próximas.

A descoberta de critérios na determinação e a análise destas duas situações é de importância fundamental em problemas envolvendo a formação de nevoeiro e o transporte e difusão turbulenta de poluentes.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Radiossondagem

O equipamento utilizado para a coleta dos dados neste estudo é o W9000 produzido pela VIZ - “Manufacturing Company USA”, sendo composto por sensores lançados por meio de um balão com hidrogênio e um sistema de terra formado por módulos que possui antenas automáticas, pré-amplificadores e comutador de antenas, receptor, rastreador Omega, rastreador “Navaid” e unidade de processamento.

O “Navaid” (Navigational Aid’s) é uma técnica de determinação de parâmetros de vento em altitude pelo uso de ondas radioelétricas, usado para facilitar a identificação da posição de um objeto em um determinado local, neste caso uma sonda meteorológica.

O sistema “Navaid” utiliza o princípio de radionavegação OMEGA que é um sistema que emprega o rastreamento por telemetria de sinais, cujas frequências de espectro eletromagnético são:

VLF - 10KHz a 30 KHz - Sistema OMEGA

LF - 30 KHz a 300 KHz - Sistema “LORAN-C”

O sistema de rastreio de ventos foi batizado com o nome de “LO-CATE”, sendo que o princípio básico é a transferência de uma informação da posição de uma sonda ou dropsonda para uma estação receptora, móvel ou não, conhecida como a retransmissão “Navaid”.

O sistema OMEGA é de uso internacional, sendo operado por um comitê de países, onde ficam instalados as estações de transmissores dos sinais que fazem a

cobertura de grandes extensões do globo terrestre, através de oito estações OMEGA. Como um resultado da baixa atenuação oferecida pela ionosfera, o sistema OMEGA de “Navaid” cobre a maior parte do globo terrestre.

Os sinais destas oito estações não são transmitidos simultaneamente na mesma frequência ao mesmo tempo, o receptor seria incapaz de distinguir o sinal de uma estação do sinal da outra, portanto, as estações devem compartilhar o tempo destas transmissões de modo a permitir ao receptor reconhecer um sinal específico.

Cada estação tem uma janela de frequência separada em que ela transmite cinco sinais, dos quais um sinal de navegação está numa frequência particular para cada estação. Quatro sinais de navegação são comuns a todas as estações, a saber 10,2 KHz, 11,05 KHz, 11,33 KHz e 13,6 KHz.

O sinal OMEGA irradiado individualmente pelos transmissores é uma seqüência de pulsos de rádio frequência com duração entre 0,9 a 1,2 segundos e são separados por intervalos 0,2 segundos de silêncio. As estações compartilham os tempos destas transmissões de modo a permitir a um receptor reconhecer os sinais de uma estação específica. É transmitido um padrão de oito pulsos num intervalo de 10 segundos.

Como somente uma estação transmite num tempo e numa frequência específica, a medição relativa deverá ser feita entre os componentes do sinal que não estão nunca presentes simultaneamente.

3.1.1 Sensores

O sensor de pressão é constituído por uma cápsula aneróide laminada a frio e tratada a calor para atingir coeficiente de temperatura nulo. As placas capacitivas internas, laminadas a frio, são soldadas a condutores de passagem de vidro especialmente construídos.

As metades da aneróide são soldadas a feixe eletrônico, a 10 microns para dar uma forma mais precisa. A cápsula é calibrada simultaneamente com a interface eletrônica para fornecer os coeficientes polinomiais. Este procedimento leva em consideração o perfil da temperatura em que a sonda ficará durante o lançamento.

O sensor de temperatura é constituído por óxido de ferro minerado que permanece consistente por vários anos, o óxido é queimado, tratado e chapeado em ambas extremidades e adicionados finos fios condutores. Estes termistores são revestidos com material refletor e depois da determinação da curva de resistência é aplicada uma camada na superfície para estimular os pingos d'água a se aglutinarem e caírem após a passagem por chuvas e nuvens.

A umidade é medida pela variação da resistência de uma película de carbono depositada sobre um substrato acrílico. O substrato é fornecido com faixas condutivas ao longo de cada margem, que é calibrado a 33% e 10% para fornecer bons resultados nestas baixas umidades. Os sensores utilizados possuem a seguinte precisão: temperatura 0,2 °C, umidade 2% e a pressão 0,5 HPa.

3.2 Os Dados de Radiossonda

Os dados obtidos das radiossondagens foram gerados e formatados no padrão de código TEMP. O sistema de radiossondagem foi programado para obter informações nos primeiros 10 minutos de ascensão. Para uma observação detalhada da CLP, o sistema nos primeiros 3 minutos fez a coleta dos dados de 10 em 10 segundos. Estes intervalos de 10 segundos, conforme ascensão do balão, correspondem a espessuras médias de 50 metros.

As variáveis medidas foram a direção e a intensidade do vento, a temperatura e a temperatura do Ponto de Orvalho e as alturas nas quais foram medidos os dados.

Neste trabalho, foram utilizadas observações coletadas num período de sete meses. Este período abrangeu o início de Julho de 1995 até o final de Fevereiro de 1996, ou seja o intervalo de observações acompanhou a mudança da estação de inverno para o verão.

A coleta dos dados foi realizada no período da manhã entre os horários de 08:30 e 09:00 horas local. Neste horário na estação de inverno, as características da CLE ainda estão presentes pois a CLP possui um tempo de retardo no seu aquecimento.

Isto pode ser observado dos perfis verticais de temperatura que confirmam as observações de Godowitch et al, 1985, ou seja, que o tempo médio para a camada de inversão sofrer completa erosão é cerca de quatro horas após o nascer do Sol.

Por outro lado, no período de verão, os dados considerados foram de dias posteriores a passagem de perturbações meteorológicas. Neste caso as características eram similares a um período de meia estação com queda de temperatura e aumento da

pressão atmosférica. Em resumo, todos os casos analisados neste trabalho foram marcados por uma inversão térmica superficial.

Na decodificação dos dados, foi considerado que a relação entre a temperatura em dois pontos subseqüentes na vertical varia linearmente. Com esta suposição se pode fazer a interpolação dos valores de temperatura entre os níveis. No cálculo da temperatura foi utilizada a fórmula,

$$T_f = T_i + \gamma \cdot \Delta Z \quad (1)$$

onde T_f é a temperatura no nível interpolado, T_i é a temperatura no nível obtido mais próximo do valor interpolado, γ é a taxa vertical linear de variação da temperatura e ΔZ é distancia vertical entre o ponto inicial e o ponto que se quer interpolar.

Com este procedimento foi possível reconstruir todo o perfil vertical de temperatura nos níveis mais baixos da CLE. Como os dados de temperatura não são conservativos é usual em meteorologia transformar os dados de temperatura em dados de temperatura potencial.

A temperatura potencial pode ser definida como a temperatura em que o ar teria se reduzido adiabaticamente seco até a pressão padrão de 1000 HPa, cuja fórmula é definida como,

$$\theta = T (1000 / P)^{R_d / c_p} \quad (2)$$

onde θ é a temperatura potencial, T é a temperatura do ar, P é a pressão atmosférica, c_p é o calor específico do ar seco a pressão constante, R_d é a razão entre R^* / m_d , sendo R^* a constante universal dos gases e m_d o peso molecular efetivo para o ar seco. A razão R_d / c_p para o ar seco é 2/7.

