

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA MECÂNICA

SIMULAÇÃO DA DISPERSÃO DE POLUENTES POR MODELO LAGRANGEANO  
EM CONDIÇÕES DE VENTO FRACO

por

Morgana Silva Franco Riffel

Dissertação para obtenção do Título de  
Mestre em Engenharia Mecânica

Porto Alegre, Maio de 2007

SIMULAÇÃO DA DISPERSÃO DE POLUENTES POR MODELO LAGRANGEANO  
EM CONDIÇÕES DE VENTO FRACO

por

Morgana Silva Franco Riffel

Dissertação submetida ao Corpo Docente do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Mecânica, PROMEC, da Escola de Engenharia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como parte dos requisitos necessários para a obtenção do Título de

Mestre em Engenharia

Área de Concentração: Fenômenos de Transporte

Orientador: Prof. Dr. Marco Túlio Menna Barreto de Vilhena

Co-Orientador: Prof. Dr. Jonas da Costa Carvalho

Aprovada por:

Prof. Dr. Ricardo Carvalho Barros, (UERJ/RJ)

Prof. Dr. Antônio Goulart, (UNIPAMPA/RS)

Prof. Dr. Bardo Bodmann, (UFRGS/RS)

Prof. Dr. Flávio Lorini  
Coordenador do PROMEC

Porto Alegre, 25 Maio de 2007

## AGRADECIMENTOS

- À Universidade Federal do Rio Grande do Sul por ter proporcionado o desenvolvimento deste trabalho;
- Ao professor Marco Túllio M. B. de Vilhena pelo apoio e competente orientação prestada;
- Ao professor Jonas da Costa Carvalho pela valiosa colaboração no desenvolvimento deste trabalho;
- Ao meu esposo, Rogemar, pelo carinho, apoio e companherismo;
- Aos meus pais, Pedro e Maria, e ao meu irmão, Morvan, pelo incentivo e apoio;
- A Deus que sempre esteve comigo;
- Aos colegas do DENUC pelo coleguismo e amizade;
- Aos docentes e funcionários do PROMEC pela prestatividade;
- Ao CNPq pelo auxílio financeiro;
- Enfim, a todos que contribuíram para a realização deste trabalho.

## RESUMO

### SIMULAÇÃO DA DISPERSÃO DE POLUENTES POR MODELO LAGRANGEANO EM CONDIÇÕES DE VENTO FRACO

Neste trabalho, a partir de dados rotineiramente medidos em estações meteorológicas de superfície, estimamos os parâmetros de escala da Camada Limite Planetária (CLP) do experimento OLAD (Over Land Atmospheric Dispersion). Esses parâmetros são muito importantes no processo de dispersão, especialmente no cálculo das parametrizações para os modelos de dispersão atmosférica. Simular o processo de dispersão de poluentes na atmosfera sob a condição de vento fraco é uma tarefa difícil. Nesse sentido, realizamos a implementação e avaliação de um modelo de partícula lagrangeano semi-analítico, denominado ILS-LW (Iterative Langevin Solution for Low Wind) para investigar o processo de dispersão atmosférica em situações de vento fraco. A avaliação foi feita mediante comparação entre os resultados das simulações numéricas e os dados de concentração obtidos no experimento OLAD. Os dados experimentais foram coletados em um sítio experimental localizado no West Desert Test Center (WDTC), Utah, nos Estados Unidos, com a colaboração do exército americano e supervisões do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) e Air Resources Laboratory Field Research Division (ARLFRD), em setembro de 1997. Concluímos que o modelo ILS-LW reproduz satisfatoriamente o conjunto de dados testado.

## ABSTRACT

### Pollutant Dispersion Simulation by Lagrangean Model for Low Wind Speed Condition

In this work, we present estimates for Boundary Layer Planetary's scaling parameters for the data obtained by superficial meteorological stations of the Over Land Atmospheric Dispersion (OLAD) experiment. These parameters are very important, specially for the estimate of parametrizations for the atmospheric dispersion models. The simulation of the atmospheric pollutant dispersion under low wind speed is not a trivial task. We have tested and evaluated a semi-analytic model with lagrangean particles, that we refer to as the Iterative Langevin Solution for Low Wind (ILS-LW), in order to investigate the atmospheric dispersion process in low wind speed conditions. The evaluation was done by comparing the results generated by the numerical simulations and the concentration dataset from OLAD experiment. The experimental data were obtained on an experimental site at the West Desert Test Center (WDTC), Utah, USA, under colaboration of the american army and supervision by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) and Air Resources Laboratory Field Research Division (ARLFRD) in September, 1997. We conclude that the model ILS-LW reproduces reasonably the tested data.

## Lista de Figuras

2.1	Representação da troposfera. Figura modificada: (Stull, 1988) . . . . .	5
2.2	Variação diária da temperatura medida próximo à superfície (97.5 kPa) e a uma altura de 1100 m (85 kPa). Fonte: Stull (1988). . . . .	6
2.3	Evolução temporal da Camada Limite Planetária. Fonte: Stull (1988). . . . .	7
2.4	Ilustração do comportamento do fenômeno de dispersão na CR e CLE, conforme variação de estabilidade com a altura. Figura modificada: (Stull, 1988)	11
3.1	Sítio experimental do OLAD em Utah, Estados Unidos. . . . .	31
3.2	Liberação próxima à superfície de leste para oeste em fonte linha. . . . .	32
3.3	Distribuição espacial das estações meteorológicas SAMS e PWIDS. . . . .	34
4.1	Variação da direção do vento com o tempo para o dia 268. . . . .	39
4.2	Função de autocorrelação da velocidade do vento para o dia 268. . . . .	40
4.3	Concentrações médias para cada amostrador para a 1ª hora do OLAD 12. Há 15 amostradores ao longo da linha de amostragem, numerados da esquerda para a direita. Os quadrados preenchidos e os círculos vazios representam os valores de concentrações experimentais e simulados, respectivamente. . . . .	43
4.4	Concentrações médias para cada amostrador para a 2ª hora do OLAD 12. Há 15 amostradores ao longo da linha de amostragem considerada, numerados da esquerda para a direita. Os quadrados preenchidos e os círculos vazios representam os valores de concentrações experimentais e simulados, respectivamente. . . . .	44
4.5	Concentrações médias para cada amostrador para a 3ª hora do OLAD 12. Há 15 amostradores ao longo da linha de amostragem, numerados da esquerda para a direita. Os quadrados preenchidos e os círculos vazios representam os valores de concentrações experimentais e simulados, respectivamente. . . . .	45

4.6 Dosagem para cada amostrador no período de 3 horas para o OLAD 12. Há 15 amostradores ao longo da linha de amostragem considerada, numerados da esquerda para a direita. Os quadrados preenchidos e os círculos vazios representam os valores de concentrações experimentais e simulados, respectivamente. 47

## Lista de Tabelas

3.1	Constantes sugeridas em Holtslag e van Ulden (1983) .....	26
3.2	Denominações, intervalo de tempo, massa e o tipo de liberação para cada dia do OLAD. A unidade de tempo é MST (Mountain Standard Time). A 1ª tentativa do OLAD 12 foi interrompida devido falha no sistema disseminador e retomada cinco minutos depois. ....	33
3.3	Posição das 16 estações meteorológicas PWIDS e SAMS. ....	35
3.4	Significado dos índices de qualidade usados na identificação dos dados de concentração. ....	36
3.5	Posição de alguns amostradores durante o OLAD. ....	36
4.1	Parâmetros de escala da CLP para OLAD 12 .....	41
4.2	Concentrações médias para cada amostrador (1-15) para a 1ª, 2ª e 3ª hora do OLAD 12. $C_0$ representa as concentrações observadas no experimento e $C_p$ as concentrações previstas pelo modelo ILS-LW. ....	42
4.3	Dosagem para cada amostrador (1-15) no período de 3 horas para o OLAD 12. $C_0$ representa as dosagens observadas no experimento e $C_p$ as dosagens previstas pelo modelo ILS-LW. ....	46
4.4	Avaliação estatística do modelo ILS-LW .....	48
4.5	Comparação dos índices estatísticos obtidos com o modelo ILS-LW e obtidos com os modelos utilizados por Chang et al. (2001). ....	48



## Lista de Abreviações

- CLP - Camada Limite Planetária
- OLAD - Over Land Atmospheric Dispersion
- ILS-LW - Iterative Langevin Solution for Low Wind
- PDF - Função Densidade de Probabilidade
- WDTC - West Desert Test Center
- NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration
- ARLFRD - Air Resources Laboratory Field Research Division
- CLC - Camada Limite Convectiva
- CR - Camada Residual
- CLE - Camada Limite Estável
- CM - Camada de Mistura
- CI - Camada de Interface ou zona de entranhamento
- CS - Camada Superficial
- EAF - Função de Autocorrelação Euleriana
- IM - Interface Micrometeorológica
- SAMS - Surface Atmospheric and Display System
- PWIDS - Portable Weather Information and Display System
- MST - Mountain Standard Time
- GPS - Global Positioning System

## Sumário

1	Introdução.....	1
2	Revisão Bibliográfica .....	4
2.1	Camada Limite Planetária .....	4
2.1.1	Camada Limite Convectiva (CLC) .....	7
2.1.2	Camada Residual (CR) .....	9
2.1.3	Camada Limite Estável ou Camada Limite Noturna (CLE).....	10
2.2	Características do Fenômeno de Dispersão na CLP .....	10
2.3	Modelos de Dispersão Atmosférica .....	12
2.3.1	Modelos Eulerianos .....	12
2.3.2	Modelos Gaussianos .....	13
2.3.3	Modelos Lagrangeanos .....	13
2.4	Modelos Lagrangeanos de Vento Fraco .....	16
3	Metodologia .....	19
3.1	O Modelo ILS-LW .....	19
3.1.1	Componentes horizontais .....	19
3.1.2	Componente Vertical .....	21
3.2	Interface Micrometeorológica .....	23
3.2.1	Determinação do fluxo de calor sensível ( $Q_h$ ) .....	24
3.2.2	Determinação dos parâmetros $u_*$ , $L$ , $w_*$ e $z_i$ .....	27
3.2.3	Determinação das parametrizações da turbulência para os modelos de dispersão .....	29
3.3	O Experimento OLAD .....	30
3.4	Desenvolvimento do experimento.....	31

3.4.1	Descrição do experimento de meteorologia .....	32
3.4.2	Descrição do experimento de emissão .....	34
4	Resultados.....	38
4.1	Parâmetros de escala da CLP do experimento OLAD .....	38
4.2	Resultados numéricos da simulação .....	38
5	Conclusões .....	50

## Capítulo 1

### Introdução

O aumento significativo dos níveis de concentração de poluentes na atmosfera, provenientes das chaminés das indústrias, queimadas e do intenso tráfego de veículos automotores nos grandes centros urbanos, tem ocasionado danos à qualidade de vida da população e ao meio ambiente. Para se entender como ocorre o transporte e a dispersão de um poluente é fundamental compreender a física dos processos de transporte e dispersão, o que possibilitará o desenvolvimento de modelos matemáticos, capazes de prever as possíveis conseqüências do impacto provocado pelas fontes poluidoras sobre o equilíbrio ecológico e buscar as soluções mais convenientes para esse problema. Um modelo matemático é uma expressão formal que descreve os efeitos da atmosfera sobre os poluentes atmosféricos.

Os modelos que podem ser utilizados para simular a dispersão de poluentes na atmosfera são os modelos Eulerianos e Lagrangeanos. A diferença básica entre esses modelos é o sistema de referência. O sistema de referência dos modelos Eulerianos é fixo em relação à Terra, enquanto, o sistema de referência dos modelos Lagrangeanos segue o escoamento atmosférico. Sob condições complexas tais como: baixa velocidade do vento e variações no campo meteorológico, os modelos Lagrangeanos apresentam bons resultados uma vez que as partículas se movem seguindo o escoamento atmosférico.

Os modelos de partícula estocásticos Lagrangeanos são computacionalmente eficientes na investigação do processo de dispersão atmosférica, pois a modelagem por simulação de partículas reproduz de maneira direta o processo de dispersão e evita, desta forma, as incertezas numéricas presentes nos modelos Eulerianos. Nos modelos de partícula estocásticos Lagrangeanos, os deslocamentos das partículas são produzidos por velocidades aleatórias e a evolução do movimento de uma partícula forma um processo de Markov (o conhecimento do presente permite determinar a probabilidade de um sistema atingir determinado estado; o

conhecimento do passado, simbolizado no estado inicial, não altera tal probabilidade). Este método é baseado na equação de Langevin, a qual é derivada da hipótese de que a velocidade turbulenta é dada pela combinação entre um termo determinístico e um termo estocástico. Da distribuição espacial das partículas é possível determinar a concentração do poluente.

Simular o processo de dispersão de poluentes na atmosfera sob a condição de vento fraco é objeto de pesquisa da comunidade científica na área de modelagem da dispersão. Em Anfossi et al. (2005) constata-se que quando a velocidade do vento apresenta magnitude  $U \leq 1-2$  m/s observa-se a existência de oscilações de baixas frequências no vento horizontal (fenômeno conhecido como meandro). Nessas condições, o fluxo atmosférico passa a ser dominado pelo meandro, tanto o transporte quanto a difusão em pequena escala. Este fenômeno ocorre para uma porcentagem de tempo significativa em várias partes do mundo.

Nesse sentido, a partir dos parâmetros de escala da Camada Limite Planetária (CLP) do experimento OLAD (Over Land Atmospheric Dispersion), realizamos a implementação e avaliação de um modelo de partícula Lagrangeano semi-analítico de Carvalho e Vilhena (2005), denominado ILS-LW (Iterative Langevin Solution for Low Wind), que pode ser usado para investigar o processo de dispersão atmosférica em situações de vento fraco. Este modelo propõe uma solução alternativa para a equação de Langevin utilizando o método de iteração de Picard (Boyce e DiPrima, 1998), mais a inclusão da função de autocorrelação Euleriana de Frenkiel (1953) no desenvolvimento das equações para a velocidade nas direções horizontais. Para a componente vertical, o modelo considera a função densidade de probabilidade (probability density function - PDF) de Gram-Charlier no desenvolvimento da equação para a velocidade vertical.

Os resultados das simulações numéricas foram comparados com dados de concentração obtidos no experimento OLAD. A análise estatística foi realizada mediante os índices estatísticos de Hanna (1989) para avaliar a performance do modelo ILS-LW. Os dados experimentais foram coletados em um sítio experimental localizado no West Desert Test Center (WDTC), Utah, nos Estados Unidos, com a colaboração do exército americano e supervisões do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) e Air Resources Laboratory Field Research Division (ARLFRD), em setembro de 1997 (Biltoft et al., 1999).

Esta dissertação está dividida em cinco capítulos. O capítulo 2 apresenta uma revisão bibliográfica a respeito das características da CLP, dos processos de dispersão na

CLP, dos tipos de modelos utilizados para simular a dispersão de poluentes na atmosfera e aspectos relevantes a respeito dos modelos Lagrangeanos de vento fraco. O capítulo 3 é dedicado à metodologia empregada para o desenvolvimento deste trabalho, onde se destaca o modelo ILS-LW, a interface micrometeorológica utilizada para obter os parâmetros de escala da CLP e as parametrizações da turbulência para o modelo de dispersão, e por fim uma descrição do experimento OLAD. No capítulo 4, apresentamos alguns parâmetros de escala da CLP obtidos com a interface, os resultados da simulação numérica e os resultados estatísticos obtidos para avaliar o modelo ILS-LW. Estes resultados são comparados com dados do experimento OLAD para avaliar o modelo proposto. As conclusões são apresentadas no capítulo 5.

## Capítulo 2

### Revisão Bibliográfica

#### 2.1 Camada Limite Planetária

Nesta seção, definiremos Camada Limite Planetária (CLP) e descreveremos a sua estrutura e os aspectos mais relevantes para o completo entendimento físico desta porção da atmosfera tão complexa e vital para todos os seres vivos.

