

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO TECNOLÓGICO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL**

ALEXSANDER BARROS SILVEIRA

**DESENVOLVIMENTO E APLICAÇÃO DE UM MODELO DE
AJUSTE DE CAMPO DE VENTO PARA A REGIÃO DA
GRANDE VITÓRIA - ES**

VITÓRIA
2007

ALEXSANDER BARROS SILVEIRA

**DESENVOLVIMENTO E APLICAÇÃO DE UM MODELO DE
AJUSTE DE CAMPO DE VENTO PARA A REGIÃO DA
GRANDE VITÓRIA – ES**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental do Centro Tecnológico da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre em Engenharia Ambiental, na área de concentração em Poluição do Ar.

Orientador: Prof. Dr. Neyval Costa Reis Jr.

Co-Orientador: Prof. Dr. Maxsuel Marcos Rocha Pereira

VITÓRIA
2007

ALEXSANDER BARROS SILVEIRA

**DESENVOLVIMENTO E APLICAÇÃO DE UM MODELO DE
AJUSTE DE CAMPO DE VENTO PARA A REGIÃO DA
GRANDE VITÓRIA – ES**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental do Centro Tecnológico da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre em Engenharia Ambiental, na área de concentração em Poluição do Ar.

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Neyval Costa Reis Jr.
Universidade Federal do Espírito Santo
Orientador

Prof. Dr. Maxsuel Marcos Rocha Pereira
Universidade Federal do Espírito Santo
Co-Orientador

Prof. Dr. Júlio Tomás Aquije Chacaltana
Universidade Federal do Espírito Santo
Examinador Interno

Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira
Universidade de São Paulo
Examinador Externo

RESUMO

Este trabalho apresenta uma metodologia para a obtenção do campo de vento em regiões de topografia complexa. O campo de vento é obtido através de um modelo diagnóstico de análise objetiva, baseado na técnica variacional, a partir de medições de estações meteorológicas. A equação governante é resolvida numericamente através do método dos volumes finitos e o sistema de equações lineares resultante é resolvido através do método SOR com alternância no sentido de varredura. O campo de vento é validado a partir de um resultado numérico de simulação sobre uma montanha gaussiana isolada suave e através da reconstrução do campo de vento tridimensional sobre uma região de topografia complexa na Região da Grande Vitória – ES, para testar sua capacidade em simular situações reais. Na primeira validação o modelo apresentou o mesmo comportamento qualitativo, apresentando pequenas diferenças quantitativas, que podem ser devido a parâmetros não fornecidos pelo trabalho de referência que aqui foram estimados, e por terem sido resolvidos por métodos numéricos diferentes. Na segunda validação os resultados foram compatíveis com os da literatura, entretanto o trabalho adverte sobre a qualidade das previsões onde não existem estações meteorológicas, devido a baixa espacidade da rede local.

Palavras –Chave: Campo de vento, modelo diagnóstico, método dos volumes finitos, sistema acompanhante ao terreno.

ABSTRAC

This work presents a methodology for the attainment of the field of wind in regions of complex topography. The wind field is gotten through a diagnostic model of objective analysis, based in the variational technique, from measurements of meteorological stations. The governing equation is decided numerically through the method of the finite volumes and the system of linear equations resultant is decided through method SOR with alternation in the sweepings direction. The wind field is validated from a numerical result of simulation on a soft isolated gaussian mountain and through the reconstruction of the field of three-dimensional wind on a region of complex topography in the Region of the GRANDE VITÓRIA - ES, to test its capacity in simulating real situations. In the first validation the model presented qualitative behavior the same, presenting small quantitative differences, that can have the parameters not supplied for the reference work that they had been esteem here, and for having been decided for different numerical methods. In the second validation the results had been compatible with the ones of literature, however the work warn on the quality of the forecasts where meteorological stations do not exist, due low the espacidade of the local net.

Keywords: Wind field, diagnostic model, equation of transport, finite volumes, generalized coordinate.