Para o cálculo da temperatura potencial foi necessário estimar através da pressão atmosférica em determinados níveis as alturas correspondentes, para isto, foi utilizada a fórmula barométrica diferencial simplificada para diferenças pequenas (Saucier, 1959),

$$dZ = K. T. (dP / P_1) \quad (3)$$

onde dZ é a diferença entre a altura do nível de pressão P_1 e P_2 , K é a constante barométrica cujo valor usado foi de 29,28, dP é a diferença entre as pressões no nível P_1 e P_2 , P_1 é o nível de referencia e T é a temperatura em Kelvin.

Para os cálculos utilizados neste trabalho o módulo da velocidade do vento foi fornecido pela seguinte equação,

$$| U | = (u^2 + v^2)^{1/2} \quad (4)$$

onde U é o módulo do vento e u e v são suas componentes horizontais. Todas as velocidades são dadas em m/s.

3.3 Método de Análise

3.3.1 Parâmetro adimensional da Curvatura do Perfil de Temperatura Potencial

O perfil de temperatura potencial pode ser usado na determinação da altura da camada de inversão. Definir a altura da CI (h_i) é uma tarefa bastante complexa, pois a estratificação estável e os fracos gradientes, que podem existir, fazem com que esta definição se torne um tanto arbitrária.

Para isto, se define usualmente, que h_i é a altura na qual o resfriamento é significativo (Melgarejo e Deardorff, 1974) ou seja, que h_i represente a profundidade da camada estável estratificada (Yu, 1978). Para estas situações h_i é especificado ser a altitude onde o gradiente de temperatura $\partial\theta / \partial Z$ diminui sensivelmente, isto é, onde ele é mais fraco. Por apresentar uma estratificação que é mais fraca, este procedimento exclui a parte superior do resfriamento.

André e Mahrt (1982) propõem que a definição de h_i inclua as camadas adjacentes com maior profundidade. Para tanto eles sugerem a ocorrência na superfície de um gradiente de temperatura potencial $\partial\theta / \partial Z$ que exceda o valor de $3,5 \cdot 10^{-3} \text{ K m}^{-1}$, que é o valor para os níveis baixos da atmosfera padrão (Cole *et al.* , 1965).

Embora uma definição do topo de h_i possa ser apresentada em alguns casos, ela será arbitrária, pois o resfriamento radiativo muitas vezes ocorre através de toda a troposfera.

Neste trabalho foi analisado o perfil de temperatura potencial através de gráficos diários. Buscou-se analisar e estimar visualmente o ponto da curva onde o resfriamento radiativo não se altera, ou seja, onde o gradiente $\partial\theta/\partial z$ é praticamente constante e menor que $3,5 \cdot 10^{-3} \text{ Km}^{-1}$, sendo este ponto a altura da camada de inversão.

Na formação da CLE, durante as noites de céu claro, a camada de mistura turbulenta estratificada estavelmente ocupa apenas a parte mais baixa da camada de inversão, pois existe um balanço dinâmico delicado entre a geração mecânica da turbulência e o amortecimento pela estabilidade.

Por exemplo, na CLP estável quando o vento é forte e contínuo existe uma altura acentuada de mistura que provoca um resfriamento turbulento intenso nas primeiras centenas de metros. No caso de ventos fracos, o resfriamento radiativo nesta camada é dominante e a altura da inversão é mais elevada do que a altura da mistura turbulenta (Mahrt, 1981).

Um modo conveniente de quantificar e evidenciar o tipo de estrutura do perfil de temperatura potencial é fornecido pelo seguinte parâmetro adimensional (André e Mahrt, 1982),

$$\psi = \frac{\theta(h_i) - 2\theta(h_{i/2}) + \theta(0)}{\theta(h_i) - \theta(0)} \quad (5)$$

onde $\theta(h_i)$ é a temperatura potencial no topo da inversão, $\theta(h_{i/2})$ é a temperatura na metade desta camada e $\theta(0)$ é a temperatura na superfície.

3.3.2 Número de Richardson (Ri)

Para analisar a estabilidade da CLE e estimar a profundidade da camada de mistura turbulenta utiliza-se o Número de Richardson (Ri), que é obtido a partir da equação da Energia Cinética Turbulenta (ECT), definida pelo seguinte somatório, onde u'_i representa uma das componentes da velocidade e i é igual a 1, 2 e 3.

$$\bar{e} = \frac{ECT}{m} = \frac{1}{2} \sum (\overline{u'_i})^2 \quad (6)$$

A ECT é uma medida da intensidade da turbulência e é diretamente relacionada ao transporte de “momentum”, calor e umidade através da camada limite.

Os termos individuais da equação de balanço da ECT descrevem processos físicos que geram a turbulência. O balanço relativo destes processos determina a habilidade do fluxo manter-se turbulento ou tornar-se turbulento e de manter-se como um fluxo estável (Monin e Yaglom, 1965).

Alguns dos grupos dimensionais e parâmetros de escala são baseados em termos da equação do balanço da ECT, que pode ser representada como:

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} + \bar{U} \frac{\partial \bar{e}}{\partial x_j} = + \delta_{i3} \frac{g}{T} (\overline{u'_i T'}) - \overline{u'_i u'_j} \frac{\partial \bar{U}}{\partial x_j} - \frac{\partial (\overline{u'_i e})}{\partial x_i} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial (\overline{u'_i P'})}{\partial x_i} - \varepsilon \quad (7)$$

)

(I) (II) (III) (IV) (V) (VI) (VII)

onde:

(I) O primeiro termo representa o armazenamento local ou a tendência do balanço da energia cinética.

(II) O segundo termo descreve a advecção da ECT pelo vento médio.

(III) O terceiro termo é a produção de flutuação ou o termo de consumo. Ele é um termo da produção ou perda dependendo se o fluxo de calor $\overline{u'_i T'}$ é positivo (durante o período do dia sobre a terra) ou negativo (à noite sobre a terra).

(IV) O quarto termo é o de produção mecânica. O fluxo de “momentum” $\overline{u'_i u'_j}$ é usualmente de sinal oposto ao cisalhamento do vento médio, pois o momentum do vento é perdido na superfície. Assim, o termo (IV) resulta em uma contribuição positiva para a ECT quando possui sinal negativo.

(V) O quinto termo representa o transporte turbulento da ECT, ele descreve como a energia cinética é movimentada através dos turbilhões turbulentos u'_i .

(VI) O sexto termo é o termo de correlação da pressão que descreve como a ECT é redistribuída pelas perturbações de pressão freqüentemente associada com as oscilações no ar (forças de flutuação ou ondas de gravidade). Termo de tendência à isotropia.

(VII) O sétimo termo representa a dissipação viscosa da ECT, isto é, a conversão da ECT em calor.

Se nós escolhermos um sistema de coordenadas alinhado com o vento médio, assumindo que ocorre homogeneidade na horizontal, a equação do balanço da ECT pode ser escrita como:

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \frac{g}{\theta} (\overline{u' \theta'}) - \overline{u' w'} \frac{\partial \bar{U}}{\partial Z} - \frac{\partial (\overline{w' e})}{\partial Z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial (\overline{w' P'})}{\partial Z} - \varepsilon \quad (8)$$

(I) (III) (IV) (V) (VI) (VII)

Como a turbulência é dissipativa, se ela não for gerada localmente ou transportada, tenderá a diminuir e a desaparecer com o tempo.

Visto que a ECT não é uma quantidade conservativa, a camada limite pode ser turbulenta somente se existir um processo físico específico gerando a turbulência.