Em Stull (1988) encontramos a representação da camada mais baixa da atmosfera (troposfera), limitada inferiormente pela superfície terrestre e usualmente dividida em função do perfil de temperatura. A troposfera pode atingir a altitude média de 11 km, mas somente os seus primeiros quilômetros são diretamente influenciados pela presença da superfície terrestre, formando a CLP. A parte superior da troposfera é a atmosfera livre e caracteriza-se por apresentar pequena variação diária de temperatura, sendo o fluxo de ar nesta camada não turbulento. Esta representação é mostrada na Figura 2.1.

A altura da CLP apresenta um ciclo diário bem definido, sendo muito rasa durante a noite, podendo atingir poucas centenas de metros. No decorrer do dia, no entanto, a CLP pode atingir alguns quilômetros de altura, dependendo da combinação dos efeitos decorrentes do aquecimento da superfície pela incidência de radiação solar (forçante térmico) com o cisalhamento do vento (forçante mecânico). O cisalhamento do vento é responsável pela grande variação vertical na velocidade do vento nos primeiros metros acima da superfície. Esses forçantes geram processos de transporte de quantidades como momento, umidade, calor e massa dentro da CLP, afetando as características desta. Um desses processos é a advecção - extremamente efetivo no transporte horizontal através do vento médio ( $\bar{U}$ ) de quantidades como momento, umidade, etc. Contudo, um importante mecanismo de interação entre a superfície e a atmosfera são os chamados fluxos turbulentos. A teoria K estabelece que

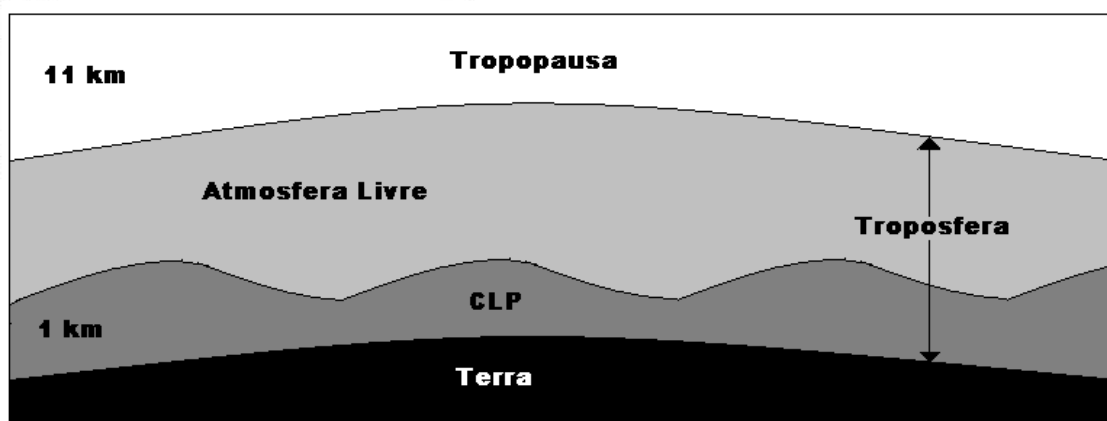


Figura 2.1 – Representação da troposfera. Figura modificada: (Stull, 1988)

os fluxos devem ser diretamente proporcionais aos gradientes, mas de sinais inversos. O coeficiente de proporcionalidade ( $K$ ) é o coeficiente de difusividade turbulenta. Além disso, a magnitude dos fluxos tende a ser maior quanto maiores forem os gradientes na direção do fluxo.

Do ponto de vista fenomenológico e descritivo, um fluxo turbulento consiste de uma superposição de turbilhões e todos os turbilhões possuem uma certa energia cinética quantificada pela magnitude das flutuações de velocidade associadas a certas frequências. Estes turbilhões interagem continuamente uns com os outros e com os mecanismos geradores da turbulência (os forçantes) dos quais eles extraem sua energia. Para a descrição física da turbulência é fundamental a identificação das frequências associadas aos turbilhões que contêm a energia principal do fluxo turbulento - os turbilhões mais energéticos - pois estes possuem a maioria da energia cinética e são os responsáveis pelo transporte dos constituintes atmosféricos na CLP.

A turbulência é um importante processo de transporte e frequentemente usada na definição da CLP, como a região turbulenta da atmosfera. A turbulência é responsável pela dispersão de poluentes dentro da CLP. Na ausência de turbulência, um campo de concentração pode dispersar-se somente por difusão molecular, um processo muito lento. A difusividade em uma CLP turbulenta pode ser significativamente grande; em um dia limpo, ou seja, sem nuvens no céu, este valor pode exceder a difusividade molecular por 7 ordens



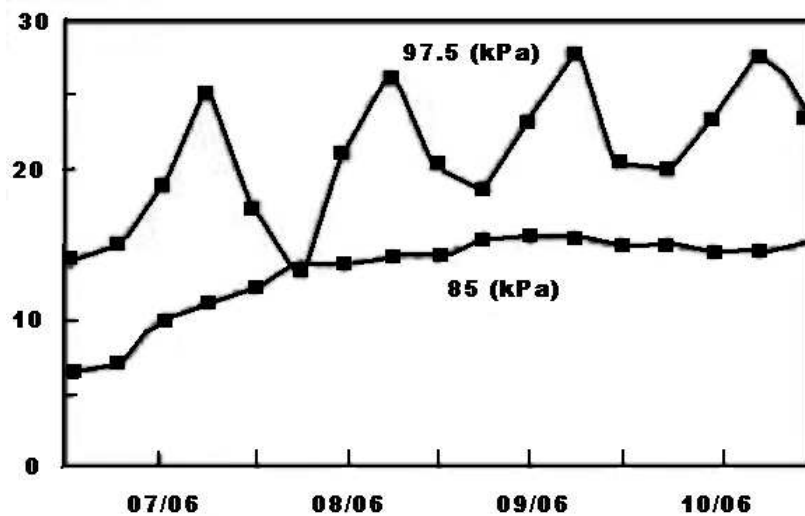


Figura 2.2 – Variação diária da temperatura medida próximo à superfície (97.5 kPa) e a uma altura de 1100 m (85 kPa).

Fonte: Stull (1988).

de magnitude (Wyngaard, 1983).

Uma característica relevante da CLP é a significativa variação diária de temperatura, mostrada na Figura 2.2. Cada gás constituinte da atmosfera tem propriedades radiativas específicas. Dessa forma, a radiação solar incidente no topo da atmosfera pode ser absorvida pelos constituintes atmosféricos, refletidas por estes de volta ao espaço, refletida pela atmosfera em direção à Terra, reemitida ou recebida diretamente na superfície. A parcela absorvida depende do espectro de absorção dos gases atmosféricos em função do comprimento de onda da radiação incidente. Em geral, os constituintes atmosféricos não são bons absorvedores da radiação solar ou radiação de onda curta (comprimentos de onda desde 0,15 a 3  $\mu\text{m}$ ), exceto pelo ozônio ( $\text{O}_3$ ), bastante eficaz na absorção de radiação ultravioleta. No entanto, os gases atmosféricos são bons absorvedores da radiação terrestre ou radiação de onda longa (comprimentos de onda desde 3 a 100  $\mu\text{m}$ ). A componente que chega à superfície após múltiplas reflexões na atmosfera é chamada de radiação solar difusa, que faz com que dias de céu encoberto não sejam escuros. Em geral, a atmosfera é boa absorvedora de onda longa e o mais importante constituinte absorvedor é o vapor d'água, devido a sua grande concentração na atmosfera. A presença da atmosfera possibilita o aumento da temperatura da superfície terrestre, sendo este fenômeno chamado de Efeito Estufa, causado pelos gases atmosféricos

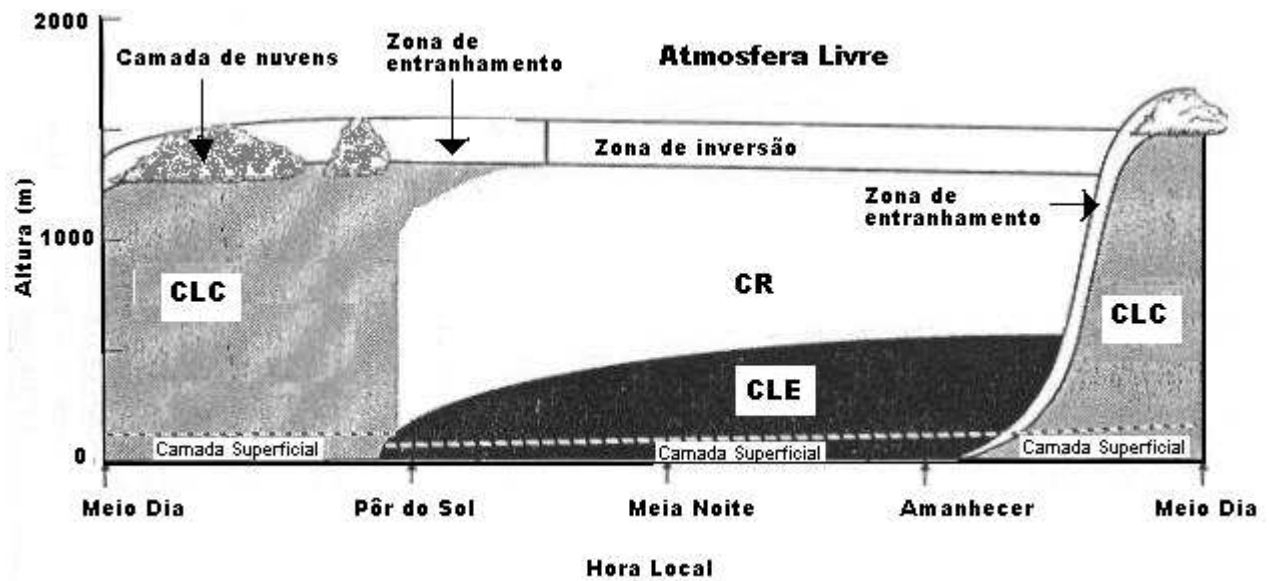


Figura 2.3 – Evolução temporal da Camada Limite Planetária.

Fonte: Stull (1988).

que absorvem radiação de onda longa, especialmente a faixa de comprimento de onda referente ao infravermelho. O aumento de gases como o dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) podem causar uma elevação ainda maior na temperatura do Planeta, pois com o aumento de substâncias artificiais na atmosfera, poderá haver maior absorção de onda longa, sendo o infravermelho associado ao aumento de temperatura. Este assunto vem sendo amplamente discutido em virtude dos possíveis danos ao meio ambiente decorrentes do aumento desenfreado de  $\text{CO}_2$  e outras substâncias artificiais na atmosfera. Devido a isso, a variação diária de temperatura próxima à superfície é bastante acentuada, o que não ocorre a grandes altitudes.

A CLP está estratificada segundo Stull (1988) em três regiões bem definidas, resultantes dos diferentes processos através dos quais a superfície terrestre interage com a atmosfera. São elas: Camada Limite Convectiva ou de Mistura (CLC), Camada Residual (CR) e Camada Limite Estável ou Camada Limite Noturna (CLE), conforme a Figura 2.3.

### 2.1.1 Camada Limite Convectiva (CLC)

A formação da CLC inicia-se ao amanhecer, devido ao aquecimento da superfície terrestre pela incidência da radiação solar, aquecendo a superfície antes que o ar tenha sido

aquecido. Devido a esse aquecimento, a CLC é caracterizada pela formação das termas, elevação de ar aquecido da superfície ( $z = 0$ ) até a zona de inversão térmica ( $z = z_i$ ), sendo  $z_i$  a altura atingida pela CLC. O crescimento da CLC resulta da competição em pequena escala dos efeitos dinâmicos, causados pelo contato da superfície com o escoamento de ar e em grande escala pelos efeitos térmicos. Sobre o continente, o fluxo vertical de calor sensível aumenta consideravelmente após o nascer do Sol, atingindo seu valor máximo próximo ao meio dia, decrescendo até o entardecer. Por esse motivo, a CLC caracteriza-se pela forte instabilidade. Nessas condições, o fluxo de calor sensível é positivo. Pode-se então, estabelecer a relação entre os efeitos dinâmicos e térmicos no escoamento, através de um parâmetro de estabilidade, denominado de comprimento de Monin-Obukhov ( $L$ ), o qual possui dimensionalidade de comprimento, usualmente expresso em metros, definido como (Venkatram e Wyngaard, 1988)

$$L = -\frac{\rho c_p T u_*^3}{k g Q_h}, \quad (2.1)$$

onde  $T$  é a temperatura do ar (K),  $u_*$  a velocidade de fricção (m/s),  $k$  é a constante de von Kármán,  $c_p$  é o calor específico do ar a pressão constante ( $c_p = 996 \frac{\text{J}}{\text{kgK}}$ ),  $\rho$  é a densidade do ar ( $\text{kg/m}^3$ ),  $g$  é a aceleração da gravidade ( $\text{m/s}^2$ ),  $Q_h$  é o fluxo de calor sensível ( $\text{W/m}^2$ ).

Em condições de fluxo de calor sensível positivo, o valor de  $L$  é negativo e quando o fluxo de calor sensível é negativo,  $L$  é positivo.

Para uma CLC bem desenvolvida, conforme Panofsky e Dutton (1984) temos

$$\frac{z_i}{|L|} \geq 10, \quad (2.2)$$

sendo  $z_i$  a altura da CLP. A variável  $\frac{z_i}{|L|}$  é um índice de estabilidade, que expressa a predominância dos efeitos térmicos em relação aos efeitos dinâmicos, esta variável é muito utilizada no estudo da CLC.

Wyngaard (1983) sugere a subdivisão da CLC em três camadas em função dos parâmetros predominantes (escalas de comprimento, de velocidade e temperatura), que são: camada superficial (CS), camada de mistura (CM) e camada de interface (CI).

A CS encontra-se imediatamente acima da superfície terrestre, correspondendo a

10% na parte mais baixa da CLP e é a região onde predomina o cisalhamento do vento (efeito dinâmico). É caracterizada pela diminuição da temperatura com a altura durante o dia e pelo aumento da temperatura com a altura durante a noite.

A CM corresponde à região central da CLC e como o próprio nome induz, nesta camada ocorre forte mistura vertical e devido a isso, esta região caracteriza-se por ser praticamente homogênea, onde os perfis de velocidade e temperatura são considerados constantes.

A escala de velocidade convectiva  $w_*$  exerce importante papel no desenvolvimento da convecção, quando o fluxo de calor sensível é positivo. Esta escala é expressa por

$$w_* = \left( \frac{gQ_h z_i}{T\rho c_p} \right)^{\frac{1}{3}}, \quad (2.3)$$

sendo  $z_i$  a altura da CLP expressa em metros e os demais termos desta expressão estão definidos nos parágrafos anteriores.

Numa camada bem desenvolvida,  $w_*$  pode atingir a velocidade de 2 m/s (Venkatram e Wyngaard, 1988).

A CI ou zona de entranhamento está localizada no topo da CLC, é a região existente entre a CM e a atmosfera livre. Esta camada limita os movimentos verticais da CM e caracteriza-se por uma inversão térmica. O transporte molecular nessa camada é mais efetivo que o transporte turbulento.

### 2.1.2 Camada Residual (CR)

Em torno de meia hora antes do pôr do Sol, quando cessa a formação das termas, a turbulência diminui consideravelmente, ou seja, começa um processo de decaimento dos grandes turbilhões que formavam a CLC. Com o pôr do Sol, origina-se uma camada estável menos desenvolvida verticalmente que a camada remanescente da camada de mistura, ou seja, sobre a camada estável resta a camada de mistura formada durante o decorrer do dia, e esta camada remanescente denominamos Camada Residual. Esta camada, sobreposta a CLE pode persistir até a manhã seguinte, antes de entranhar-se na CM. Esta região não tem contato com a superfície da Terra, mas modifica-se conforme o desenvolvimento da CLE durante a noite, pois se encontra acima da CLE.