Lista de Figuras

Figura 1 - Evolução temporal da CLA (Adaptado de Stull, 1988).....	16
Figura 2 - Simulação sobre uma montanha gaussiana de 300 m em condição diurnas de estabilidade, na altura de 67. 4 m e $Ri=-0.959$. (a) Modelo prognóstico de Meso Escala MIUU (observar a formação da esteira turbulenta atrás da montanha); (b) Modelo diagnóstico de conservação de massa.....	26
Figura 3 - Simulação sobre uma montanha gaussiana de 300 m em condições noturnas estabilidade, na altura de 67. 4 m e $Ri=0.401$. (a) Modelo prognóstico de Meso Escala MIUU (observar a região de bloqueio antes da montanha e a posição da velocidade máxima); (b) Modelo diagnóstico de conservação de massa.....	26
Figura 4 – (a) Sistema de coordenadas cartesiano; (b) Sistema de coordenadas generalizado utilizado, onde H é a altura do domínio computacional.	35
Figura 5 – Fluxograma das operações básicas envolvidas no algoritmo de solução, onde t_c é o instante a ser resolvido dentro da solução de espécie química, n é o contador de cenários a serem resolvidos e t_{final} é o período total de solução da dispersão a ser resolvido.....	37
Figura 6 – Representação da discretização do domínio computacional através da técnica dos volumes finitos.....	38
Fonte: Adaptado de Santos (2000).....	38
Figura 7 – Vistas de um volume de controle típico, e apresentação das convenções de nomenclatura para pontos nodais e faces.....	38
Figura 8 - Montanha gaussiana utilizada na validação do trabalho de Magnusson (2005).	44
Figura 9 – Esboço da malha vertical utilizada. Corte no meio da montanha ($x=15000$ m).	46
Figura 10 – Campo de velocidade ajustado a 50m de altura do presente trabalho.....	46
Figura 11 – Componentes do vetor velocidade 50 m acima do solo obtidos para simulação do escoamento sobre a montanha gaussiana. (a) Componente u do trabalho de referência. (b) Componente u do presente trabalho. (c) Componente v do trabalho de referência. (d) Componente v do presente trabalho.....	47
Figura 12 – (a) Representação esquemática tridimensional do relevo da Região da Grande Vitória – ES, em coordenadas UTM, onde (+) indicam o posicionamento das estações da Rede de Monitoramento Automático da Região. A escala vertical está exagerada para realçar as feições topográficas da região.	49
(b) Vista superior da Região da Grande Vitória.	49
Figura 13 – (a) Malha vertical em com corte transversal com $x = 337393,86$ m.....	50
Figura 14 – (a) Malha vertical em com corte transversal com $y = 7774158,53$ m.....	51
Figura 16 – Evolução temporal da velocidade do vento na estação Enseada do Suá.....	55
Figura 17 – Evolução temporal da velocidade do vento na estação Enseada do Suá.....	55
Figura 18 – Evolução temporal da velocidade do vento na estação Ibes.....	56
Figura 19 – Evolução temporal da velocidade do vento na estação Ibes.....	56
Figura 20 – Evolução temporal da velocidade do vento na estação Carapina.....	57
Figura 21 – Evolução temporal da direção do vento na estação Carapina.	57
Figura 22 – Evolução temporal da velocidade do vento na estação Cariacica.	58
Figura 23 – Evolução temporal da direção do vento na estação Cariacica.....	58
Figura 24 - Gráfico de dispersão da velocidade do vento. (a) Estação Carapina. (b) Estação Cariacica. Os pontos vermelhos representam condições estáveis de estabilidade enquanto os azuis condições instáveis.....	59

-
- Figura 25 - Gráfico de dispersão da velocidade do vento. (a) Estação Ibes. (b) Estação Enseada do Suá. Os pontos vermelhos representam condições estáveis de estabilidade enquanto os azuis condições instáveis.60
- Figura 26 - Gráfico de dispersão da direção do vento da Estação Enseada do Suá. As retas de incertezas correspondem a uma diferença de 30^0 entre os valores medidos e preditos. (a) Escala de cores corresponde ao módulo da velocidade do vento medida. (b) Escala de cores corresponde a classe de estabilidade, sendo a vermelha estável e a azul instável...61
- Figura 27 - Gráfico de dispersão da direção do vento da Estação Ibes. As retas de incertezas correspondem a uma diferença de 30^0 entre os valores medidos e preditos. (a) Escala de cores corresponde ao módulo da velocidade do vento medida. (b) Escala de cores corresponde a classe de estabilidade, sendo a vermelha estável e a azul instável.61
- Figura 28 - Gráfico de dispersão da direção do vento da Estação Cariacica. As retas de incertezas correspondem a uma diferença de 30^0 entre os valores medidos e preditos. (a) Escala de cores corresponde ao módulo da velocidade do vento medida. (b) Escala de cores corresponde a classe de estabilidade, sendo a vermelha estável e a azul instável...62
- Figura 29 - Gráfico de dispersão da direção do vento da Estação Carapina. As retas de incertezas correspondem a uma diferença de 30^0 entre os valores medidos e preditos. (a) Escala de cores corresponde ao módulo da velocidade do vento medida. (b) Escala de cores corresponde a classe de estabilidade, sendo a vermelha estável e a azul instável...63