Pelo emprego dos termos (III) e (IV), a equação (8) pode ser reescrita como,

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = - \overline{u' w'} \frac{\partial \bar{U}}{\partial Z} (1 - R_f) - \frac{\partial (\overline{w' e})}{\partial Z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial (\overline{w' P'})}{\partial Z} - \varepsilon \quad (9)$$

onde:

$$R_f = \frac{g}{\theta} \frac{\overline{w'\theta'}}{\overline{u'w'}} \left(\frac{\partial \overline{U}}{\partial Z} \right)^{-1} \quad (10)$$

R_f é o Número de Richardson fluxo, que é uma quantidade adimensional, que define a estrutura local da turbulência.

Normalmente os fluxos turbulentos podem ser estimados pelo emprego do transporte pelo gradiente (a teoria K), na forma dada abaixo,

$$\overline{u'\xi'} = -K \frac{\partial \xi}{\partial Z} \quad (11)$$

onde K é o coeficiente de difusão turbulenta.

O Número de Richardson gradiente é obtido substituindo (11) em (10), de modo que,

$$Ri = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial Z} \left(\frac{\partial \overline{U}}{\partial Z} \right)^{-2} \quad (12)$$

Por aproximar as derivadas na equação (12), por diferenças finitas de pontos dos perfis verticais, respectivamente $\frac{\Delta \theta}{\Delta Z}$ e $\frac{\Delta U}{\Delta Z}$, a equação resultante para o Número de Richardson será,

$$R_i = \frac{g}{\theta} \frac{\Delta\theta \cdot \Delta Z}{(\Delta U)^2} \quad (13)$$

onde g é a aceleração da gravidade, θ é a temperatura potencial média da camada, $\Delta\theta$ e ΔU são, respectivamente, a diferença de temperatura potencial e velocidade, estimadas em uma espessura ΔZ . Na maioria dos cálculos, a espessura considerada foi de 50 m.

Os valores negativos do Número de Richardson correspondem a fluxos estaticamente e dinamicamente instáveis e quando correspondem a valores positivos são sempre estaticamente estáveis. Para uma pequena faixa do Número de Richardson compreendida entre $0 < Ri < 1$, o fluxo é dinamicamente instável e pode ser turbulento dependendo do seu passado histórico (Stull, 1988).

O Número de Richardson representa uma relação entre a taxa de consumo da energia turbulenta por forças de empuxo e a taxa de produção de energia turbulenta pela turbulência mecânica gerada pelo cisalhamento do vento.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Curvatura do Perfil da Temperatura Potencial

A equação (5) indica se a curvatura do perfil vertical de temperatura potencial é negativa ou positiva. Um trabalho teórico de Brunt (1934) mostra que a transferência radiativa infravermelha comporta-se como um processo difusivo exibindo um perfil de temperatura do tipo exponencial com forte curvatura negativa. A figura 1 do dia 23 de Agosto de 1995, apresenta um perfil deste tipo, com $\psi = - 0,43$ e a altura da inversão estimada em $h_i \approx 827$ m.

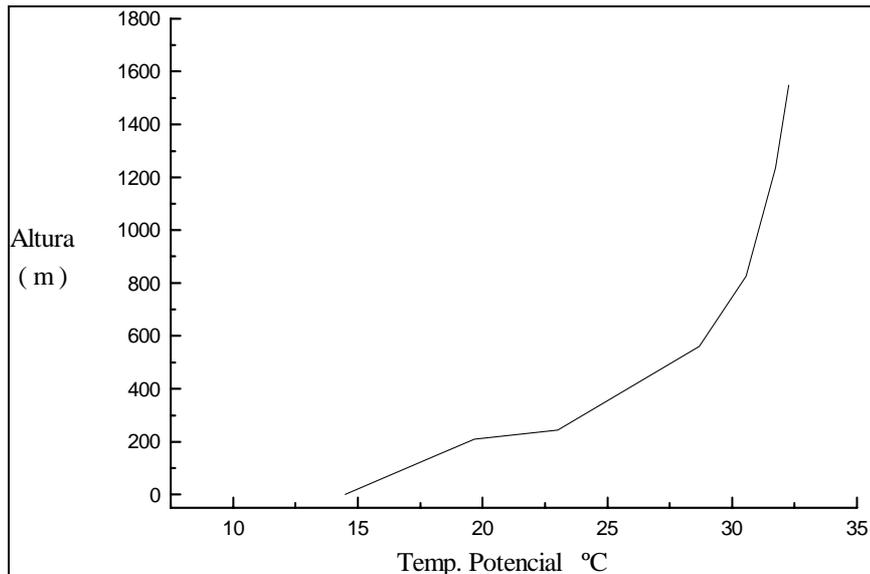


Figura 1 Perfil da Temperatura Potencial no dia 23 de Agosto de 1995.

Por outro lado, quando a turbulência é forte espera-se um perfil de temperatura com curvatura positiva. Esta curvatura positiva está associada a existência de uma camada limite turbulenta elevada. A figura 2 do dia 04 de Julho de 1995, apresenta esta situação onde $\psi = 0,21$ e a altura estimada da CI é $h_i \approx 825$ m.

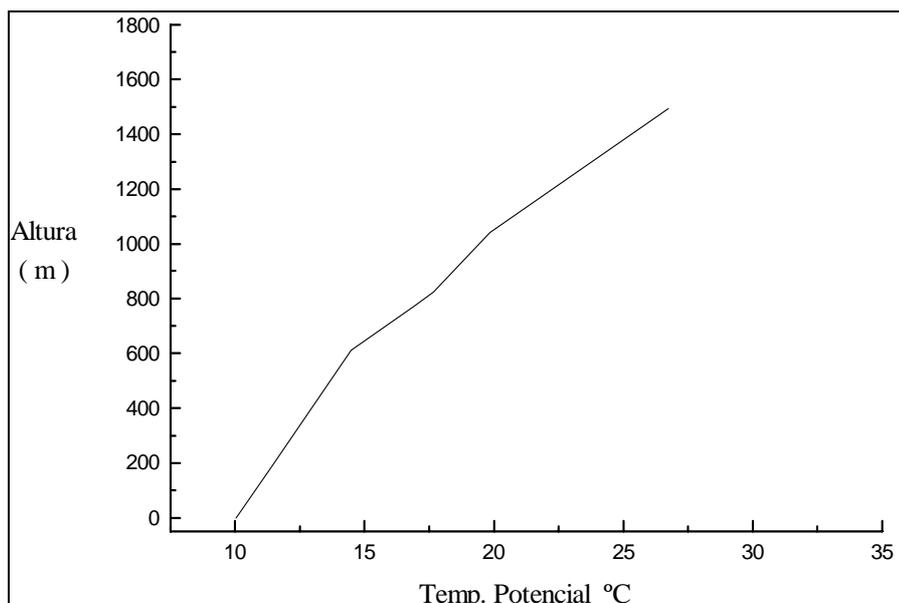


Figura 2 Perfil da Temperatura Potencial no dia 04 de Julho de 1995.

A curvatura do perfil de temperatura potencial foi calculado para diferentes experimentos no período de inverno e as observações foram realizadas antes, durante e depois da passagem de perturbações sinópticas.

A Tabela I mostra os valores da curvatura positiva da temperatura potencial, enquanto a Tabela II exhibe os valores de curvatura negativa da temperatura potencial.

Em ambas as tabelas, está presente o momento da perturbação sinóptica que pode ser entendida uma perturbação meteorológica que tem existência em escala sinóptica como sistemas de mesoescala e de macroescala, ou seja, se esta foi antes, durante ou depois do tempo de coleta dos dados. Uma análise dos dados da Tabela I mostra que antes da passagem das perturbações, temos uma tendência de predomínio de um resfriamento turbulento, com o parâmetro de curvatura positivo. A Tabela II mostra que após a passagem da perturbação meteorológica existe a tendência de predomínio de um resfriamento radiativo, com parâmetro de curvatura negativo. A análise revela também, que no momento da passagem dos sistemas meteorológicos, poderemos ter os dois tipos de resfriamento.