### 2.1.3 Camada Limite Estável ou Camada Limite Noturna (CLE)

A formação da CLE ocorre com o pôr do Sol, quando não ocorre a incidência direta de radiação solar na superfície da Terra. À medida que, a noite avança ocorre o resfriamento da superfície ocasionando um fluxo de calor sensível negativo. Nessas condições, a superfície terrestre está com temperatura menor que o ar em contato com ela. Por condução, a atmosfera cede calor à superfície da Terra, na busca de que o equilíbrio térmico seja estabelecido. A turbulência passa a ser gerada quase totalmente por cisalhamento do vento (turbulência mecânica) sendo destruída pelo fluxo de calor sensível negativo. Destaca-se nessa camada, a baixa capacidade de dispersão na atmosfera, uma vez que, em condições estáveis, a intensidade da turbulência é consideravelmente reduzida. Nesta camada assegura-se a existência de uma fraca turbulência.

## 2.2 Características do Fenômeno de Dispersão na CLP

O fenômeno de dispersão de poluentes na CLP ocorre devido ao vento médio e a turbulência. O vento médio é responsável pelo transporte horizontal e a turbulência é a responsável pela alta capacidade de dispersão atmosférica. Devido à complexidade do campo dispersivo, torna-se necessário conhecer e relacionar as características do processo de dispersão dentro da CLP. Além disso, a localidade, características da superfície, altura de emissão, a geometria da fonte, a velocidade de emissão e o tipo de poluente são importantes nesse processo.

O processo de dispersão numa CLC ocorre principalmente devido às circulações convectivas - as termas. As termas são constituídas por regiões de fluxo de ar quente ascendente (updrafts) e por regiões de fluxo de ar frio descendente (downdrafts). Constatou-se experimentalmente que a velocidade vertical nas regiões de fluxo de ar quente ascendente é maior do que nas regiões de fluxo de ar frio descendente e a região ocupada pelo ar quente é menor comparada a região ocupada pelo ar frio. Temos portanto, uma distribuição assimétrica na CLC para a velocidade vertical.

De acordo com Stull (1988), as termas originam a característica de looping em uma pluma de poluentes emitidos dentro de uma CLC. Em decorrência da principal característica de uma CLC (forte mistura, alta capacidade de dispersão) o looping se tornará uma

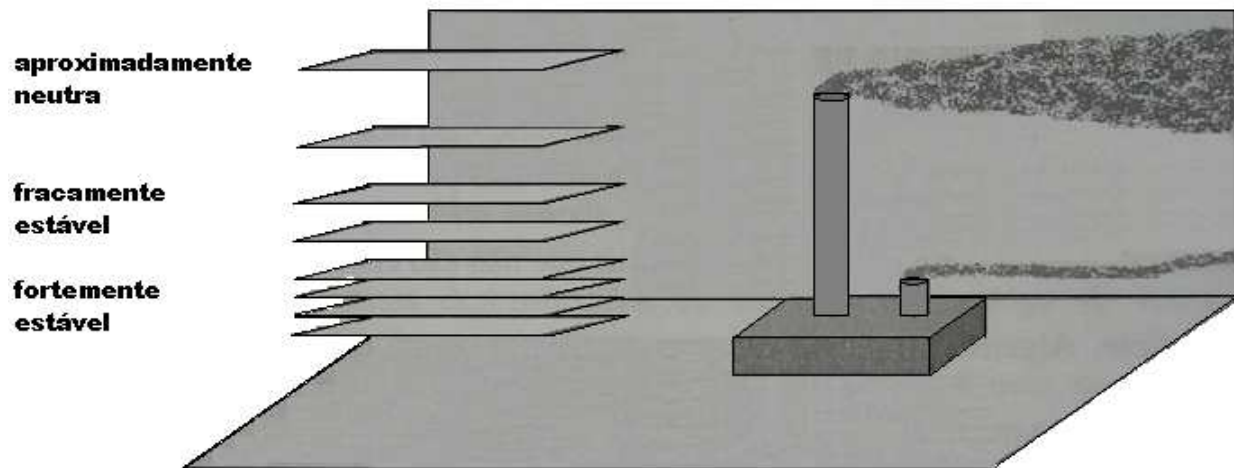


Figura 2.4 – Ilustração do comportamento do fenômeno de dispersão na CR e CLE, conforme variação de estabilidade com a altura. Figura modificada: (Stull, 1988)

distribuição uniforme de poluentes com o decorrer do tempo, independente da altura de emissão.

Os poluentes emitidos dentro de uma CLE se dispersam relativamente pouco na vertical. A dispersão é mais efetiva na direção horizontal. Esta pluma de poluentes raramente atinge a superfície durante a noite devido a fraca turbulência existente na CLE. Estes poluentes serão misturados e atingirão a superfície quando se formar uma nova CLC.

Para uma pluma emitida dentro de uma CR, o fenômeno de dispersão tende a distribuir-se na mesma proporção em ambas as direções horizontal e vertical. Devido a condição de estabilidade existente na CLE e na CR, a pluma emitida na CR é dispersa pelo vento médio horizontal, sendo impedida de misturar-se com a CLE que encontra-se abaixo dela, persistindo até a manhã seguinte.

A Figura 2.4 ilustra o comportamento da dispersão de uma pluma de poluentes emitida numa CLE e em uma CR, conforme as condições de estabilidade observadas nestas camadas.

## 2.3 Modelos de Dispersão Atmosférica

Nesta seção, apresentamos uma breve descrição, a qual foi tomada a partir de Carvalho (1999), dos principais modelos utilizados no estudo da dispersão de poluentes na atmosfera que são: Eulerianos, Gaussianos e Lagrangeanos.

### 2.3.1 Modelos Eulerianos

Os modelos Eulerianos são muito utilizados para simular a concentração superficial de contaminantes na baixa atmosfera. Tais modelos são bastante indicados quando a topografia é complexa e o poluente é reativo. A presença do fenômeno de difusão turbulenta na CLP, representa um problema extremamente complexo na modelagem do transporte e da difusão, sendo essencial a escolha de parâmetros turbulentos relacionados às propriedades dinâmicas e termodinâmicas da porção da atmosfera considerada. Os modelos Eulerianos se baseiam na resolução de uma equação diferencial para a conservação da massa do poluente considerado. A expressão para a aproximação euleriana é a equação de difusão-advecção expressa por

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} + V \frac{\partial C}{\partial y} + W \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_y \frac{\partial C}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial C}{\partial z} + S, \quad (2.4)$$

onde  $x$  é a componente paralela à direção do vento,  $y$  é a componente horizontal perpendicular à direção do vento e  $z$  é a componente vertical,  $C$  é a concentração média ( $\text{kg}/\text{m}^3$ ),  $S$  é o termo fonte,  $t$  representa o tempo,  $U, V$  e  $W$  são as componentes da velocidade média do vento para as coordenadas  $x, y$  e  $z$ , respectivamente.  $K_x, K_y$  e  $K_z$  são os coeficientes de difusão expressos em  $\text{m}^2/\text{s}$ , que descrevem as características físicas e a magnitude da difusão.

Os modelos Eulerianos não baseiam-se necessariamente em resolução numérica. Nos casos em que utiliza-se resolução numérica, os valores de concentração são calculados em cada um dos pontos do campo de concentração e para obter uma boa resolução é necessário uma grade bastante fina.

Cada modelo, devido a complexidade do campo dispersivo, necessita de parametrizações para aproximar-se ao fenômeno natural. Em modelos eulerianos, a parametrização é feita para os coeficientes de difusão  $K_x, K_y$  e  $K_z$ .

### 2.3.2 Modelos Gaussianos

Os modelos Gaussianos são um caso particular dos modelos Eulerianos se considerarmos que o vento e o coeficiente de difusão são constantes com a altura. Os modelos Gaussianos não requerem grandes recursos computacionais, pois a relação entre a taxa de emissão e a concentração em um determinado ponto do espaço é obtida analiticamente. A solução é forçada a representar situações reais através dos parâmetros empíricos - os sigmas. Esses modelos podem ser usados em diversas condições: cidades, topografia complexa e em várias outras aplicações práticas onde geralmente, não é possível ter acesso a dados meteorológicos (Tirabassi, 2005). Em um sistema de referência cartesiano, a equação do modelo Gaussiano é

$$C = \frac{Q}{2\pi\sigma_y\sigma_zU} e^{\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right)} e^{\left(-\frac{z^2}{2\sigma_z^2}\right)}, \quad (2.5)$$

onde  $y$  e  $z$  são as componentes perpendiculares à direção do vento,  $Q$  é a taxa de emissão do poluente (g/s),  $U$  é a velocidade média do vento,  $\sigma_y$  e  $\sigma_z$  são os parâmetros de difusão lateral e vertical expressos em metros, respectivamente. Esses parâmetros são funções da distância da fonte e da estabilidade atmosférica.

### 2.3.3 Modelos Lagrangeanos

Os modelos estocásticos Lagrangeanos descrevem o movimento de um conjunto de partículas que seguem passivamente o escoamento. Estas partículas movem-se seguindo o escoamento turbulento, descrevendo trajetórias aleatórias. Nestas condições, as velocidades dessas partículas estão sujeitas a um forçante aleatório, sendo o movimento destas tão complicado que podem somente ser descritos probabilisticamente. A trajetória de cada partícula é independente do movimento das outras e portanto, o campo de concentração pode ser considerado como uma média de conjunto (Anfossi, 2005).

O poluente emitido é representado por partículas fictícias (partículas computacionais) e o campo de concentração é determinado a partir da distribuição espacial das partículas em um certo instante de tempo.

A solução da equação Lagrangeana fundamental para a dispersão atmosférica de um único poluente é dada por



$$C(\mathbf{x}, t) = \int_0^t \int_{x'}^x P(\mathbf{x}, t | \mathbf{x}', t') S(\mathbf{x}', t') d\mathbf{x}' dt', \quad (2.6)$$

onde  $C(\mathbf{x}, t)$  é a concentração média em  $\mathbf{x}$  no tempo  $t$ ,  $S(\mathbf{x}, t)$  é o termo fonte,  $P(\mathbf{x}, t | \mathbf{x}', t')$  é a PDF (Função Densidade de Probabilidade), a qual representa a probabilidade de uma partícula que estava em  $\mathbf{x}'$  no tempo  $t'$  alcançar  $\mathbf{x}$  no tempo  $t$ . Para determinar a PDF, que é o propagador da equação (2.6) por expressar o caráter probabilístico dos processos de transporte e difusão, é necessário liberar um grande número de partículas, seguir as suas trajetórias e estimar quantas delas alcançaram a vizinhança de  $\mathbf{x}$  no tempo  $t$ . Anfossi (2005) ressalta que, essas partículas movem-se num domínio computacional sem qualquer grade, utilizando como entrada os valores dos primeiros dois, três ou quatro momentos da PDF das componentes da velocidade do vento, pertencente à posição da partícula. Essa informação pode ser dada a partir de medidas, parametrizações, escalas de tempo e espaço, etc.

Nesta dissertação, utilizamos um modelo de partícula Lagrangeano. Este modelo está baseado na equação de Langevin. A velocidade e a posição de cada partícula, em cada passo de tempo, é obtida da integração numérica das seguintes equações:

$$\frac{du_i}{dt} = a_i + b_i \xi(t), \quad (2.7)$$

$$\frac{dx_i}{dt} = U_i + u_i, \quad (2.8)$$

onde  $i = 1, 2, 3$ ,  $u_i$  é a flutuação de velocidade Lagrangeana,  $U_i$  é a velocidade média do vento,  $x_i$  representa a posição das partículas,  $a_i$  é o coeficiente determinístico expresso em  $\text{m/s}^2$ ,  $b_i$  é o coeficiente de difusão turbulenta dado em  $\text{m/s}^{3/2}$  e a função  $\xi(t)$  tem dimensionalidade de  $\text{s}^{-1/2}$ .

O primeiro termo do lado direito da equação (2.7) é um termo determinístico, associado com o arrasto viscoso nas partículas. O segundo termo, o produto do coeficiente  $b_i$  e da função  $\xi(t)$ , é um termo estocástico representando as acelerações flutuantes decorrentes do bombardeamento irregular e assimétrico de moléculas de ar sobre partículas de um poluente, exemplificando a dispersão de poluentes na atmosfera.

Integrando numericamente a equação (2.7) é possível calcular os valores de veloci-

dade  $u_i$  que serão introduzidos na equação (2.8), que será integrada e fornecerá as sucessivas posições da partícula. A equação de Langevin foi o primeiro exemplo de uma equação diferencial com um termo estocástico  $b_i\xi(t)$  em que cada solução representa uma trajetória aleatória.

O coeficiente  $a_i$  contido na equação (2.7), contém duas informações: a informação da perda de memória (fading memory) da velocidade em um tempo anterior e a informação da correção drift, para garantir a condição de "bem misturada" (se as partículas encontram-se uniformemente distribuídas, devem permanecer nesta configuração à medida que o tempo passa). A perda de memória é uma função da escala de tempo Lagrangeana e a correção drift é uma função do desvio padrão da velocidade.

A parametrização nos modelos Lagrangeanos é feita para as variâncias das velocidades turbulentas  $\sigma_u^2$ ,  $\sigma_v^2$ ,  $\sigma_w^2$  e para as escalas de tempo Lagrangeanas  $\tau_{L_u}$ ,  $\tau_{L_v}$ ,  $\tau_{L_w}$ .

Nos modelos Lagrangeanos, a turbulência na CLP pode ser classificada de acordo com o tempo (estacionária ou não estacionária), espaço (homogênea ou não homogênea) e de acordo com a distribuição de velocidade (Gaussiana ou não Gaussiana). A turbulência é considerada estacionária, homogênea e Gaussiana nas direções horizontais. Na direção vertical, no entanto, a turbulência é considerada estacionária, não homogênea, Gaussiana ou não Gaussiana, conforme as condições de estabilidade.

A existência das estruturas updrafts e dowdrafts na CLC, ocasionam uma assimetria na distribuição de velocidade vertical nesta camada.

Nesta dissertação, utilizamos a PDF de Gram-Charlier para a velocidade vertical, pois tanto para turbulência Gaussiana quanto para turbulência não Gaussiana, esta PDF pode ser usada na obtenção do termo determinístico da equação de Langevin (Ferrero e Anfossi, 1998a).

O coeficiente determinístico  $a_i$  contido na equação de Langevin deve ser determinado a partir da equação de Fokker-Planck para condições estacionárias, conforme trabalho de Thomson (1987).

A equação de Fokker-Planck descreve a evolução da função densidade de probabilidade  $P$  de todas as partículas que compõem o fluido, sendo escrita como

$$\frac{\partial(u_i P)}{\partial x_i} = -\frac{\partial(a_i P)}{\partial u_i} + \frac{\partial^2}{\partial u_i^2} \left( \frac{1}{2} b_i^2 P \right), \quad (2.9)$$

onde  $x$ ,  $u$ ,  $a_i$  e  $b_i$  têm as mesmas definições apresentadas na equações (2.7) e (2.8) e  $P$  é dado em  $(\text{m/s})^{-1}$ . O primeiro termo do lado direito da equação (2.9) é um termo de transporte e o segundo é um termo de difusão.