1 – INTRODUÇÃO	9
2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	15
2.1 – A Atmosfera.....	15
2.2 – O Campo de Vento.....	17
3 – METODOLOGIA	29
3.1 - Modelagem Matemática.....	29
3.1.1 - Campo de vento.....	29
3.2 – A Altura da Camada Limite Atmosférica.....	33
3.3 - O Sistema de Coordenadas Generalizadas	34
3.4 Método dos Volumes Finitos.....	37
4 – RESULTADOS.....	43
4.1 – Modelo Diagnóstico de Conservação de Massa	43
4.1.1 – Montanha Gaussiana.....	43
4.1.2 – Região da Grande Vitória - ES.....	48
5 – CONCLUSÕES	74
6 – REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA	77

1 – INTRODUÇÃO

A poluição atmosférica é um problema com o qual o homem sempre conviveu, especialmente depois que passou a utilizar-se do fogo, para produção metalúrgica, cerâmica e conservação de produtos de natureza animal e vegetal (Stern, 1984). Embora nem todo poluente atmosférico seja de natureza antropogenica, já que podem ser emitidos também de forma natural, esta contribuição tem se tornado cada vez mais significativa, principalmente a partir da revolução industrial. O crescimento das grandes cidades e como consequência, a conurbação entre várias metrópoles, adicionado ao crescimento vertiginoso da frota veicular em todo o mundo, fizeram com que a sociedade moderna enfrentasse grandes problemas relacionados à poluição atmosférica: são os chamados problemas de escala global. Tais problemas são chamados assim, devidos aos seus efeitos que afetam a humanidade como um todo, independente de onde os poluentes atmosféricos são emitidos, bem como por seu controle envolver esforços a nível global. Tais problemas são o buraco na camada de ozônio e o aquecimento global.

Existem poluentes atmosféricos que danificam à fauna, à flora¹, os bens materiais, alteram as características da própria atmosfera (visibilidade, regime de chuvas e regime de ventos) e são nocivos ao homem. Por isso, diversas agências governamentais e órgãos não governamentais, têm estudado o efeito destes poluentes sobre o meio ambiente, e chegaram a limites de concentrações consideradas seguras. Quando estas concentrações são recomendações oriundas de pesquisas de órgãos não governamentais (onde o principal é a OMS) são chamadas de diretrizes de qualidade do ar. Quando tais limites de concentrações são adotadas em legislações específicas, são chamadas de padrões de qualidade do ar. No Brasil, os padrões de qualidade do ar em vigência, são os publicadas na resolução CONAMA número 03 de 1990². Dentre os padrões de qualidade do ar, distinguem-se o primário, que corresponde a menor concentração na qual se prevê o mínimo efeito adverso à saúde humana, e o secundário, que corresponde a concentrações consideradas seguras à fauna, flora e bens materiais.

Apesar da existência de diretrizes e de padrões de qualidade do ar, existem poluentes que não possuem níveis seguros de concentração. E ainda pior: estudos têm mostrado que existem

¹ São os chamados poluentes fitotóxicos.