Tabela I - Parâmetro com curvatura positiva no período de inverno de 1995, associado com a fase de deslocamento de uma perturbação meteorológica.

Dia	Perturbação sinóptica	Valores
04/jul	antes	0,21
17/jul	durante	0,1
19/jul	durante	0,58
20/jul	durante	0,04
21/jul	durante	0,55
23/jul	posterior	0,1
26/jul	durante	0,75
28/jul	antes	0,39
30/jul	antes	0,64
02/ago	antes	0,04
08/ago	antes	0,72
11/ago	antes	0,66
17/ago	antes	0,24
20/ago	posterior	0,11
31/ago	antes	0,72
	Valor Médio	0,39
	Desvio Padrão	0,27

Durante o período que foi analisado, os meses de inverno Julho, Agosto e Setembro, houve uma maior quantidade de dias com perfis de resfriamento radiativo comparado com o turbulento. Isto é provocado pela posição geográfica da estação coletora de dados, que durante este período, possui um balanço radiativo naturalmente negativo. Uma evidência deste comportamento é a própria frequência dos parâmetros calculados, pois a ocorrência de dias com curvatura negativa foi 60% dos casos.

Tabela II - Parâmetro com curvatura negativa no período de inverno de 1995, associado com a fase de deslocamento de uma perturbação meteorológica.

Dia	Perturbação sinóptica	Valores
02/jul	posterior	-0,65
08/jul	posterior	-0,014
09/jul	posterior	-0,59
10/jul	posterior	-0,65
11/jul	posterior	-0,46
12/jul	posterior	-0,37
18/jul	durante	-0,16
24/jul	posterior	-0,57
25/jul	antes	-0,28
27/jul	posterior	-0,44
07/ago	antes	-0,23
09/ago	durante	-0,09
13/ago	durante	-0,35
14/ago	posterior	-0,58
21/ago	posterior	-0,39
22/ago	durante	-0,28
23/ago	posterior	-0,43
25/ago	posterior	-0,39
26/ago	posterior	-0,54
27/ago	posterior	-0,49
01/set	posterior	-0,18
08/set	posterior	-0,76
	Valor Médio	-0,4
	Desvio Padrão	0,19

Para o período de verão analisado, janeiro e fevereiro de 1996, notou-se que o horário em que é feita a radiossondagem, entre as 08:30 e 09:00 horas local, a CLE já não apresenta suas características estruturais como no período de inverno.

Isto ocorre porque durante este período a CLE é aquecida com maior intensidade pela radiação solar e desta forma a transição da CLE para a camada de mistura convectiva durante o período do dia ocorre mais rapidamente. No início desta fase de transição a divergência do fluxo de calor na vertical e abaixo da camada de inversão elevada é relativamente importante como uma fonte de aquecimento.

Por causa disto, no período de verão obteve-se um menor número de dias, que apresentaram uma inversão superficial. Porém, nos dias em que o resfriamento foi significativo a estrutura da CLE pode ser observada.

A Tabela III mostra os valores dos dias no período de verão em que ocorreu a curvatura positiva de temperatura.

Tabela III - Parâmetro com curvatura positiva no período de verão de 1996, associado com a fase de deslocamento de uma perturbação meteorológica.

Dia	Perturbação sinóptica	Valores
08/jan	durante	0,17
30/jan	durante	0,04
17/fev	durante	0,15
23/fev	antes	0,01
26/fev	antes	0,03
	Valor Médio	0,08
	Desvio Padrão	0,07

Na Tabela IV tem-se os valores para os dias em que ocorreu a curvatura negativa da temperatura. Das observações pode-se concluir que os valores negativos são mais intensos que os valores positivos. Uma explicação para esta diferença pode ser fornecida estudando a dinâmica dos sistemas meteorológicos. No período de verão, os gradientes de pressão são menos intensos e os valores de subsidência mais fracos. Os sistemas sinóticos mais frequentes são os os sistemas de mesoescala, gerados por convecção local que se formam devido ao aquecimento da superfície.

O balanço energético no período de verão provoca também um resfriamento radiativo de menor intensidade, do que aquele observado no inverno.

Tabela IV - Parâmetro com curvatura negativa no período de verão de 1996, associado com a fase de deslocamento de uma perturbação meteorológica.

Dia	Perturbação sinóptica	Valores
29/jan	durante	-0,3
31/jan	durante	-0,41
15/fev	antes	-0,15
25/fev	antes	-0,12
	Valor Médio	-0,24
	Desvio Padrão	0,13

4.2 Camada de Mistura Turbulenta (CMT)

Na análise da camada de mistura turbulenta estável está implícita a natureza do equilíbrio delicado entre as forças de flutuação e aquelas geradas pela turbulência mecânica. A convergência para um tipo de perfil de curvatura de temperatura, implica

necessariamente no predomínio ou de um resfriamento turbulento ou de um resfriamento radiativo.

No caso onde os ventos são fracos e na presença de poucas nuvens, o resfriamento por radiação de longo comprimento de onda é dominante e a altura da camada de inversão é consideravelmente mais elevada do que a altura da camada de mistura turbulenta.

Na situação de intenso resfriamento radiativo a turbulência na CLE é esporádica e intermitente provocando um desacoplamento entre os forçantes superficiais e as regiões superiores da camada. Quando o resfriamento por radiação é acentuado, a altura da inversão térmica é de varias centenas de metros, enquanto a escala vertical da mistura turbulenta é da ordem de dezenas de metros.

Um exemplo desta situação é o caso do dia 23 de Agosto de 1995, onde a altura da inversão, estimada do perfil vertical de temperatura potencial, foi de $h_i \cong 827$ m. Neste mesmo dia o vento foi calmo em toda a profundidade da CLE. Este comportamento é exibido na Figura 3.

A figura 4 apresenta o perfil vertical do Número de Richardson para este dia. Com base nos valores obtidos do Número de Richardson observa-se a existência de uma camada turbulenta próxima a superfície e de uma camada acima fortemente estável onde a turbulência desaparece. A camada de mistura superficial é da ordem de $h_R \cong 100$ m.

Pelo emprego do Número de Richardson e dos perfis verticais de temperatura potencial foi possível estimar a altura da camada de mistura turbulenta e a altura da camada de inversão.

A Tabela V exhibe estas escalas de altura para as observações realizadas no período de inverno e que apresenta a curvatura negativa de temperatura. Os dados mostram que a altura média da camada de inversão foi de $h_i \cong 855$ m, enquanto a altura média da camada de mistura turbulenta foi de $h_R \cong 116$ m.

A Tabela VI mostra as diferenças entre as alturas da CMT e as alturas da camada de inversão para o período de Verão. São casos onde ocorreram curvaturas negativas de temperatura.