A equação (2.9) pode ser separada em duas equações

$$a_i P = \frac{\partial}{\partial u_i} \left( \frac{b_i^2 P}{2} \right) + \phi_i(x_i, u_i) \quad (2.10)$$

e

$$\frac{\partial \phi_i}{\partial u_i} = -\frac{\partial}{\partial x_i} (u_i P), \quad (2.11)$$

com a condição  $\phi_i \rightarrow 0$  quando  $u \rightarrow \infty$ , as quais definem a condição "bem misturada" de Thomson (1987).  $\phi_i$  é uma função que tem dimensão de  $1/\text{s}$ . O coeficiente determinístico  $a_i$  é obtido a partir de

$$a_i = \frac{1}{P} \left[ \frac{\partial}{\partial u_i} \left( \frac{b_i^2 P}{2} \right) + \phi_i(x_i, u_i) \right]. \quad (2.12)$$

Conforme Thomson (1987), o coeficiente de difusão  $b_i$  pode ser expresso por

$$b_i = (C_0 \varepsilon)^{\frac{1}{2}}, \quad (2.13)$$

onde  $\varepsilon(x, t)$  é a taxa de dissipação da energia cinética turbulenta e  $C_0$  é a constante de Kolmogorov (entre 2 e 7; Degrazia e Anfossi (1998)). O produto  $(C_0 \varepsilon)^{\frac{1}{2}}$  também pode ser escrito em função da escala de tempo de decorrelação Lagrangeana  $\tau_{L_i}$  e da variância das flutuações de velocidade  $\sigma_i^2$

$$C_0 \varepsilon = 2 \frac{\sigma_i^2}{\tau_{L_i}}. \quad (2.14)$$

## 2.4 Modelos Lagrangeanos de Vento Fraco

Nos últimos anos, delineou-se como um importante desafio para a comunidade científica investigar o processo de dispersão atmosférica, sob a condição de vento fraco. As motivações surgem das dificuldades em simular o processo de dispersão nessas condições. Conforme Anfossi et al. (2005) em situações em que a velocidade do vento apresenta magnitude de  $U \leq 1-2$  m/s, o meandro (oscilações de baixas frequências no vento horizontal)

prevalece sobre o fluxo atmosférico, não sendo possível definir uma direção precisa do vento e estimar o campo de concentração. Nesse sentido, Anfossi et al. (2005) investigou as características da turbulência em condições de vento fraco, baseando-se na análise em séries de tempo de 1 h da velocidade do vento, coletadas por anemômetros sônicos em dois diferentes sítios, caracterizados por terreno complexo e plano. Entre os resultados obteve que o meandro parece independer das condições meteorológicas, topográficas, ciclo diurno ou estações do ano. Outro resultado bastante interessante e com forte efeito na modelagem da dispersão é a observação de que as funções de autocorrelação Eulerianas (Eulerian autocorrelation function - EAF) das componentes horizontais do vento, para os casos de vento fraco, mostram um comportamento oscilatório com a presença de lobes negativos. Constatou-se que o meandro induz uma importante modificação na EAF das componentes horizontais do vento. A forma exponencial da EAF ( $e^{-\frac{\tau}{T}}$ ) que normalmente é utilizada na modelagem da dispersão, não é uma boa representação quando a velocidade do vento é baixa. Esta forma exponencial aplica-se apenas aos casos de turbulência bem desenvolvida e o efeito do meandro sobre a dispersão está associado à existência de uma turbulência considerada fraca (Degrazia et al., 2005). Anfossi et al. (2005) apresentam uma forma analítica proposta por Frenkiel (1953) que ajustou-se bem as EAFs experimentais em condições de vento fraco, dada por

$$R(\tau) = e^{-(\tau/(m^2+1)T)} \cos\left(\frac{m\tau}{(m^2+1)T}\right), \quad (2.15)$$

onde  $\tau$  é o tempo de correlação,  $T$  é a escala de tempo integral que caracteriza uma turbulência bem desenvolvida e  $m$  é uma quantidade adimensional que está relacionada à frequência de oscilação do meandro.

A equação (2.15) pode ser escrita de forma diferente (Murgatroyd, 1969)

$$R(\tau) = e^{-p\tau} \cos(q\tau), \quad (2.16)$$

onde

$$p = \frac{1}{(m^2+1)T} \quad (2.17)$$

e

$$q = \frac{m}{(m^2 + 1)T}. \quad (2.18)$$

Especificamente, conclui-se em Anfossi et al. (2005) que a forma de Frenkiel é válida também para os casos clássicos, ou seja, é aplicável tanto para vento fraco, quanto para velocidades do vento altas, quando os efeitos do meandro não são considerados ( $m = 0$ ). Neste caso, a equação (2.16) se reduz à função de autocorrelação exponencial, normalmente usada em condições de turbulência bem desenvolvida.

## Capítulo 3

### Metodologia

#### 3.1 O Modelo ILS-LW

O modelo ILS-LW de Carvalho e Vilhena (2005) é uma adaptação do método ILS (Carvalho et al., 2005a,b) para investigar a dispersão em situações de vento fraco mediante a inclusão da EAF sugerida por Frenkiel (1953), no desenvolvimento das equações da velocidade nas direções horizontais. Para a componente vertical da velocidade considera-se a PDF Gram-Charlier.

##### 3.1.1 Componentes horizontais

No modelo ILS-LW, a equação de Langevin é linearizada como uma equação diferencial estocástica na forma

$$\frac{du_i}{dt} + f(t)u_i = g(t), \quad (3.1)$$

que tem como solução determinada pelo fator integrante  $e^{\int f(t')dt'}$ :

$$u_i = \frac{1}{e^{\int_{t_0}^t f(t')dt'}} \int_{t_0}^t g(t') e^{\int_{t_0}^{t'} f(t'')dt''} dt'. \quad (3.2)$$

Para incorporar a condição de vento fraco na equação de Langevin, considera-se a função  $f(t)$  complexa, escrita como

$$f(t) = p + iq, \quad (3.3)$$

onde  $p$  é a parte real e  $q$  é a parte imaginária de  $f(t)$ ,  $i$  é a unidade imaginária. O parâmetro  $q$  modela a condição de vento fraco na equação de Langevin. As exponenciais da equação

(3.2) podem ser reescritas como

$$e^{\int_{t_0}^t f(t') dt'} = e^{\int_{t_0}^t p dt' + \int_{t_0}^t i q dt'}, \quad (3.4)$$

escolhendo  $t_0=0$ , podemos escrever

$$e^{\int_{t_0}^t f(t') dt'} = e^{pt+iqt}. \quad (3.5)$$

Aplicando a fórmula de Euler para explorar o significado destas expressões, que envolvem a função exponencial de um número complexo, temos

$$e^{it} = \cos(t) + i \operatorname{sen}(t). \quad (3.6)$$

Negligenciando a componente imaginária, pois a velocidade do vento é uma grandeza real, a equação (3.2) torna-se

$$u_i = e^{-pt} \cos(qt) \int_{t_0}^t g(t') \left( \frac{1}{e^{-pt'} \cos(qt')} \right) dt'. \quad (3.7)$$

O termo  $e^{-pt} \cos(qt)$  contido na equação (3.7) é análogo à EAF sugerida por Frenkiel (1953). Conforme Murgatroyd (1969), os termos  $p$  e  $q$  podem ser escritos pelas equações (2.17) e (2.18), respectivamente.

Em modelos de partícula Lagrangeanos, a turbulência é considerada Gaussiana nas direções horizontais ( $i=1,2$ ) e portanto a equação (3.7) pode ser escrita como

$$u_i = e^{-pt} \cos(qt) \int_{t_0}^t \left( \frac{1}{e^{-pt'} \cos(qt')} \right) [\beta_i + \gamma_i u_i^2 + \left( \frac{2\sigma_i^2}{\tau_{L_i}} \right)^{\frac{1}{2}} \xi_i(t')] dt', \quad (3.8)$$

onde

$$\alpha_i = \frac{C_0 \varepsilon}{2\sigma_i^2}, \quad \beta_i = \frac{1}{2} \frac{\partial \sigma_i^2}{\partial x_j} \quad e \quad \gamma_i = \frac{1}{2\sigma_i^2} \left( \frac{\partial \sigma_i^2}{\partial x_j} \right), \quad (3.9)$$

sendo  $\sigma_i^2$  a variância da velocidade e  $\tau_{L_i}$  a escala de tempo Lagrangeana. Podemos relacionar  $\alpha_i$ ,  $\beta_i$  e  $\gamma_i$  a uma escala de tempo, a aceleração e a uma escala de comprimento, respectivamente.

O método de iteração de Picard é aplicado à equação (3.8) assumindo-se que o

valor inicial para a velocidade é proveniente da distribuição Gaussiana. A fórmula geral do processo iterativo é

$$u_i^{n+1} = e^{-pt} \cos(qt) \left\{ u_i^0 + \int_{t_0}^t \frac{1}{e^{-pt'} \cos(qt')} [\beta_i + \gamma_i (u_i^2)^n + \left( \frac{2\sigma_i^2}{\tau_{L_i}} \right)^{\frac{1}{2}} \xi_i(t')] dt' \right\}. \quad (3.10)$$

onde  $u_i$  engloba tanto os efeitos da turbulência na CLP quanto os efeitos gerados pelo meandro na dispersão da pluma.

Em aplicações, os valores dos parâmetros  $m$  e  $T$  são calculados por fórmulas empíricas sugeridas em Carvalho e Vilhena (2005):

$$m = \frac{C_1}{(C_2 + U)^2}, \quad (3.11)$$

$$T = \frac{mT_*}{2\pi(m^2 + 1)} \quad (3.12)$$

e

$$T_* = C_3(200m + 500), \quad (3.13)$$

onde  $C_1 = 8,5 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ,  $C_2 = 1 \text{ m/s}$ ,  $C_3 = 1 \text{ s}$ ,  $U$  é a velocidade média do vento,  $T$  é a escala de tempo para a turbulência completamente desenvolvida e  $m$  uma quantidade adimensional que está relacionada com a frequência de oscilação do meandro (Anfossi et al., 2005).

### 3.1.2 Componente Vertical

Enquanto que nas direções horizontais a PDF é considerada Gaussiana, para a direção vertical, a PDF é assumida como sendo não-Gaussiana. Em ambos os casos, a PDF Gram-Charlier (que é dada pelas séries de polinômios de Hermite) pode ser adotada (Ferrero e Anfossi, 1998b).

Nesse modelo utiliza-se a função PDF Gram-Charlier truncada na quarta ordem dada pela seguinte expressão (Kendall e Stuart, 1977):

$$P(r_i) = \frac{e^{-\left(\frac{r_i^2}{2}\right)}}{\sqrt{2\pi}} [C_0 H_0(r_i) + C_3 H_3(r_i) + C_4 H_4(r_i)], \quad (3.14)$$

onde  $i = 3$ ,  $r_i = \frac{u_i}{\sigma_i}$ ,  $H_0$ ,  $H_3$  e  $H_4$  são polinômios de Hermite,  $C_0$ ,  $C_3$  e  $C_4$  são os seus



coeficientes obtidos de acordo com

$$C_k = \frac{1}{k!} \int_{-\infty}^{+\infty} P(r) H_k(r) dr. \quad (3.15)$$

A PDF Gram-Charlier de terceira ordem é obtida com  $C_4 = 0$ . No caso de turbulência Gaussiana, a equação (3.14) torna-se uma distribuição normal, considerando  $C_3$  e  $C_4$  iguais a zero.

Aplicando a equação (3.14) na equação de Fokker-Planck, podemos escrever a equação de Langevin como

$$\frac{du_i}{dt} + \alpha_i u_i = \beta_i + \gamma_i + \left(\frac{2\sigma_i^2}{\tau_{L_i}}\right)^{\frac{1}{2}} \xi_i(t), \quad (3.16)$$

onde

$$\alpha_i = \frac{15C_4 + C_0}{h_i \tau_{L_i}}, \quad \beta_i = [f_i + r_i(15C_4 + C_0)] \frac{1}{h_i} \frac{\sigma_i}{\tau_{L_i}} \quad e \quad \gamma_i = \sigma_i \frac{\partial \sigma_i}{\partial x_j} \frac{g_i}{h_i}, \quad (3.17)$$

sendo  $\alpha_i$  é uma escala de tempo,  $\beta_i$  e  $\gamma_i$  possui dimensão de aceleração,  $j$  pode assumir 1, 2, 3 e  $j \neq i$  e  $f_i$ ,  $g_i$  e  $h_i$  são expressos por

$$f_i = -3C_3 - r_i(15C_4 + C_0) + 6C_3 r_i^2 + 10C_4 r_i^3 - C_3 r_i^4 - C_4 r_i^5, \quad (3.18)$$

$$g_i = C_0 - C_4 + r_i^2(C_0 + C_4) - 2C_3 r_i^3 - 5C_4 r_i^4 + C_3 r_i^5 + C_4 r_i^6, \quad (3.19)$$

$$h_i = C_0 + 3C_4 - 3C_3 r_i - 6C_4 r_i^2 + C_3 r_i^3 + C_4 r_i^4. \quad (3.20)$$

Multiplicando o fator integrante  $e^{\int_{t_0}^t \alpha_i ds}$  por todos os termos da equação (3.16), obtemos a equação integral

$$u_i = e^{\left(-\int_{t_0}^t \alpha_i ds\right)} \left\{ \int_{t_0}^t e^{\left(\int_{t_0}^{t'} \alpha_i ds\right)} [\beta_i + \gamma_i + \left(\frac{2\sigma_i^2}{\tau_{L_i}}\right)^{\frac{1}{2}} \xi_i(t')] dt' \right\}. \quad (3.21)$$

Aplica-se o método de iteração de Picard na equação (3.21), assumindo-se que o valor inicial para a velocidade turbulenta é um valor aleatório proveniente de uma distribuição Gaussiana.

A fórmula geral do processo iterativo é

$$u_i^{n+1} = e^{(-\int_{t_0}^t \alpha_i^n ds)} \left\{ u_i^0 + \int_{t_0}^t e^{(\int_{t_0}^{t'} \alpha_i^n ds)} [\beta_i^n + \gamma_i^n + \left( \frac{2\sigma_i^2}{\tau_{L_i}} \right)^{\frac{1}{2}} \xi_i^n(t')] dt' \right\}. \quad (3.22)$$

onde  $u_i$  engloba só os efeitos da turbulência na CLP. A partir da equação (2.8) pode determinar as sucessivas posições das partículas e o cálculo da concentração é determinado pela contagem das partículas no domínio da simulação (uma célula ou volume imaginário) na posição  $x, y$  e  $z$

$$C(x, y, z, t) = \frac{m_p N_i}{V_c}, \quad (3.23)$$

onde  $m_p$  é a massa da partícula,  $N_i$  é o número de partículas dentro da célula e  $V_c$  é o volume da célula. A massa da partícula é determinada através da expressão

$$m_p = \frac{Q(t) N_{\Delta t}}{N_p}, \quad (3.24)$$

onde  $Q(t)$  é a taxa de emissão (g/s),  $N_{\Delta t}$  é o número de passos de tempo e  $N_p$  é o número total de partículas emitidas em cada passo de tempo. Para a simulação obter resultados significativos, deve-se liberar um número de partículas suficiente, pois poucas partículas podem dar uma visão incorreta da distribuição de concentração (Anfossi, 2005).

### 3.2 Interface Micrometeorológica

Para o entendimento e caracterização da estrutura da CLP é necessário determinarmos os parâmetros de escala da CLP, os quais descrevem os processos físicos da atmosfera. Os principais parâmetros são: fluxo de calor sensível ( $Q_h$ ), fluxo de momento ( $\rho u_*$ ), altura da CLP ( $z_i$ ), velocidade de fricção ( $u_*$ ), escala de velocidade convectiva ( $w_*$ ) e comprimento de Monin-Obukhov ( $L$ ). A utilização desses parâmetros, calculados pela interface micrometeorológica (IM), auxiliam na obtenção de melhores resultados na previsão da dispersão de poluentes na atmosfera (Holtslag e van Ulden, 1983).

Nesta dissertação, a partir de dados meteorológicos do experimento OLAD, determinamos os parâmetros de escala da CLP, os quais foram utilizados no desenvolvimento do trabalho. Vimos na seção (2.1) que no período de 24 horas, a estrutura da CLP apresenta mudanças significativas quanto aos seus parâmetros. Desta forma, os parâmetros de escala

da CLP são dependentes do tempo. O experimento OLAD fornece dados meteorológicos que abrangem tanto o comportamento estável quanto o comportamento instável da CLP.