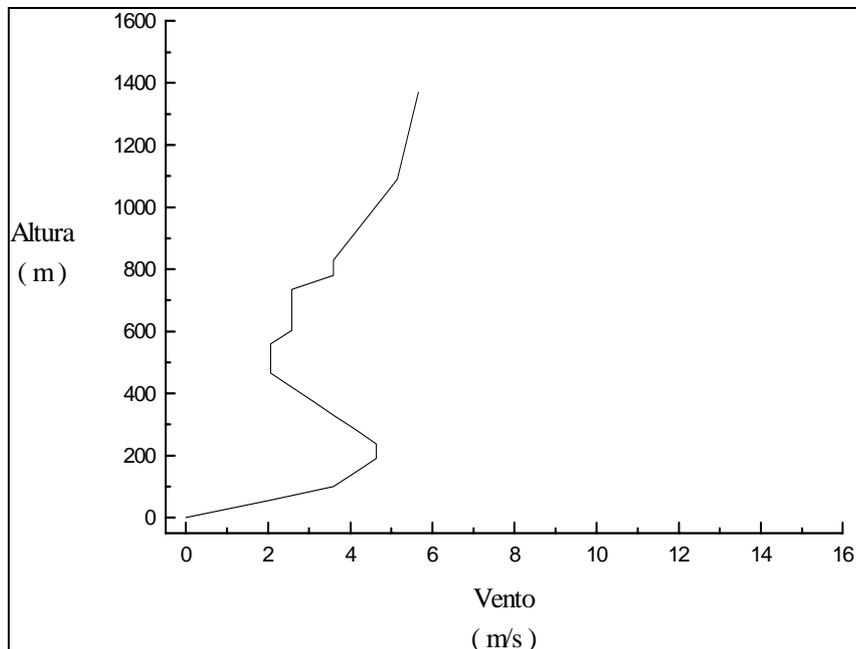


Figura 3 Perfil do Módulo do Vento no dia 23 de Agosto de 1995.

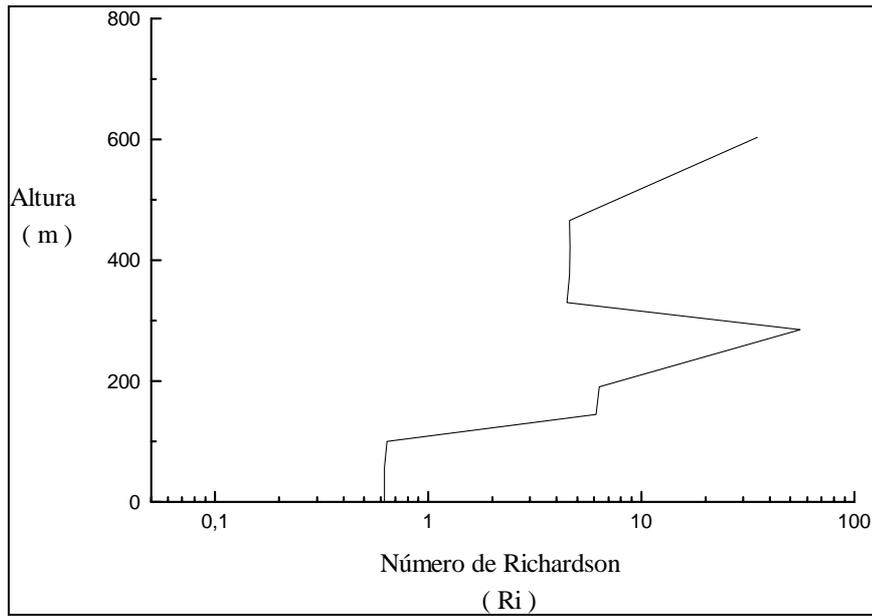


Figura 4 Perfil do Número de Richardson no dia 23 de Agosto de 1995

Pelos valores apresentados nas duas tabelas, fica evidente que no caso de curvatura negativa de temperatura, não existe diferenças significativas entre as alturas da CMT no decorrer do ano, pois as duas alturas estimadas são da mesma ordem de grandeza, porem para o verão o valor médio apresentou uma profundidade da ordem de 34,78% maior do que o inverno.

Tabela V - Cálculo da camada de mistura turbulenta (CMT) e da camada de inversão (CI) para o período de inverno de 1995 com curvatura negativa de temperatura.

Dia	CMT (m)	CI (m)
02/jul	370	826
08/jul	93	713
09/jul	87	830
10/jul	120	896
11/jul	66	822
12/jul	53	842
18/jul	124	836
24/jul	158	808
25/jul	178	803
27/jul	227	733
07/ago	52	836
09/ago	114	747
13/ago	60	778
14/ago	61	1478
21/ago	79	891
22/ago	46	1075
23/ago	100	827
25/ago	100	824
26/ago	55	826
27/ago	130	813
01/set	113	792
08/set	163	803
Valor Médio	115,86	Valor Médio 854,5
Desvio Padrão	73,53	Desvio Padrão 156,07

Nas tabelas anteriores fica bem nítida a diferença de altura entre a camada de inversão e a camada de mistura turbulenta, sendo que no período de inverno a CMT possui uma profundidade média de $\bar{h}_R \approx 13\%$ da camada de inversão e no verão a CMT possui uma profundidade média de $\bar{h}_R \approx 15\%$ da camada de inversão.

Tabela VI - Cálculo da camada de mistura turbulenta (CMT) e a camada de inversão (CI) para o período de verão de 1996 com curvatura negativa de temperatura.

Dia	CMT (m)		CI (m)
29/jan	190		786
31/jan	170		1465
15/fev	100		851
25/fev	160		995
Valor Médio	155	Valor Médio	1024,25
Desvio Padrão	38,72	Desvio Padrão	306,53

Analisa-se agora um caso com curvatura positiva de temperatura. A figura 5 do dia 04 de Julho de 1995, apresenta o perfil do módulo do vento e mostra a presença de um jato de baixo nível com intensidade de 14,4 m/s na altura de $h_u \cong 525$ m.

A figura 6 apresenta também para este dia os valores do Número de Richardson nas diferentes alturas. Em comparação com a figura 4, a camada limite com curvatura positiva de temperatura apresenta uma camada de mistura turbulenta bem mais acentuada, apresentando ocorrência de turbulência até uma altura $h_R \cong 582$ m.

Neste tipo de situação, onde ocorre a curvatura positiva de temperatura, a altura da camada da mistura turbulenta se aproxima da altura da inversão. As Tabelas VII e VIII apresentam estimativas das alturas da CMT e da CI nos períodos de inverno e verão para casos com curvatura positiva de temperatura.

Os dados analisados mostram que para o período de inverno a estimativa da altura média da CMT é de $\overline{h_R} \cong 272$ metros e isto corresponde na média a 35,69% da altura média da CI para o mesmo período, que é estimada em $\overline{h_i} \cong 762$ metros.

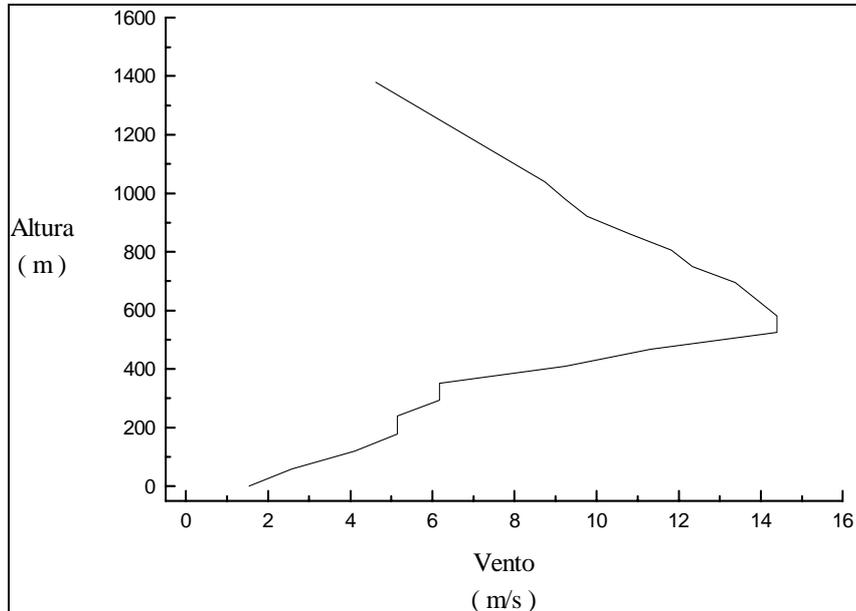


Figura 5 Perfil do Módulo do Vento no dia 04 de Julho de 1995.

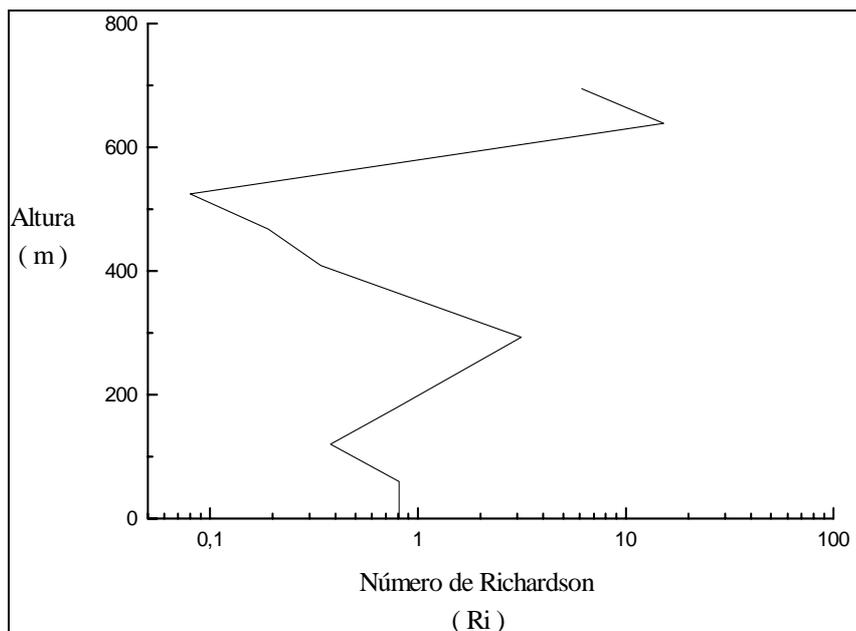


Figura 6 Perfil do Número de Richardson no dia 04 de Julho de 1995.

Para o período de verão estima-se uma altura média da CMT da ordem de $\bar{h}_R \approx 166$ metros sendo que isto correspondeu na média a 24,26% da altura média da CI para o mesmo período, que é estimada em $\bar{h}_i \approx 684$ metros.

Tabela VII - Cálculo da camada de mistura turbulenta (CMT) e a camada de inversão (CI) para o período de verão de 1996 com curvatura positiva de temperatura.

Dia	CMT (m)	CI (m)
08/jan	255	484
30/jan	145	770
17/fev	270	607
23/fev	110	779
26/fev	50	780
Valor Médio	166	Valor Médio 684
Desvio Padrão	94,56	Desvio Padrão 133,75

Tabela VIII - Cálculo da camada de mistura turbulenta (CMT) e a camada de inversão (CI) para o período de inverno de 1995 com curvatura positiva de temperatura.

Dia	CMT (m)		CI (m)
04/jul	582		825
17/jul	300		608
19/jul	167		405
20/jul	223		821
21/jul	244		644
23/jul	184		940
26/jul	340		520
28/jul	256		505
30/jul	564		664
02/ago	107		1131
08/ago	236		573
11/ago	200		554
17/ago	180		520
20/ago	340		1597
31/ago	159		1123
Valor Médio	272,78	Valor Médio	762
Desvio Padrão	138,12	Desvio Padrão	320,68

4.2.1 Análise Estatística das alturas da CMT

As alturas da CMT foram analisadas estatisticamente no decorrer do período das estações meteorológicas do ano, são comparadas as alturas da CMT com perfil de resfriamento radiativo no inverno/verão através do teste de “t”.

\bar{h}_r do inverno = 115,86 m	\bar{h}_r do verão = 155 m
Desvio padrão $\rho_r = 73,53$	Desvio padrão $\rho_r = 38,72$
Variância $\rho_r^2 = 5406,69$	Variância $\rho_r^2 = 1500$
$n_i = 22$	$n_v = 4$

Para se testar as alturas da CMT no decorrer das estações meteorológicas, formulou-se duas hipóteses, a primeira H_0 onde as duas alturas são iguais e a segunda H_1 em que as alturas são diferentes.

Calcula-se a variância combinada, pela fórmula:

$$S_{\text{Comb.}}^2 = \frac{(n_i - 1)\rho_i^2 + (n_v - 1)\rho_v^2}{n_i + n_v - 2} \quad (14)$$

$$S_{\text{Comb.}}^2 = \frac{(22 - 1)5406,16 + (4 - 1)1500}{22 + 4 - 2}$$

$$S_{\text{Comb.}}^2 = 4918,35$$

Utiliza-se para o cálculo do teste de “t”, a fórmula:

$$t_{24gl} = \frac{|\bar{h}_i - \bar{h}_v|}{\sqrt{S_{\text{Comb.}}^2 \left(\frac{1}{n_i} + \frac{1}{n_v} \right)}} \quad (15)$$

Substituindo os valores, se obtêm:

$$t_{24gl} = \frac{|115,86 - 155|}{\sqrt{4918,35 \left(\frac{1}{22} + \frac{1}{4} \right)}}$$

$$t_{24gl} = 1,63$$

Comparando o valor calculado, com os valores tabelados da distribuição de “t” ao nível de 5% em teste bilateral, cujos valores são:

$$t_{\text{cal. } 24gl} = 1,63 < t_{\text{tab. } 24gl, 5\%} = 2,06$$

$$t_{\text{cal. } 24gl} = 1,63 < t_{\text{tab. } 24gl, 1\%} = 2,79$$

Como conclusão, aceita-se H_0 , não há evidência de existir diferenças entre os dados das alturas da CMT com perfil de resfriamento radiativo no período de inverno/verão ao nível de 5% e 1% em teste bilateral.

No caso com o perfil de resfriamento turbulento, as alturas da CMT no decorrer das estações inverno/verão, também são testadas pelo teste de “t”, onde é formulado

duas hipóteses, a primeira H_0 onde não há diferenças, as duas alturas são iguais e a segunda H_1 onde as alturas são diferentes.

$$\bar{h}_r \text{ do inverno} = 272,78 \text{ m}$$

$$\bar{h}_r \text{ do verão} = 166$$

$$\text{Desvio padrão } \rho_r = 137,12$$

$$\text{Desvio padrão } \rho_r = 94,56$$

$$\text{Variância } \rho_r^2 = 18802,33$$

$$\text{Variância } \rho_r^2 = 8941,59$$

$$n_i = 14$$

$$n_v = 5$$

Utilizando a fórmula (14), se obtêm:

$$S_{\text{Comb.}}^2 = \frac{(14 - 1) 18802,33 + (5 - 1) 8941,59}{14 + 5 - 2}$$

$$S_{\text{Comb.}}^2 = 16482,16$$

Substituindo na fórmula (15) os valores, temos:

$$t_{17gl} = \frac{|272,78 - 166|}{\sqrt{16482,16 \left(\frac{1}{14} + \frac{1}{5} \right)}}$$

$$t_{17gl} = 1,59$$

Comparando o valor calculado com os valores tabelados ao nível de 5% e 1% em teste bilateral, cujos valores são:

$$t_{\text{cal. 17gl}} = 1,59 < t_{\text{tab. 17gl, 5\%}} = 2,11$$

$$t_{\text{cal. 17gl}} = 1,59 < t_{\text{tab. 17gl, 1\%}} = 2,89$$

Como conclusão, aceita-se H_0 , não há evidência de existir diferenças entre os dados das alturas da CMT com perfil de resfriamento turbulento no período de inverno/verão ao nível de 5% e 1% em teste bilateral.