### 3.2.1 Determinação do fluxo de calor sensível ( $Q_h$ )

O desenvolvimento da IM está baseado no método empírico do Balanço de Energia apresentado em Holtslag e van Ulden (1983). Este método estima o fluxo de calor sensível através da parametrização dos termos desconhecidos da equação do balanço de energia na superfície, sendo esta equação dada por

$$Q_* + Q_f = Q_h + Q_e + Q_g, \quad (3.25)$$

onde  $Q_h$  é o fluxo de calor sensível,  $Q_*$  é a radiação líquida,  $Q_f$  é o fluxo de calor antropogênico,  $Q_g$  é o fluxo de calor no solo e  $Q_e$  é o fluxo de calor latente. Estes fluxos são expressos em  $W/m^2$ .

O fluxo de calor no solo,  $Q_g$ , foi parametrizado durante o dia em termos da radiação líquida (Holtslag e van Ulden, 1983)

$$Q_g = c_g Q_*, \quad (3.26)$$

sendo a constante  $c_g$  obtida em função das propriedades da superfície. Holtslag e van Ulden (1983) usou para uma superfície coberta por gramíneas  $c_g = 0,1$  e obteve bons resultados.

O fluxo de calor antropogênico,  $Q_f$ , geralmente é pequeno comparado com os outros fluxos. Oke (1978) encontrou valores médios de  $Q_f$  para uma série de áreas urbanas. O valor de  $Q_f$  deve ser considerado nulo para o sítio experimental do OLAD, pois este sítio não encontra-se em área urbana.

Holtslag e van Ulden (1983) expressam a radiação líquida na superfície terrestre como

$$Q_* = K^+(1 - r) + L^+ - L^-, \quad (3.27)$$

onde  $K^+$  é a radiação solar que chega à superfície ( $W/m^2$ ) (consiste da soma da radiação difusa com um termo de radiação incidente diretamente no solo),  $r$  é o albedo da superfície

(fração de radiação que é refletida pela superfície),  $L^+$  é a radiação de onda longa que vem da atmosfera ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) e  $L^-$  é a radiação de onda longa emitida para a atmosfera ( $\text{W}/\text{m}^2$ ).

Os dois termos de radiação de onda longa usados na equação (3.27) são parametrizados na presença de nuvens no céu por

$$L^+ = c_1 T^6 + c_2 N \quad (3.28)$$

e

$$L^- = \sigma T^4 + c_3 Q_*. \quad (3.29)$$

Portanto, o resultado da parametrização para  $Q_*$  é

$$Q_* = \frac{(1-r)K^+ + c_1 T^6 - \sigma T^4 + c_2 N}{1 + c_3}, \quad (3.30)$$

sendo

$$K^+ = (a_1 \text{sen} \phi + a_2)(1 + b_1 N^{b_2}), \quad (3.31)$$

onde  $T$  é a temperatura do ar (K),  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \times 10^8 \text{ W}/\text{m}^2 \text{K}^4$ ),  $\phi$  é o ângulo de elevação solar e  $N$  é o número de partes do céu coberto por nuvens, ao se considerar o céu dividido em 10 partes iguais, convertido em fração.

Os valores das constantes empíricas  $c_1$ ,  $c_2$ ,  $c_3$ ,  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $b_1$ ,  $b_2$ , sugeridas em Holtslag e van Ulden (1983), estão dispostas na Tabela 3.1.

No apêndice B do artigo de Holtslag e van Ulden (1983), encontramos como determinar o ângulo de elevação solar ( $\phi$ ) através da expressão

$$\text{sen}(\phi) = \text{sen}(\delta)\text{sen}(\iota) + \cos(\delta)\cos(\iota)\cos(h), \quad (3.32)$$

onde  $\iota$  é a latitude de uma determinada localidade (rad),  $h$  é a hora angular do Sol e  $\delta$  é a declinação solar expressas respectivamente por

$$h = -\lambda_w + 0,043\text{sen}(2SL) - 0,033\text{sen}(0,0175d) + 0,262t - \pi, \quad (3.33)$$

Tabela 3.1 – Constantes sugeridas em Holtslag e van Ulden (1983)

Constantes	Valores
$c_1$	$5,31 \times 10^{-13} \text{W/m}^2 \text{K}^6$
$c_2$	$60 \text{W/m}^2$
$c_3$	$0,12$
$a_1$	$990 \text{W/m}^2$
$a_2$	$-30 \text{W/m}^2$
$b_1$	$-0,75$
$b_2$	$3,4$

$$\delta = \arcsen(0,398\text{sen}(SL)), \quad (3.34)$$

sendo  $\lambda_w$  a longitude oeste da localidade (rad) e  $t$  é expresso em horas. Valores para  $d$  e  $SL$  (longitude solar) podem ser estimados através das expressões

$$d = 30(M - 1) + D_s, \quad (3.35)$$

onde  $M$  é o mês (1-12) e  $D_s$  é o dia do mês (1-31),

$$SL = 4,871 + 0,0175d + 0,033\text{sen}(0,0175d), \quad (3.36)$$

onde  $SL$  é expresso em radianos.

Finalmente, substituindo a equação (3.31) na equação (3.30) estima-se a radiação líquida  $Q_*$ . Podemos então, determinar através da equação (3.25) o fluxo de calor sensível  $Q_h$ , que pode ser expresso em termos de quantidades conhecidas

$$Q_h = \frac{B}{1+B} [Q_*(1 - c_g) + Q_f], \quad (3.37)$$

onde  $B = \frac{Q_h}{Q_e}$  é a razão de Bowen, a qual determina a condição da turbulência convectiva.

### 3.2.2 Determinação dos parâmetros $u_*$ , $L$ , $w_*$ e $z_i$

Quando a CLP apresenta comportamento instável utiliza-se as expressões encontradas em Holtslag e van Ulden (1983)

$$u_* = \frac{kU}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_M\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_M\left(\frac{z_0}{L}\right)}, \quad (3.38)$$

onde  $z_0$  é o comprimento de rugosidade superficial (m),  $\psi_M$  é a função de correção de estabilidade adimensional,  $k$  é a constante de von Kármán ( $k = 0,41$ ),  $z$  é a altura de observação da velocidade do vento (m),  $U$  é a velocidade do vento (m/s) na altura  $z$ , e  $L$  é o comprimento de Monin-Obukhov já apresentado na seção (2.1.1) e expresso por

$$L = -\frac{\rho c_p T u_*^3}{k g Q_h}, \quad (3.39)$$

onde  $T$  é a temperatura do ar (K),  $c_p$  é o calor específico do ar a pressão constante ( $c_p = 996$  J/kgK),  $\rho$  é a densidade do ar ( $\text{kg/m}^3$ ),  $g$  é a aceleração da gravidade ( $\text{m/s}^2$ ),  $Q_h$  é o fluxo de calor sensível ( $\text{W/m}^2$ ).

O comprimento de rugosidade superficial no sítio OLAD é 0,03 m e a velocidade do vento foi medida a uma altura de 10 m (Biltoft et al., 1999).

A função de estabilidade para uma CLC é dada por

$$\psi_M = 2\ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2\tan^{-1}(x) + \frac{\pi}{2}, \quad (3.40)$$

onde

$$x = \left(1 - 16\frac{z}{L}\right)^{1/4}$$

e para uma CLE temos

$$\psi_m = -5\frac{z}{L}. \quad (3.41)$$

A equação (3.38) é usada para obter um primeiro valor para  $u_*$  assumindo condições neutras ( $L \rightarrow \infty$ ), ou seja, ( $\psi_M = 0$ ). Este valor é substituído na equação (3.39) para estimar  $L$ , quando  $T$ ,  $Q_h$ ,  $z_0$ , e  $U$  são conhecidos. Um novo valor para  $u_*$  é então encontrado com

a equação (3.38) e  $L$ . O procedimento se repete e os valores de  $u_*$  e  $L$  são calculados por iteração .

A altura da CLP durante condições convectivas pode ser determinada pela equação diferencial sugerida por Batchvarova e Gryning (1990)

$$\frac{dz_i}{dt} = \frac{(C + 2\alpha)z_i - 2\beta kL Q_h}{z_i^2 \rho \gamma}, \quad (3.42)$$

onde  $C=1 \text{ s}^2\text{K}/\text{m}^2$ ,  $\alpha=0,2 \text{ s}^2\text{K}/\text{m}^2$ ;  $\beta=2,5 \text{ s}^2\text{K}/\text{m}^2$  e  $\gamma$  é o gradiente de temperatura potencial (K/m).

A escala de velocidade convectiva é estimada através da seguinte equação

$$w_* = \left( \frac{gQ_h z_i}{T \rho c_p} \right)^{\frac{1}{3}}, \quad (3.43)$$

estando as grandezas desta expressão definidas nos parágrafos anteriores.

Para os momentos em que a CLP apresenta comportamento estável, optou-se por utilizar expressões de Venkatram (1980)

$$u_* = \frac{C_{DN}U}{2} [1 + C^{1/2}], \quad (3.44)$$

onde  $C$  e  $C_{DN}$  são adimensionais dados por:

$$C_{DN} = \frac{k}{\ln(z/z_0)}, \quad (3.45)$$

$$C = 1 - \frac{4u_0^2}{C_{DN}U^2} \quad \text{com} \quad C \geq 0 \quad (3.46)$$

e

$$u_0^2 = \frac{\gamma z g \theta_*}{T}, \quad (3.47)$$

sendo  $\gamma$  uma constante de valor 4,7 e  $\theta_*$  é a escala de temperatura (K). O valor de  $\theta_*$  é o valor mínimo de duas estimativas

$$\theta_* = \min[\theta_{*1}, \theta_{*2}]. \quad (3.48)$$

A estimativa de  $\theta_*$  é baseada em Holtslag e van Ulden (1982) onde  $\theta_{*1}$  e  $\theta_{*2}$  são expressos como

$$\theta_{*1} = a(1 - 0,5N^2), \quad (3.49)$$

e

$$\theta_{*2} = \frac{TC_{DN}U^2}{4\gamma zg}, \quad (3.50)$$

sendo  $a=0,09$  K,  $N$  o número de partes do céu coberto por nuvens, ao se considerar o céu dividido em 10 partes iguais, convertido em fração e  $U$  a velocidade do vento.

O fluxo de calor sensível é estimado pela expressão também sugerida em Holtslag e van Ulden (1983)

$$Q_h = -\rho c_p u_* \theta_*, \quad (3.51)$$

e o comprimento de Monin-Obukov é encontrado a partir da equação (3.39).

A altura da CLE é determinada a partir da equação sugerida por Zilitinkevich (1972)

$$z_i = 0,4 \sqrt{\frac{u_* L}{f}}, \quad (3.52)$$

onde  $f$  é o parâmetro de Coriolis ( $\approx 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ).

### 3.2.3 Determinação das parametrizações da turbulência para os modelos de dispersão

Depois de estimar os parâmetros de escala da CLP, uma IM pode fornecer as parametrizações da turbulência para os modelos de dispersão. Devido à complexidade do campo dispersivo, faz-se necessário o desenvolvimento de parametrizações. Ao parametrizar, fazemos uma aproximação ao fenômeno natural. Para os modelos Lagrangeanos, as parametrizações se dão através das escalas de tempo Lagrangeana ( $\tau_{L_u}$ ,  $\tau_{L_v}$  e  $\tau_{L_w}$ ) e das variâncias de velocidade ( $\sigma_u^2$ ,  $\sigma_v^2$  e  $\sigma_w^2$ ).

Degrazia et al. (2000) derivaram parametrizações para o modelo Lagrangeano  $\sigma_i^2$  e  $\tau_{L_i}$  sendo ( $i = u, v$  e  $w$ ). Estas parametrizações geram valores contínuos em todas as



elevações na CLP e em todas as condições de estabilidade.

As expressões gerais para  $\sigma_i^2$  e  $\tau_{L_i}$  são

$$\sigma_i^2 = \frac{1,06c_i \left( \psi_\varepsilon^c \frac{z}{z_i} \right)^{2/3} w_*^2}{[(f_m^*)_i^c]^{2/3}} + \frac{2,32c_i (\phi_\varepsilon^{n+s})^{2/3} u_*^2}{[(f_m^*)_i^{n+s}]^{2/3}}, \quad (3.53)$$

$$\tau_{L_i} = \frac{z}{\sqrt{c_i}} \left\{ \frac{0,14 \left( \frac{-L}{z_i} \frac{z_i}{-L} \right)^{1/2}}{[(f_m^*)_i^c]^{2/3} w_* \left( \psi_\varepsilon^c \frac{z}{z_i} \right)^{1/3}} + \frac{0,059}{[(f_m^*)_i^{n+s}]^{2/3} (\phi_\varepsilon^{n+s})^{1/3} u_*} \right\}, \quad (3.54)$$

onde os índices  $c$  e  $n+s$  referem-se às produções de turbulência térmica na CLC e mecânica na CLE,  $\psi_\varepsilon^c = \frac{\varepsilon h}{w_*^3}$  e  $\phi_\varepsilon^{n+s} = \frac{(\varepsilon k z)}{u_*^3}$  são funções taxas de dissipação molecular adimensionais associadas às produções de turbulência térmica e mecânica, respectivamente. O termo  $(f_m^*)_i^c$  é a frequência reduzida do pico espectral convectivo,  $(f_m^*)_i^{n+s}$  é a frequência reduzida do pico espectral neutro ou estável,  $(f_m^*)_i^c$  e  $(f_m^*)_i^{n+s}$  são funções adimensionais,  $k$  é a constante de von Kármán e  $c_i = \alpha_i \alpha_u (2\pi k)^{-2/3}$  com  $\alpha_u = 0,5 \pm 0,05$  e  $\alpha_i = 1,4/3, 4/3$  para as componentes  $u$ ,  $v$  e  $w$ , respectivamente.

### 3.3 O Experimento OLAD

O experimento OLAD (Over Land Atmospheric Dispersion) foi realizado de 08 a 25 de Setembro de 1997, pelo exército americano em um sítio experimental localizado no West Desert Test Center (WDTC), estado de Utah, nos Estados Unidos. Este experimento contou com a colaboração do exército americano, da Administração Nacional Oceânica e Atmosférica (NOAA) e da Divisão de Pesquisas de Recursos do Ar (ARLFRD).

O objetivo do experimento era fornecer um conjunto de dados de mesoescala úteis para o desenvolvimento e avaliação de modelos de transporte e dispersão atmosférica.

O sítio experimental, mostrado na Figura 3.1, possui latitude de aproximadamente  $40^\circ$  norte e longitude de  $113^\circ$  oeste, altitude de 1300 m e superfície plana com grama escassa e vegetação de arbustos. O comprimento de rugosidade superficial é 3 cm, conforme análise feita por Biltoft et al. (1999). Durante todo o experimento, a direção predominante do vento assegurou que a pluma liberada em fonte linha e perpendicular à direção do vento, fosse transportada sobre a linha de amostradores. Este sítio possui um arranjo de rodovias



Figura 3.1 – Sítio experimental do OLAD em Utah, Estados Unidos.

posicionadas perpendicularmente à direção predominante do vento. Esta localização foi aprovada para a realização com sucesso do experimento.

### 3.4 Desenvolvimento do experimento

Neste experimento realizaram-se liberações contínuas de uma quantidade conhecida de  $\text{SF}_6$  (hexafluoreto de enxofre), traçando uma linha perpendicular à direção prevalecente do vento. O OLAD realizou dois sub-testes:

- Liberações próximas à superfície;
- Liberações aéreas.

Para as liberações próximas à superfície foi utilizado um disseminador sobre um caminhão que disseminou aproximadamente 10 a 15 kg de  $\text{SF}_6$  durante cada liberação, traçando uma linha de 10 km a uma altura de 3 m do chão. Este caminhão se deslocava com uma velocidade de aproximadamente 64 km/h. A Figura 3.2 ilustra essas liberações feitas próximas à superfície.



Figura 3.2 – Liberação próxima à superfície de leste para oeste em fonte linha.

As liberações aéreas foram feitas com o auxílio de um avião que disseminou aproximadamente 100 kg de  $\text{SF}_6$ , percorrendo uma linha de 20 km a uma altura de 100 m do chão. A velocidade do avião era aproximadamente 200 km/h.