Foi utilizado o teste de “Bartlett” para se testar a homogeneidade da variância e conseqüentemente a possibilidade de se juntar as variâncias para o cálculo de $S_{\text{Comb.}}^2$.

Portanto para este objetivo, se analisa o perfil de resfriamento radiativo no período de inverno/verão, neste caso formula-se duas hipóteses, sendo a primeira H_0 onde as variâncias são homogêneas e a segunda H_1 em que as variâncias são diferentes. Para calcular utiliza-se a fórmula:

$$\chi^2_{(n-1)\text{gl}} = \frac{((n_i + n_v) - 2) \ln S_{\text{comb.}}^2 - (n_i - 1) \ln S_i^2 - (n_v - 1) \ln S_v^2}{1 + \frac{1}{3(n_{\text{gl}} - 1)} \left(\frac{1}{(n_i - 1)} + \frac{1}{(n_v - 1)} \right)} \quad (16)$$

Substituindo os valores, obtêm-se:

$$\chi_{1\text{gl}}^2 = \frac{24 \ln 4918,35 - 21 \ln 5406,69 - 3 \ln 1500}{1 + \frac{1}{3} \left(\frac{1}{21} + \frac{1}{3} \right)}$$

Resulta em:

$$\chi_{1\text{gl}}^2 = 1,4$$

Comparando o valor calculado com o valor tabelado ao nível de 5% em teste unilateral, temos:

$$\chi_{\text{cal. 1gl}}^2 = 1,4 < \chi_{\text{tab. 95\%}}^2 = 3,84$$

Conclui-se que a hipótese H_0 é aceita, não temos evidência de não homogeneidade das variâncias para calcular a estimativa da variância combinada.

Para o caso com perfil de resfriamento turbulento no período de inverno/verão, formula-se duas hipóteses, a primeira H_0 onde as variâncias são homogêneas, a segunda H_1 as variâncias não são homogêneas. Utiliza-se a fórmula (15), substituindo os respectivos valores, temos:

$$\chi_{1\text{gl}}^2 = \frac{17 \ln 16482,16 - 13 \ln 18802,33 - 4 \ln 8941,59}{1 + \frac{1}{3} \left(\frac{1}{13} + \frac{1}{4} \right)}$$

Resulta, em:

$$\chi_{1\text{gl}}^2 = 0,66$$

Comparando o valor calculado com o valor tabelado, temos:

$$\chi^2_{1\text{ gl}} = 0,66 < \chi^2_{\text{tab. } 95\%, 1\text{ gl}} = 3,84$$

Concluimos, que não temos evidência de não homogeneidade das variâncias, para calcular a estimativa da variância combinada.

4.3 Jato de Nível Baixo

Em regiões elevadas da CLE em alturas da ordem de 100 metros ou mais, ocorrem algumas vezes oscilações inerciais no campo do vento que adicionadas ao mecanismo de desacoplamento da CLE geram um fenômeno conhecido como Jato de baixos níveis.

Este fenômeno, que ocorre com bastante frequência, é caracterizado por ventos fracos na superfície que aumentam com a altura e atingem um valor máximo em uma região vertical estreita. Tal região vertical localiza-se normalmente nas primeiras centenas de metros, sendo que os valores observados das velocidades dos Jatos variam de 10 m/s a 40 m/s.

A figura 7 do dia 03 de Setembro de 1995, mostra um Jato de Baixo Nível com intensidade de 19,04 m/s e altura de $h_u \approx 180$ metros.

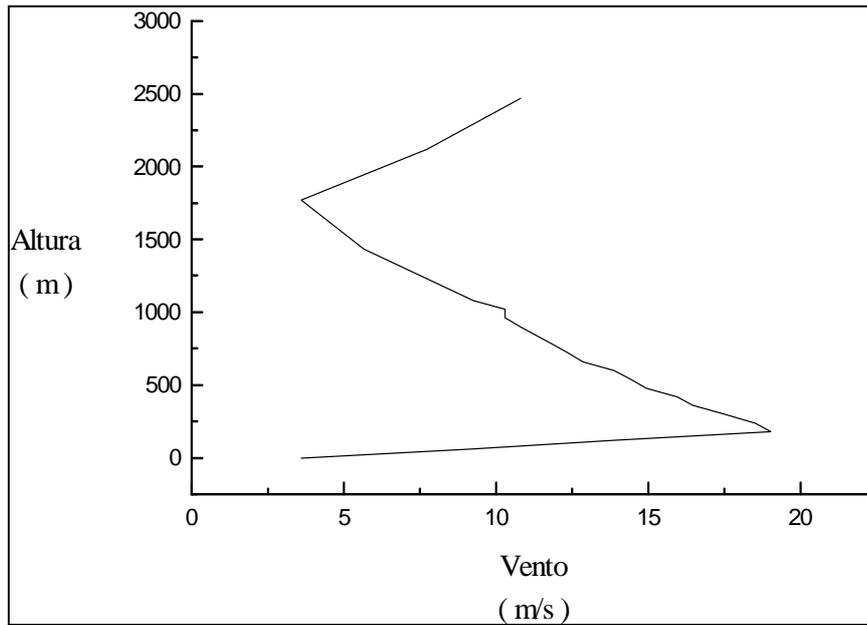


Figura 7 - Perfil do Módulo do Vento no dia 03 de Setembro de 1995.

Esta estrutura de vento máximo dentro da CLE é um mecanismo de transporte de poluentes muito eficiente. Como esta região apresenta uma mistura turbulenta vertical e lateral muito limitada, um contaminante transportado viajará dezenas de quilômetros, em uma concentração bastante elevada.

As Tabelas IX e X mostram no decorrer do período de julho de 1995 a fevereiro de 1996 os dias em que foram observados a formação de Jato. Os jatos de maior magnitude e mais elevados ocorrem dentro do período de inverno, com $h_u \approx 321,16$ metros e com intensidade média de 12,12 m/s.

Para o período de inverno a direção do jato foi analisada antes, durante e depois da passagem de uma perturbação meteorológica. Antes da perturbação observa-se que a direção média dos jatos é de 65° , ou seja, o fluxo de ar avança no sentido do interior do Rio Grande do Sul. Durante a perturbação e após a sua passagem, observa-se uma direção média para os jatos de 196° , ou seja, o jato sopra no sentido do Oceano Atlântico.

Uma análise similar para o período de verão, revela que o nível médio do vento máximo é de $h_u \approx 179,81$ metros com uma intensidade média de $8,19$ m/s. A direção média antes das perturbações meteorológicas é de $69,54^\circ$ e após de 224° .

Comparando as alturas dos jatos com as alturas das CMT, percebe-se uma equivalência de magnitudes. A altura da CMT com perfil de resfriamento positivo no inverno é de $h_R \approx 272$ metros enquanto a altura do jato é de $h_u \approx 321,16$ metros. Para o verão $h_R \approx 166$ metros e $h_u \approx 180$ metros, mostrando a proporcionalidade entre as escalas.

Tabela IX - A altura, direção e intensidade do Jato de Nível Baixo para o período de Jul./ Ago./ Set./ Out. de 1995.