Durante a realização deste experimento, foram totalizadas 13 liberações de  $\text{SF}_6$ , para as quais a denominação, a data de realização, o intervalo de tempo, a massa liberada e o tipo de liberação (aérea ou próxima à superfície) encontram-se na Tabela 3.2.

#### 3.4.1 Descrição do experimento de meteorologia

As medidas meteorológicas foram obtidas através das estações SAMS (Surface Atmospheric and Display System), estações PWIDS (Portable Weather Information and Display System), pibals e radiosondas.

Os dados meteorológicos das estações PWIDS e SAMS foram medidos a 2 e 10 m, respectivamente. A Tabela 3.3 mostra a denominação e a posição das 16 estações meteorológicas PWIDS e SAMS.

A distribuição espacial das estações SAMS e PWIDS encontram-se na Figura 3.3.

Tabela 3.2 – Denominações, intervalo de tempo, massa e o tipo de liberação para cada dia do OLAD. A unidade de tempo é MST (Mountain Standard Time). A 1<sup>a</sup> tentativa do OLAD 12 foi interrompida devido falha no sistema disseminador e retomada cinco minutos depois.

Denominação	Data	Dia Juliano	Início (hhmm)	Fim (hhmm)	Massa (kg)	Liberação feita por:
OLAD 01	08/09/97	251	0606	0614	12,35	caminhão
OLAD 02	09/09/97	252	0545	0553	12,86	caminhão
OLAD 03	10/09/97	253	0629	0632	100,3	avião
OLAD 04	11/09/97	254	0556	0559	100,5	avião
OLAD 05	12/09/97	255	0558	0608	12,76	caminhão
OLAD 06a	15/09/97	258	0545	0552	12,50	caminhão
OLAD 06b	15/09/97	258	0646	0658	11,35	caminhão
OLAD 06c	15/09/97	258	0730	0743	12,56	caminhão
OLAD 07	15/09/97	258	0945	0956	12,83	caminhão
OLAD 09	17/09/97	260	0548	0551	96,07	avião
OLAD 10	18/09/97	261	0655	0705	7,12	caminhão
OLAD 11	24/09/97	267	0609	0612	99,09	avião
OLAD 12	25/09/97	268	0300	0306	12,13	caminhão
			0311	0319		

Cada estação PWIDS suporta um monitor de vento RM Young Modelo 05103 e uma sonda de temperatura e umidade Vaisala CS500. As estações SAMS utilizaram os mesmos sensores que as estações PWIDS. Os dados meteorológicos das SAMS e PWIDS são dados médios em 15 minutos e 10 segundos, respectivamente.

Chang et al. (2001) sugerem que os experimentos do OLAD podem ser divididos em duas categorias:

- Casos de vento fraco (quando a velocidade do vento a 10 m é menor ou igual a 3,5 m/s). Este comportamento do vento ocorre para os OLADs 01, 03, 05, 09, 10, 11 e 12.

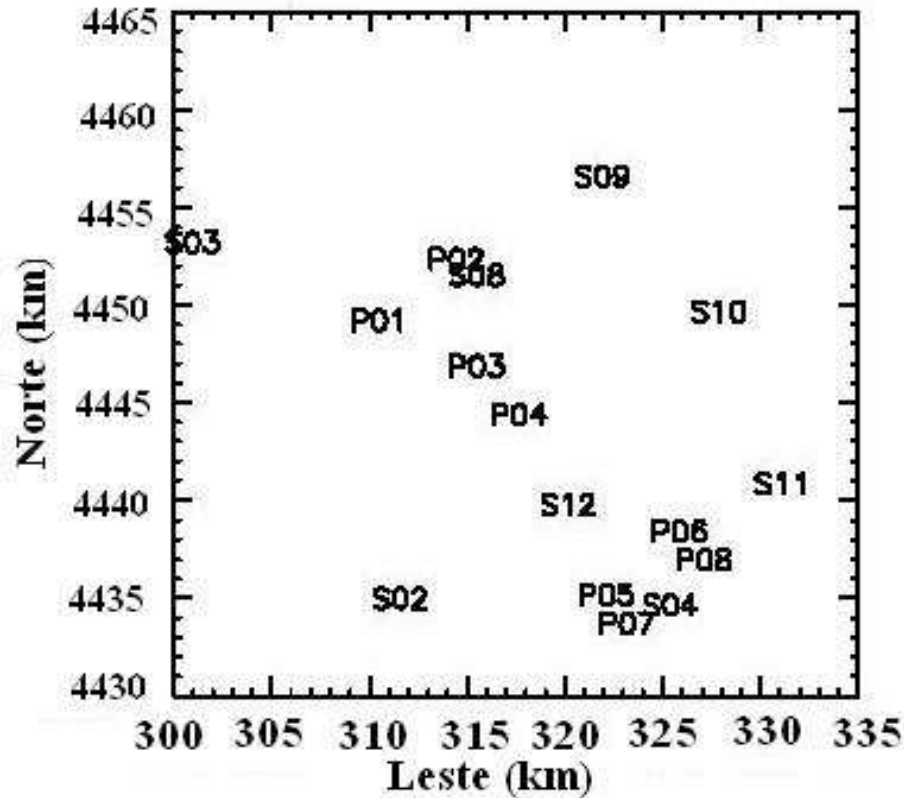


Figura 3.3 – Distribuição espacial das estações meteorológicas SAMS e PWIDS.

- Casos de alta velocidade do vento (quando a velocidade é maior ou igual a 6 m/s). Este caso ocorre para os OLADs 04 e 06.

O sistema de radiosonda fornece perfis de vento, temperatura, umidade e pressão. Durante a subida, os dados obtidos pela radiosonda foram transmitidos a cada 10 segundos via conexão de rádio para a base da estação. Os dados recebidos nesta base foram submetidos a um rígido controle de qualidade. Pibals e radiosondas não foram liberados simultaneamente do posto de comando horizontal (Horizontal Grid CP). Um conjunto de dados foi adquirido das 29 liberações de radiosonda e de 42 pibals.

#### 3.4.2 Descrição do experimento de emissão

Os instrumentos utilizados na obtenção das medidas de concentração de SF<sub>6</sub>, foram os amostradores e um pequeno número de analisadores contínuos. Para as liberações feitas próximas à superfície, as medidas de concentração foram obtidas em três linhas de amostra-

Tabela 3.3 – Posição das 16 estações meteorológicas PWIDS e SAMS.

Posição e denominação das estações	Latitude ( $^{\circ}$ Norte)	Longitude ( $^{\circ}$ Oeste)
SAMS 2 Callao Gate	40,046	113,208
SAMS 3 V-Grid	40,208	113,338
SAMS 4 Target S	40,046	113,046
SAMS 8 Horizontal Grid	40,196	113,167
SAMS 9 SE Salt Flats	40,243	113,093
SAMS 10 Baker Lab	40,182	113,021
SAMS 11 Tower Grid	40,103	113,981
SAMS 12 Juliet Road	40,091	113,109
PWIDS 1 Zulu West	40,174	113,225
PWIDS 2 Zulu East	40,203	113,180
PWIDS 3 Tango Centerline	40,154	113,166
PWIDS 4 Papa Centerline	40,132	113,140
PWIDS 5 Bravo West	40,050	113,085
PWIDS 6 Bravo East	40,080	113,042
PWIDS 7 H102 West	40,037	113,072
PWIDS 8 H102 East	40,067	113,027

gem diferentes, localizadas a 2, 5 e 10 km da linha de liberação. Para as liberações aéreas, as medidas de concentração foram obtidas em linhas de amostragem situadas a 10, 15 e 20 km da linha de liberação. Cada uma dessas linhas de amostragem localizadas de 2 a 20 km da linha de liberação, continha 15 amostradores, colocados em postes entre 1,5 e 2 m do chão, espaçados em intervalos de 100 m um do outro. Cada amostrador obteve medidas de concentração média em 15 minutos. O período total de amostragem foi de 3 horas para cada dia. Dessa forma, obtiveram-se 12 medidas de concentração neste período. A Tabela 3.5 informa a posição dos amostradores situados nas extremidades das linhas de amostragem.

Os dados de concentração foram submetidos a um processo de controle de qualidade. Após esta avaliação, os dados receberam índices de qualidade, os quais estão expressos na Tabela 3.4.

Os analisadores contínuos *TGA-4000* (Tracer Gas Analyzers) encontravam-se sobre

Tabela 3.4 – Significado dos índices de qualidade usados na identificação dos dados de concentração.

Índice	Significado
0	Dados bons
1	Abaixo do limite de detecção (problemas com o software na coleta dos dados)
4	Dados não analisados
7	Suspeitos (dados absurdos, mas sem critério específico para a exclusão)
8	Dados falhos (falhas no amostrador, etc.)
9	Dados ruins (concentração negativa, etc.)

Tabela 3.5 – Posição de alguns amostradores durante o OLAD.

Amostradores	Latitude ( $^{\circ}$ Norte)	Longitude( $^{\circ}$ Oeste)	Altura(m)
LC 101 Foxtrot West	40,080	113,094	1320
LC 115 Foxtrot East	40,081	113,082	1320
LC 201 Juliet West	40,097	113,113	1317
LC 215 Juliet East	40,105	113,100	1319
LC 301 Papa West	40,129	113,150	1314
LC 315 Papa East	40,137	113,137	1314
LC 1101 Lima West	40,107	113,125	1316
LC 1115 Lima East	40,116	113,113	1317
LC 1201 Tango West	40,151	113,174	1312
LC 1215 Tango East	40,159	113,162	1313
LC 1301 Zulu West	40,184	113,211	1309
LC 1315 Zulu East	40,193	113,198	1309

furgões e foram acompanhados por um sistema de posicionamento global - GPS (Global Positioning System). Esses instrumentos são de resposta rápida fornecendo medidas de concentração de SF<sub>6</sub> num intervalo de 0,25 segundos.



## Capítulo 4

### Resultados

#### 4.1 Parâmetros de escala da CLP do experimento OLAD

Os dados meteorológicos da estação SAMS 12 foram utilizados na obtenção dos parâmetros de escala da CLP no experimento OLAD. Escolhemos a SAMS 12 devido sua proximidade espacial à linha de amostradores, dos quais foram retirados os dados de concentração usados na avaliação do modelo proposto no capítulo 3. Os dados meteorológicos das estações SAMS e os dados de concentração medidos pelos amostradores são dados médios em 15 minutos, justificando a escolha de uma estação SAMS a uma PWIDS.

Nesta seção, apresentamos os parâmetros de escala da CLP para o experimento OLAD 12. Apenas os parâmetros obtidos para OLAD 12 foram utilizados na simulação do modelo ILS-LW. O OLAD 12 caracteriza-se como um experimento de vento fraco, pois o vento não apresenta uma direção predominante, conforme pode ser visto na Figura 4.1. Na Figura 4.2, observamos a presença de correlações negativas na função de autocorrelação da velocidade do vento, característica da presença do meandro na CLP, conforme constatado em Anfossi et al. (2005). O OLAD 12 é uma exceção, pois a grande maioria dos seus dados de concentração são considerados bons (índice de qualidade igual a zero) na linha de amostragem escolhida. A liberação de SF<sub>6</sub> no OLAD 12 foi realizada próxima à superfície, possibilitando a obtenção das parametrizações usadas no modelo. Os parâmetros de escala da CLP para o OLAD 12 encontram-se na Tabela 4.1.

#### 4.2 Resultados numéricos da simulação

Nesta seção, apresentamos os resultados da implementação do modelo ILS-LW apresentado na seção (3.1). Esses resultados foram comparados com os dados de concentração

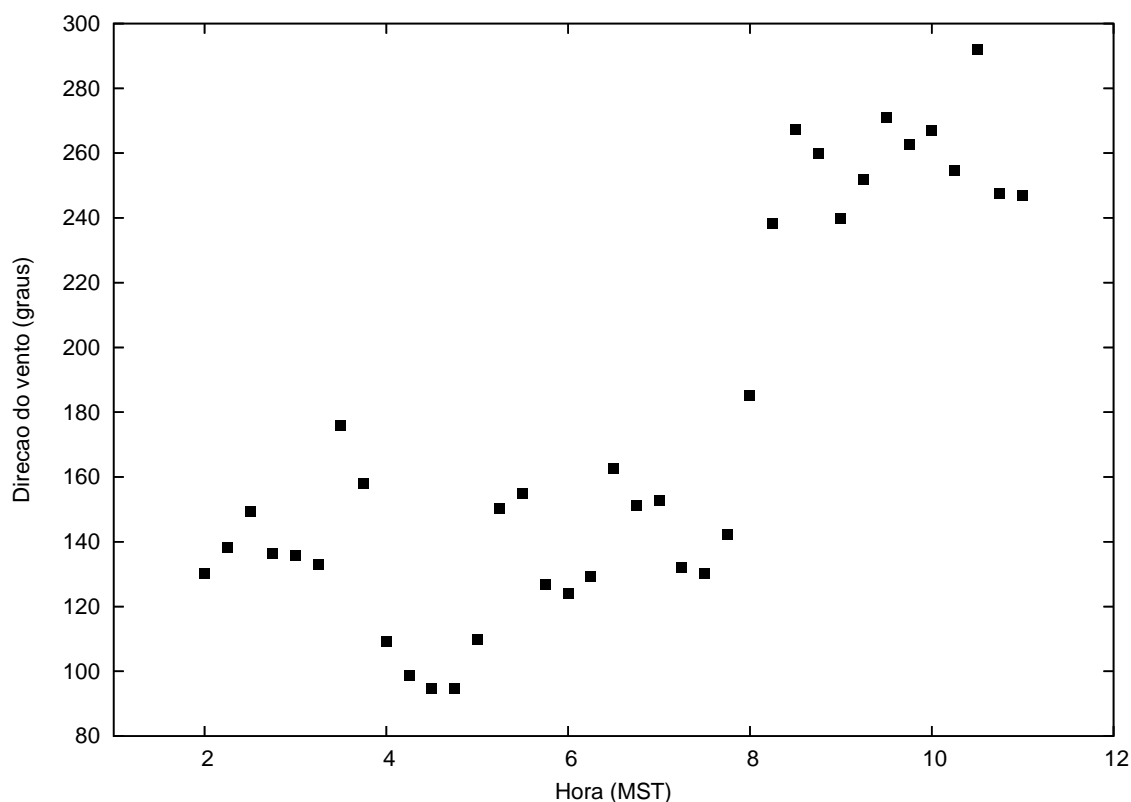


Figura 4.1 – Variação da direção do vento com o tempo para o dia 268.

considerados bons provenientes do experimento OLAD 12. Chang et al. (2001) constatam que aproximadamente 73% das medidas de concentração de todo experimento possuíam índice de qualidade 0 (dados bons) ou 1 (abaixo do limite de detecção) e dentre esses dados mais da metade eram classificados com índice de qualidade 1.

Baseado no trabalho de Chang et al. (2001), a dosagem ou concentração integrada com o tempo foi usada neste estudo. A dosagem é uma estatística mais robusta que a concentração pontual, especialmente quando toda a fonte linha não foi liberada instantaneamente (Chang et al., 2001). O cálculo da dosagem medida por um amostrador do OLAD é feita pela soma das 12 medidas de concentração disponíveis, sendo cada uma dessas medidas dados médios em 15 minutos, perfazendo um total de 3 horas.

Chang et al. (2001) sugerem a realização de apenas 3 simulações para cada dia. Seguimos a mesma metodologia para a implementação do modelo ILS-LW. Em cada uma dessas simulações foram usados parâmetros de escala da CLP médios em 1 hora. Cada simulação corresponde ao período de 1 hora, obtendo-se resultados horários de concentração.

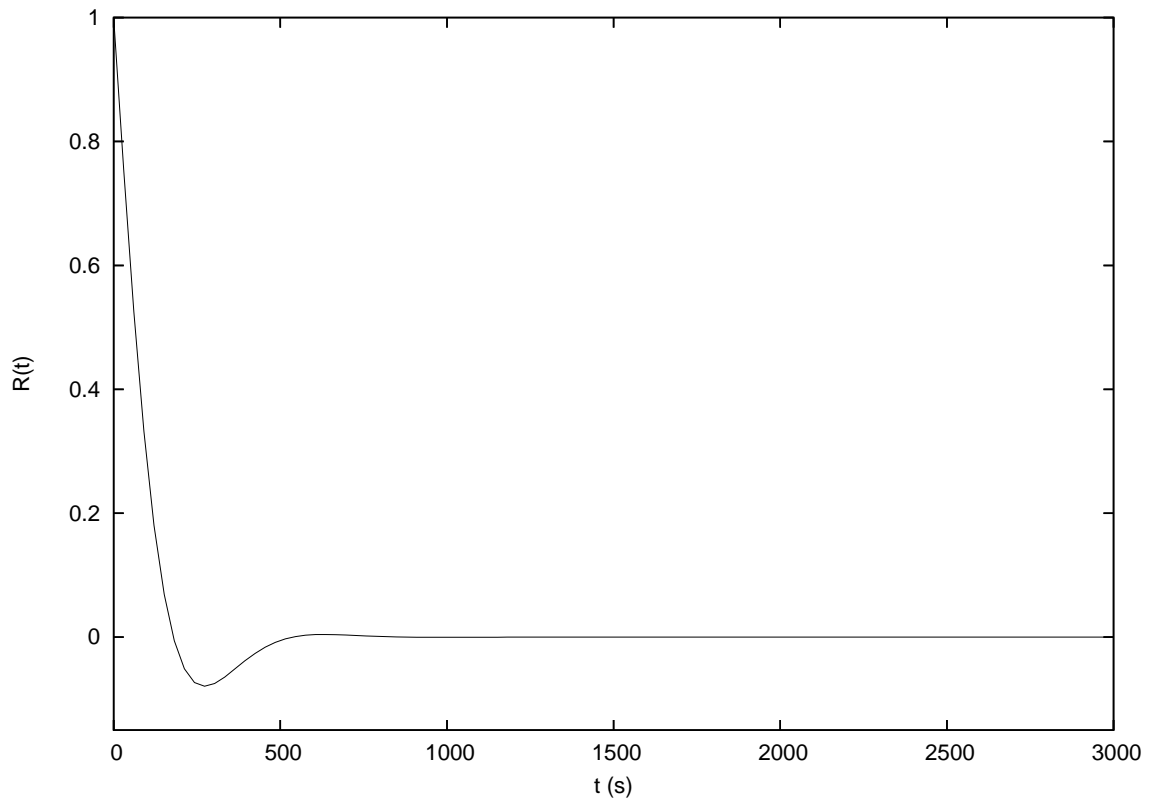


Figura 4.2 – Função de autocorrelação da velocidade do vento para o dia 268.

Para os valores de concentração observados durante o OLAD, foram feitas médias no período de 1 hora em cada um dos amostradores posicionados ao longo da linha de amostragem distante 2 km da linha de disseminação da pluma. A Tabela 4.2 apresenta os valores médios de concentração observados experimentalmente e simulados pelo modelo ILS-LW em cada amostrador para a 1<sup>a</sup>, 2<sup>a</sup> e 3<sup>a</sup> horas do OLAD 12.

Na Figura 4.3 apresentamos graficamente os valores médios de concentração observados experimentalmente e simulados pelo modelo ILS-LW em cada amostrador para a 1<sup>a</sup> hora do OLAD 12. Podemos observar nesta figura, que os valores de concentração experimentais estão contidos entre 1000 e 10000 ppt e que os valores oriundos da simulação também se mantêm neste intervalo. Observamos que as concentrações estimadas pelo modelo proposto neste trabalho, reproduzem muito bem os valores experimentais medidos pelos 15 amostradores ao longo da linha de amostragem escolhida para efeito de comparação.

A Figura 4.4 representa graficamente os resultados obtidos pela simulação e os valores médios de concentração observados experimentalmente em cada amostrador para a 2<sup>a</sup>

Tabela 4.1 – Parâmetros de escala da CLP para OLAD 12

OLAD 12	$U(10\text{ m})$ (m/s)	$u_*$ (m/s)	$L$ (m)	$w_*$ (m/s)	$z_i$ (m)
4:00-4:15	2,35	0,05	16,09	-	35,87
4:15-4:30	1,82	0,05	25,66	-	45,31
4:30-4:45	1,38	0,05	44,63	-	59,75
4:45-5:00	1,71	0,05	29,03	-	48,19
5:00-5:15	1,60	0,05	33,31	-	51,62
5:15-5:30	1,22	0,05	56,68	-	67,34
5:30-5:45	1,62	0,05	32,57	-	51,04
5:45-6:00	2,49	0,05	13,73	-	33,14
6:00-6:15	2,21	0,05	17,47	-	37,38
6:15-6:30	1,67	0,05	30,47	-	49,37
6:30-6:45	1,71	0,05	28,96	-	48,13
6:45-7:00	1,95	0,05	22,32	-	42,25

hora do OLAD 12. Podemos observar nesta figura, que os valores de concentração experimentais apresentam considerável variação. Esses valores variam desde próximo de zero até aproximadamente 2100 ppt. Os valores de concentração medidos pelos amostradores mais à direita na Figura 4.4 estão relativamente mais próximos aos valores simulados, se comparados aos valores de concentração medidos pelos amostradores posicionados mais à esquerda. Este comportamento pode ser decorrência das flutuações do vento neste período, ocasionando um desvio na direção da pluma de contaminante para os amostradores posicionados mais à direita na Figura 4.4. Constatamos, que os resultados obtidos para a 2ª hora do OLAD 12 não são tão satisfatórios quanto os resultados obtidos para a 1ª e 3ª horas como se pode ver na Figura 4.5, porém não comprometem o desempenho do modelo aqui proposto.

Na Figura 4.5 apresentamos graficamente os valores médios de concentração observados experimentalmente e simulados pelo modelo ILS-LW em cada amostrador para a 3ª hora do OLAD 12. Podemos observar nesta figura, que os valores de concentração experimentais estão contidos aproximadamente entre 0 (zero) e 100 ppt e que os valores oriundos da simulação também se mantêm neste intervalo. Assim como o caso da 1ª hora, os valores

Tabela 4.2 – Concentrações médias para cada amostrador (1-15) para a 1<sup>a</sup>, 2<sup>a</sup> e 3<sup>a</sup> hora do OLAD 12.  $C_0$  representa as concentrações observadas no experimento e  $C_p$  as concentrações preditas pelo modelo ILS-LW.

	1 <sup>a</sup> hora		2 <sup>a</sup> hora		3 <sup>a</sup> hora			
	$C_o$ (ppt)	$C_p$ (ppt)	$C_o$ (ppt)	$C_p$ (ppt)	$C_o$ (ppt)	$C_p$ (ppt)		
1	2315	885	1	107	220	1	65	45
2	6851	10680	2	34	357	2	20	64
3	4661	30893	3	56	513	3	29	82
4	3638	5931	4	63	614	4	24	36
5	5086	6742	5	63	706	5	18	64
6	5021	6057	6	84	522	6	20	64
7	4832	2409	7	157	421	7	62	36
8	3907	2800	8	303	275	8	0	55
9	5129	1700	9	518	375	9	23	27
10	5636	4422	10	514	320	10	21	27
11	5080	2912	11	635	275	11	24	64
12	5409	6574	12	854	412	12	0	27
13	5371	5088	13	1372	458	13	14	73
14	6797	7576	14	1887	540	14	66	64
15	6506	3588	15	2193	504	15	50	36

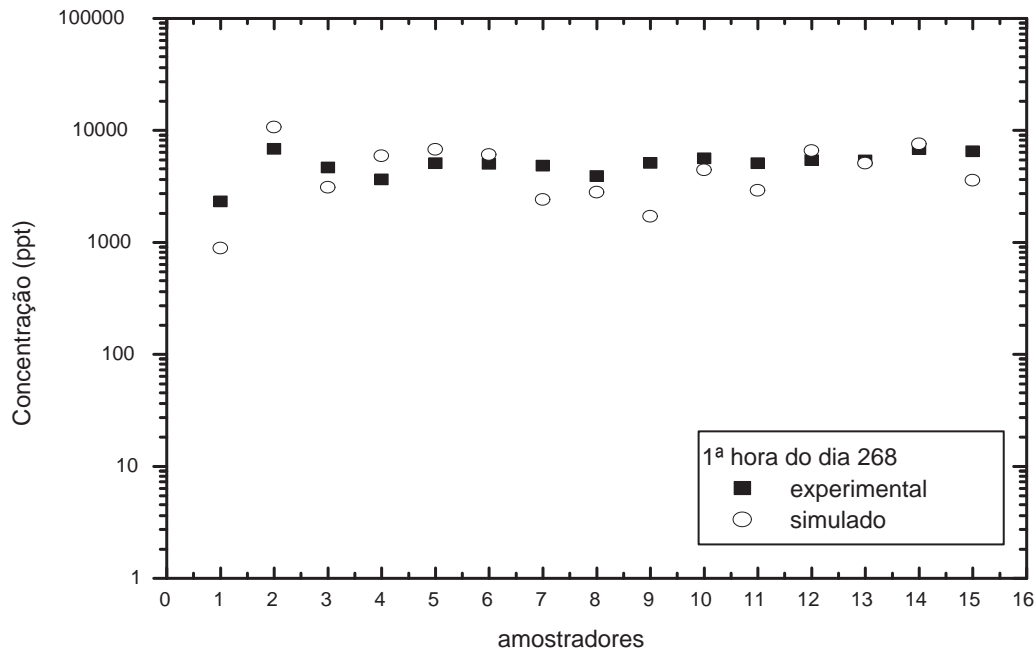


Figura 4.3 – Concentrações médias para cada amostrador para a 1<sup>a</sup> hora do OLAD 12. Há 15 amostradores ao longo da linha de amostragem, numerados da esquerda para a direita. Os quadrados preenchidos e os círculos vazios representam os valores de concentrações experimentais e simulados, respectivamente.

estimados pelo modelo reproduzem bem os dados experimentais para a 3<sup>a</sup> hora.

É relevante ressaltar que os valores médios de concentração observados experimentalmente em cada amostrador diminuem ao decorrer das três horas do OLAD 12 e os valores estimados pela simulação acompanham este comportamento, que é o comportamento esperado com o decorrer do tempo. Isto é mais uma evidência que o modelo ILS-LW reproduz bem o experimento.

O cálculo da dosagem foi feito pela soma dos 3 valores médios de concentração correspondentes a 1<sup>a</sup>, 2<sup>a</sup> e 3<sup>a</sup> horas em cada amostrador. A Tabela 4.2 apresenta a dosagem experimental e a dosagem predita pelo modelo em cada amostrador para o OLAD 12,

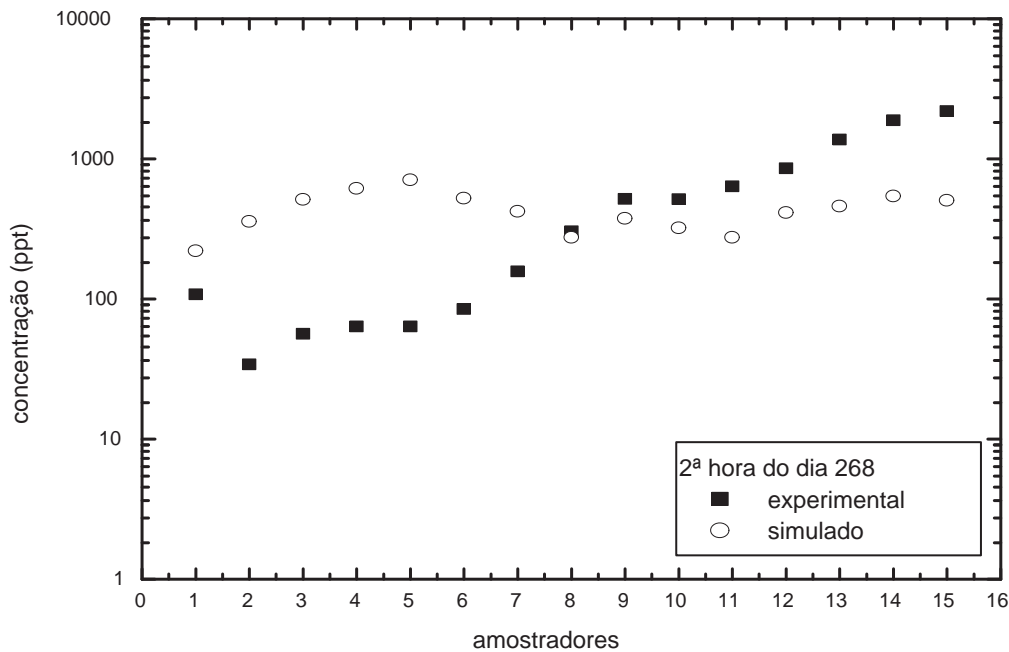


Figura 4.4 – Concentrações médias para cada amostrador para a 2ª hora do OLAD 12. Há 15 amostradores ao longo da linha de amostragem considerada, numerados da esquerda para a direita. Os quadrados preenchidos e os círculos vazios representam os valores de concentrações experimentais e simulados, respectivamente.

conforme a metodologia proposta em Chang et al. (2001).

Na Figura 4.6 apresentamos graficamente a dosagem em cada amostrador ao longo da linha de amostragem considerada. Podemos observar na Figura 4.6, que os valores de dosagem experimentais estão contidos no intervalo entre 1000 e 10000 ppt e que os valores oriundos da simulação também se mantêm neste intervalo. Isso se deve ao fato de que as concentrações estimadas pelo modelo proposto para a 1ª, 2ª e 3ª horas estão coerentes com os valores experimentais medidos pelos 15 amostradores ao longo da linha de amostragem escolhida para efeito de comparação.

Nas simulações, o domínio horizontal foi determinado de acordo com a distribuição

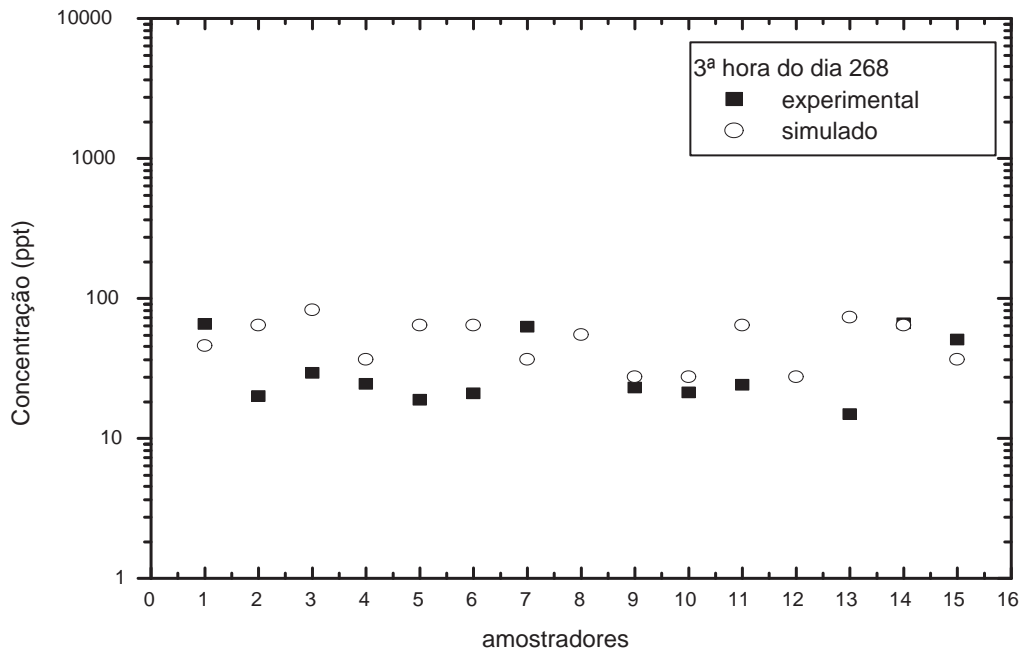


Figura 4.5 – Concentrações médias para cada amostrador para a 3ª hora do OLAD 12. Há 15 amostradores ao longo da linha de amostragem, numerados da esquerda para a direita. Os quadrados preenchidos e os círculos vazios representam os valores de concentrações experimentais e simulados, respectivamente.

espacial dos amostradores e o domínio vertical foi delimitado à altura da CLP. O passo no tempo foi mantido constante e obtido através da expressão ( $\Delta t = \frac{\tau_{Li}}{c}$ ), sendo  $c$  um coeficiente empírico de valor 10 e  $\tau_{Li}$  o menor valor entre  $\tau_{Lu}$ ,  $\tau_{Lv}$  e  $\tau_{Lw}$ . Para cada simulação 50 partículas foram emitidas durante 3300 passos no tempo. As integrais que aparecem nas equações (3.10) e (3.22) foram resolvidas pela técnica de Romberg.