Dia	Altura (m)	Direção(graus)	Intensidade(m/s)
04/jul	525	70*	14,41
21/jul	244	180	12,86
23/jul	246	20*	6,69
26/jul	287	100*	12,35
28/jul	94	165	17,5
30/jul	376	5*	17,5
03/ago	502	155	12,35
07/ago	791	285	8,75
08/ago	236	115*	13,38
11/ago	200	110*	12,35
20/ago	380	115*	9,78
31/ago	159	65*	6,69
03/set	180	55*	19,04
30/set	72	50*	12,86
03/out	720	60*	11,84
06/out	169	30*	5,66
24/out	350	65*	8,75
27/out	250	60*	15,44
Valor Médio	321,16	94,72	12,12
Desvio Padrão	200,61	68,3	3,86

* direção de jatos em dias que antecede as perturbações meteorológicas.

Tabela X - A altura, direção e intensidade do Jato de Nível Baixo para o período de Nov./ Dez./ Jan./ Fev. de 1995/1996.

Dia	Altura (m)	Direção (graus)	Intensidade (m/s)
04/nov	246	20*	6,69
08/nov	287	100*	12,35
03/dez	94	165	17,5
09/dez	120	130	5,66
16/dez	376	5*	17,5
20/dez	502	155	12,35
08/jan	791	285	8,75
22/jan	236	115*	13,38
02/fev	200	110*	12,35
07/fev	380	115*	9,78
11/fev	190	80*	4,63
17/fev	159	65*	6,69
18/fev	180	55*	19,04
23/fev	72	50*	12,86
27/fev	720	60*	11,84
28/fev	169	30*	5,66
Valor Médio	179,81	117,81	8,19
Desvio Padrão	64,33	93,52	2,71

* direção de jatos que antecede as perturbações meteorológicas

5. CONCLUSÕES GERAIS E SUGESTÕES

5.1 Conclusões Gerais

O presente trabalho apresenta um método para o cálculo das diferentes alturas existentes em uma camada limite estável. O conhecimento destas escalas de altura, normalmente conhecidas como a altura de inversão, a altura da mistura turbulenta e a altura do jato de baixo nível, permite reconhecer os padrões de comportamento da turbulência na CLE. Deste modo através do trabalho desenvolvido pode-se tirar as seguintes conclusões:

Na formação da CLE a altura da camada de mistura turbulenta vai variar sua profundidade em função do tipo de resfriamento que for predominante, portanto para se estimar esta altura, mostrou-se muito eficiente a metodologia que usa o cálculo do número de Richardson através dos perfis da temperatura potencial e do vento.

Se durante a noite, o resfriamento radiativo for predominante a camada de mistura turbulenta terá uma magnitude de dezenas de metros. Neste caso, tanto para o período de inverno como o de verão estas alturas não apresentaram diferenças de profundidade na média no decorrer do ano.

Quando o resfriamento turbulento for importante, a camada de mistura terá uma magnitude diferente da anterior, sendo que neste caso ela apresenta uma profundidade de centenas de metros e pode em determinadas situações, dependendo do comportamento da turbulência se aproximar da altura da camada de inversão.

No caso de resfriamento turbulento, a altura da camada de mistura turbulenta não apresenta nitidamente, que a sua magnitude seja similar no decorrer das estações do

ano, mesmo que estatisticamente estas alturas não apresentem diferenças significativas, entretanto o seu comportamento físico não demonstra ser semelhante em magnitude na média.

Neste trabalho pode-se reconhecer a existência de jatos de baixos níveis de grandes magnitudes. O seu comportamento no decorrer das estações do ano, mostra que no inverno, a escala vertical média da altura de ocorrência dos jatos foi entorno de 321 metros e a intensidade média de 12 m/s, com um valor máximo de 19,04 m/s. Os jatos observados apresentam duas direções médias predominantes, uma antes da perturbação sinóptica e outra após a perturbação, que foram respectivamente 65,71 graus para a situação que antecede e 196,25 graus para a situação posterior.

No caso do período de verão a magnitude média do jato foi mais fraca da ordem de 8,19 m/s e apresentou direções similares aquelas observadas no inverno em função da passagem das perturbações sinópticas, sendo que o valor médio da direção que antecede a perturbação foi de 69,54 graus e a após de 224 graus.

As mudanças de direção e as magnitudes dos jatos de baixo nível influenciam fortemente o transporte de contaminantes na CLE e desta forma estes mecanismos são estruturas eficientes na alteração da concentração de contaminantes na região metropolitana de Porto Alegre.

A estimativa destas alturas típicas da CLE, permite a construção de um banco de dados, que podem ser utilizados em modelos futuros de dispersão e de qualidade do ar sobre a região de Porto Alegre.

5.2 Sugestões

Como este estudo foi realizado com dados de radiossondas e hoje em dia existem outros sistemas de coleta de dados, seria interessante e necessário comparar as escalas obtidas pela presente metodologia com as obtidas por outros sistemas modernos de Sensoriamento remoto, tais como a Sonda acústica ou Lider.

Para analisar mais detalhadamente o comportamento no decorrer das estações do ano, como também a variação na magnitudes das escalas que foram estimadas, sugerimos uma análise envolvendo uma serie maior de dados.

O comportamento dos jatos de baixo nível dentro da CLE tem forte implicação na dispersão de poluentes a longas distâncias da fonte e portanto baseado nestas relações, se pode em estudos futuros buscar mais profundamente as suas implicações na dispersão de poluentes na região de estudo, como uma área mais ampla na qual esta região esteja inserida.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACKERMAN, B., WESTCOTT, N.; HILDEBRAND, P. H. Diurnal cycle of the structure of the PBL over a metropolitan area. Fifth Symp. on turbulence Diffusion and Air Pollution, Atlanta, **Amer. Meteor. Soc.**, p.175-176. 1981.

ANDRÉ, J. C.; MAHRT, L. The nocturnal surface inversion and influence of clear-air radiative cooling, **J. Atmos. Sci.**, 39, 864-877. 1982.

BALL, F. K. The theory of strong katabatic Winds. **Aust. J. Phys.**, 9, 373-386. 1956.

BROST, R. A.; WYNGAARD, J. C. A model study of the stable stratified planetary boundary layer. **J. Atmos. Sci.**, 35, 1427-1440. 1978.

BRUNT, D. **Physical and Dynamical Meteorology**. Cambridge University Press, 124-146, 1934.

COLE, A. E.; COURT, A.; KANTOR, A. J. Model Atmospheres. **Handbook of Geophysics and Space Environments**. McGrawHill, 2.1-2.22. 1965.

DUCKWORTH, F. S.; SANDBERG, J. S. The effect of cities upon horizontal and vertical temperature gradients. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, 35, p.198-207. 1954.

GODOWITCH, J. M.; CHING, J. K. S.; CLARKE, J. F. Evolution of the Nocturnal Inversion Layer at an Urban and Nonurban Location, **J. of Climate and Appl. Meteor.**, 24, p.791-804. 1985.

MAHRT, L. Modelling the depth of the stable boundary layer. **Bound. Layer Meteor.**, 21, p.3-19.1981.

MELGAREJO, J. W.; DEARDORFF, J. W. Stability functions for the boundary layer resistance laws based on observed boundary layer heights. **J. Atmos. Sci.**, 31, p.1324-1333. 1974.

MONIN, A. S.; YAGLOM, A. M., 1965. Statisicheskaya Gidromekhanika - Mekhanika Turbulentnosti. **Nauka Press**. Moscow. 1, p.398. 1965.

SAUCIER, W. J. **Principles of Meteorological Analysis**. University of Chicago, p.54. 1959.

STULL, R. B. **An introduction to Boundary Layer Meteorology**, Kluwer Academic Publishers, p.186. 1988.

YU, T. W. Determining height of the nocturnal boundary layer. **J. Appl. Meteor.**, 17, p.28-33. 1978.