A análise estatística do modelo ILS-LW, foi feita mediante os índices estatísticos de Hanna (1989), definidos do seguinte modo:



Tabela 4.3 – Dosagem para cada amostrador (1-15) no período de 3 horas para o OLAD 12.  $C_o$  representa as dosagens observadas no experimento e  $C_p$  as dosagens previstas pelo modelo ILS-LW.

amostrador	$C_o$ (ppt)	$C_p$ (ppt)
1	2488	1151
2	6905	11102
3	4746	3685
4	3726	6582
5	5169	7512
6	5126	6644
7	5052	2867
8	4210	3130
9	5670	2104
10	6172	4770
11	5740	3251
12	6263	7015
13	6758	5620
14	8751	8181
15	8750	4129

Erro quadrático médio normalizado:

$$NMSE = \frac{\overline{(C_o - C_p)^2}}{\overline{C_o C_p}} \quad (4.1)$$

Coefficiente de Correlação :

$$R = \frac{\overline{(C_o - \overline{C_o})(C_p - \overline{C_p})}}{\sigma_o \sigma_p} \quad (4.2)$$

Fator de dois:

$$FA2 = 0,5 \leq \frac{C_o}{C_p} \leq 2 \quad (4.3)$$

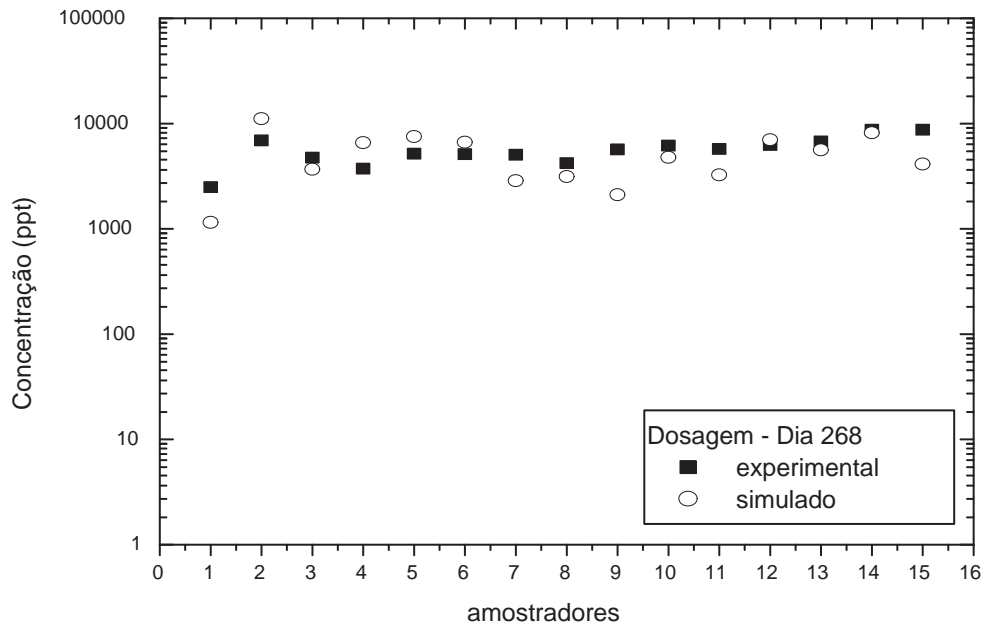


Figura 4.6 – Dosagem para cada amostrador no período de 3 horas para o OLAD 12. Há 15 amostradores ao longo da linha de amostragem considerada, numerados da esquerda para a direita. Os quadrados preenchidos e os círculos vazios representam os valores de concentrações experimentais e simulados, respectivamente.

Fração de inclinação :

$$FB = \frac{\overline{C_o} - \overline{C_p}}{0,5(\overline{C_o} + \overline{C_p})} \quad (4.4)$$

Desvio fracional padrão:

$$FS = 2 \frac{(\sigma_o - \sigma_p)}{(\sigma_o + \sigma_p)}. \quad (4.5)$$

Os subíndices o e p indicam os valores observados e preditos, respectivamente. As barras contidas nos índices estatísticos indicam médias no tempo. O índice NMSE fornece a informação dos desvios entre concentrações previstas e observadas. O índice estatístico

Tabela 4.4 – Avaliação estatística do modelo ILS-LW

Modelo ILS-LW	NMSE	R	FA2	FB	FS
1ª hora	0,18	0,61	0,80	0,079	-0,741
2ª hora	1,17	-0,433	0,200	-0,493	0,599
3ª hora	0,84	-0,048	0,467	-0,541	0,171
Dosagem	0,20	0,450	0,800	0,095	-0,447

FB indica a tendência de o modelo subestimar ou superestimar as concentrações observadas. O índice estatístico FS indica quanto o modelo consegue simular a dispersão dos dados observados. O índice estatístico FA2 fornece a fração dos dados para os quais  $0,5 \leq \frac{C_o}{C_p} \leq 2$ . Por fim, o índice estatístico R, que descreve o grau de concordância entre as variáveis. Os valores de FB, FS e NMSE devem ser o mais próximo de zero e valores de R e FA2 devem se aproximar o mais próximo possível de 1, para garantir a boa performance do modelo que está sendo avaliado. A Tabela 4.4 apresenta os índices estatísticos obtidos pelo modelo ILS-LW, referentes à dosagem, 1ª, 2ª e 3ª horas do OLAD 12. Em geral, observamos que os índices estatísticos apresentam valores razoáveis. Os melhores valores são encontrados para a 1ª hora e os piores para a 2ª hora. Os valores encontrados para a 2ª hora não comprometem significativamente a metodologia aplicada em observância aos valores dos índices obtidos para a dosagem. Em aspectos gerais, a dosagem se mostrou eficaz na previsão das concentrações observadas.

O fato de utilizarmos a mesma metodologia adotada por Chang et al. (2001) e o

Tabela 4.5 – Comparação dos índices estatísticos obtidos com o modelo ILS-LW e obtidos com os modelos utilizados por Chang et al. (2001).

Modelo	NMSE	R	FA2	FB
ILS-LW	0,20	0,450	0,800	0,095
CALPUFF	6,36	0,228	0,286	0,950
HPAC	3,15	0,915	0,476	0,844
VLSTRACK	12,25	0,398	0,238	1,336

mesmo conjunto de dados meteorológicos e de concentração disponibilizados pelo OLAD, nos possibilita fazer uma comparação entre os índices estatísticos obtidos por estes autores para os modelos Gaussianos CALPUFF, HPAC e VLSTRACK e os índices obtidos neste trabalho para a dosagem. Esta comparação é apresentada na Tabela 4.5. Observamos que os valores obtidos para os índices estatísticos para o modelo ILS-LW são geralmente melhores do que os valores obtidos para os modelos Gaussianos utilizados em Chang et al. (2001). A exceção, no entanto, é o coeficiente de correlação,  $R$ , para o modelo HPAC, o qual apresenta um valor (0,915) mais próximo da unidade quando comparado ao valor obtido pelo modelo ILS-LW (0,450).

## Capítulo 5

### Conclusões

Neste trabalho, realizamos uma revisão bibliográfica sobre as principais características da CLP, dos processos de dispersão na CLP, dos tipos de modelos utilizados para simular a dispersão de poluentes na atmosfera e aspectos relevantes a respeito dos modelos Lagrangeanos de vento fraco. Foi feito também uma descrição do experimento OLAD, que disponibilizou um conjunto de dados de mesoescala para a avaliação do modelo proposto na seção 3.1. Implementamos e avaliamos este modelo que investiga o processo de dispersão atmosférica em situações de vento fraco, através de uma solução alternativa da equação de Langevin pelo método de iteração de Picard, mais a inclusão da função de autocorrelação euleriana de Frenkiel (1953) no desenvolvimento das equações para a velocidade nas direções horizontais.

A interface micrometeorológica utilizada para obter os parâmetros de escala da CLP e as parametrizações da turbulência para o modelo de dispersão, auxiliou o desenvolvimento do trabalho possibilitando o melhor entendimento da estrutura da CLP.

As simulações numéricas foram comparadas com dados de concentração obtidos no experimento OLAD, realizou-se também, a análise estatística propostas por Hanna (1989) para a avaliar a performance do modelo proposto.

As principais conclusões deste estudo são as seguintes:

- Os valores de concentração estimados pelo modelo reproduzem bem os dados de concentração experimentais do OLAD;
- O modelo ILS-LW mostrou-se eficiente em situações de vento fraco e quando a fonte de disseminação é uma fonte linha;
- O modelo ILS-LW apresentou uma melhor performance ao ser comparado com outros

modelos de dispersão, apresentados na literatura, utilizados em estimativas de valores de concentração para o experimento OLAD.

- A análise estatística indica que o modelo proposto é confiável e pode ser usado para representar corretamente o processo de dispersão de poluentes em condições de vento fraco;
- Os parâmetros de escala da CLP usados no desenvolvimento do trabalho apresentam conformidade com os valores esperados desses parâmetros nas condições de estabilidade apresentadas no experimento e mostraram-se importantes no modelamento da dispersão.

## Referências Bibliográficas

- Anfossi, D., 2005, “Dispersão lagrangeana na camada limite planetária”, In , 1<sup>a</sup> edição , E. d. U., editor, Tópicos em turbulência e modelagem da dispersão de poluentes na camada limite planetária.
- Anfossi, D., Oettl, D., Degrazia, G. A., and Goulart, A., 2005. “An analysis of sonic anemometer observations in low wind speed conditions”, *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 114, pp. 179–203.
- Batchvarova, E. and Gryning, S., 1990. “Applied model for the growth of the daytime mixed layer”, *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 56, pp. 261–274.
- Biltoft, C. A., Turley, S. D., Watson, T. B., Crescenti, G. H., and Carter, R. G., 1999. “Over-Land Atmospheric Dispersion (OLAD) test summary and analysis.”, WDTC Document No WDTC/JCP-99/048, U.S. Army Dugway proving Ground.
- Boyce, W. E. and Diprima, R. C., 1998, “Equações diferenciais elementares e problemas de valores de contorno”, In Ver, V., editor, LTC-Livros Técnicos e Científicos Editora S.A.
- Carvalho, J. C., 1999, “Estudo dos processos de transporte e difusão na camada limite planetária pelo emprego dos modelos RAMS e SPRAY: aplicação ao caso do experimento TRAC”.
- Carvalho, J. C., Nichimura, E. R., Vilhena, M. T. M. B., Moreira, D. M., and Degrazia, G. A., 2005a. “An iterative Langevin solution for contaminant dispersion simulation using Gram-Charlier PDF”, *Environmental Modelling & Software*.
- Carvalho, J. C. and Vilhena, M. T. M. B., 2005. “Pollutant dispersion simulation for low wind speed condition by the ILS method”, *Atmospheric Environment*, vol. 39, pp. 6282–6288.

- Carvalho, J. C., Vilhena, M. T. M. B., and Moreira, D. M., 2005b. “An alternative numerical approach to solve the Langevin equation applied to air pollution dispersion”, *Water, Air, and Soil Pollution*, vol. 163, pp. 103–118.
- Chang, J. C., Chayantrakom, K., and Hanna, S. R., 2001. “Evaluation of CALPUFF, HPAC, and VLSTRACK with the Over-Land Alongwind Dispersion (OLAD) Field Data”, Scholl of Computacional Sciences, George Mason University.
- Degrazia, G. A., a. A. D., Carvalho, J. C. and Mangia, C., Tirabassi, T., and Campos Velho, H. F., 2000. “Turbulence parametrization for PBL dispersion models in all stability conditions”, *Atmospheric Environment*, vol. 34, pp. 3575–3583.
- Degrazia, G. A. and Anfossi, D., 1998. “Estimation of the Kolmogorov constant  $C_0$  from classical statistical diffusion theory”, *Atmospheric Environment*, vol. 32, pp. 3611–3614.
- Degrazia, G. A., Anfossi, D., Szinvelski, C. R. P. and Goulart, A., Buligon, L., Roberti, D., and Acevedo, O., 2005, “Taxa de dissipação turbulenta para eventos de meandro do vento horizontal”, In Degrazia, G. A., editor, *Ciência & Natura*, Vol. especial, p. 135-138, IV Workshop Brasileiro de Micrometeorologia.
- Ferrero, E. and Anfossi, D., 1998a. “Comparison of PDFs, closures schemes and turbulence parameterizations in Lagrangian Stochastic Models”, *Internacional Journal of Environment*, vol. 9, pp. 384–410.
- Ferrero, E. and Anfossi, D., 1998b. “Turbulent diffusion: mean concentration distribution in a flow field of homogeneous turbulence”, *International Journal of Environment and Pollution*, vol. 9, pp. 384–410.
- Frenkiel, F. N., 1953. “Turbulent diffusion: mean concentration distribution in a flow field of homogeneous turbulence”, *Advances in applied mechanics*, vol. 3, pp. 61–107.
- Hanna, S. R., 1989. “Confidence limit for air quality models as estimated by bootstrap and jackknife resampling methods”, *Atmospheric Environment*, vol. 23, pp. 1385–1395.
- Holtslag, A. A. M. and van Ulden, A. P., 1982. “Simple estimates of nighttime surface fluxes from routine weather data”, *KNMI, De Bilt, NL, Sci.*, vol. 82.



- Holtslag, A. A. M. and van Ulden, A. P., 1983. "A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data", *Journal of climate and applied meteorology*, vol. 22, pp. 517–529.
- Kendall, M. and Stuart, A., 1977, "The advanced theory of statistics", In Ver, V., editor, New York: MacMillan.
- Murgatroyd, R. J., 1969. "Estimations from geostrophic trajectories of horizontal diffusivity in the mid-latitude troposphere and lower stratosphere.", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 95, pp. 40–62.
- Oke, T. R., 1978, "Boundary layer Climates", In Ver, V., editor, Methuen.
- Panofsky, H. A. and Dutton, J. A., 1984, "Atmospheric Turbulence", In Degrazia, G. A., editor, John Wiley & Sons, New York. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Holanda.
- Stull, R. B., 1988, "An introduction to boundary layer meteorology", In Ver, V., editor, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Holanda.
- Thomson, D. J., 1987. "Criteria for the selection of stochastic models of particle trajectories in turbulent flows", *Journal of Fluid Mechanics*, New York, vol. 180, pp. 529–556.
- Tirabassi, T., 2005, "Dispersão euleriana na camada limite planetária", In , 1ª edição , E. d. U., editor, Tópicos em turbulência e modelagem da dispersão de poluentes na camada limite planetária.
- Venkatram, A., 1980. "Estimating the Monin-Obukhov length in stable boundary layer for dispersion calculations", *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 19.
- Venkatram, A. and Wyngaard, J. C., 1988, "Air Pollution Modeling", In Ver, V., editor, American Meteorological Society, Boston, USA.
- Wyngaard, J. C., 1983, "Lectures on the Planetary Boundary Layer", In Ver, V., editor, ver.
- Zilitinkevich, S. S., 1972. "On the determination of the height of the Ekman boundary layer", *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 3, pp. 141–145.