² Esta resolução estabeleceu também os chamados ‘Episódios de Poluição do Ar’, que são situações nas quais a dispersão desfavorável provoca um aumento significativo das concentrações dos poluentes.

efeitos significativos na saúde humana dos efeitos de alguns poluentes, mesmos nas concentrações consideradas seguras (Saldiva et al. (1995), Solé et al. (1998), Gouveia e Fletcher (2000), Gouveia et al. (2003), Daumas et al. (2004) e Rios et al. (2004)). Segundo o GEMS (*Global Environment Monitoring System*) (Lora, 2002), mais de 1.3×10^9 pessoas moram em cidades onde a concentração de particulados no ar ultrapassa os limites estabelecidos pela OMS. Este valor, para o caso dos óxidos de enxofre, é de 1.2×10^9 pessoas.

A OMS chegou a conclusão que 1.6×10^9 pessoas correm riscos de saúde em virtude da poluição do ar (Lora, 2002).

Assim, é de suma importância o conhecimento das concentrações, nas quais estão submetidas às populações, por parte do poder público competente, principalmente nos grandes centros urbano-industriais, nos quais estão a maior parte das fontes de emissão (indústria e veículos automotores).

No início dos anos 80, popularizaram-se as redes de monitoramento (Stern, 1984) para controle dos níveis de poluição nos grandes centros urbanos. Estas redes são constituídas de estações de medições de qualidade do ar situadas em pontos estratégicos. No Brasil, o uso de redes de monitoramento é bastante restrito, devido ao seu custo de implantação³. Mesmo assim, as estações meteorológicas possuem a limitação de fornecerem a qualidade do ar apenas no ponto onde estão instaladas, não dando informações sobre outros locais, ou de que forma ocorre a dispersão dos poluentes desde o emissor até o receptor.

A modelagem matemática ou numérica da atmosfera pode ser usada para (Seinfeld, 1975 apud Zannetti, 1990): estabelecer uma legislação de controle de emissão – determinar a máxima taxa de emissão das fontes para que os padrões de qualidade do ar sejam atendidos; avaliar estratégias de controle; selecionar locais para instalação de futuras fontes de modo a minimizar seus impactos; planejar episódios de controle de poluição (e.g. monitoramento em tempo real) para evitar episódios severos e atribuir responsabilidades através do acompanhamento da relação emissor-receptor. Entretanto, um modelo numérico após implementado, precisa ser validado para verificação de sua capacidade de reproduzir com

³ Algumas redes de monitoramento operacionais são: São Paulo – SP, Volta Redonda – RJ, Araucária – PR, Camaçari – BA, Canoas – RS e Vitória – ES.

acurácia um dado fenômeno físico. Assim, o monitoramento da atmosfera é fundamental na etapa de validação de modelos de dispersão atmosférica. Estes por sua vez, podem, ser utilizados para auxiliar a decisão de quantas e aonde instalar as estações de monitoramento.

Uma metodologia muito utilizada no estudo da dispersão atmosférica de poluentes é a abordagem simplificada baseada no modelo gaussiano. Esta equação é muito utilizada devido a sua relativa simplicidade. Entretanto, esta simplicidade compromete a utilização do modelo gaussiano para regiões de escoamento complexo, onde as condições de turbulência homogênea e estacionária e de campo de vento uniforme e constante não são atendidas. Mesmo assim, modelos gaussianos ainda são recomendados como modelos regulatórios e utilizados para prever a dispersão em escoamentos complexos, como topografia complexa e regiões litorâneas (Jiang et al., 2001). Modelos simplificados, apesar de requererem pouca demanda computacional, apresentam sérias limitações por não reproduzirem características dinâmicas complexas quando não medidas explicitamente (Park et al., 1999).

Para regiões de topografia complexa, modelos de dispersão mais sofisticados que incorporem um escoamento não constante e uniforme e perfis de fluxos turbulento são altamente desejáveis. Modelos de dispersão mais avançados requerem como dado de entrada o campo de vento tridimensional da região, sendo esta a primeira resposta no estudo da dispersão em regiões de escoamento complexo. A topografia complexa altera profundamente o escoamento de uma região. A topografia pode provocar alteração no módulo e direção do vento sobre espaços horizontais relativamente muito pequenos: de 50 à 100 m (Barnard et al., 1986).

O crescimento exponencial do poder computacional aliado à queda do custo de estações de trabalho e de computadores pessoais têm difundido a utilização da modelagem numérica dos problemas de engenharia (Maliska, 2004).

Os modelos utilizados para determinar o campo de ventos podem ser divididos em 2 grupos principais: os modelos prognósticos (ou predição) e os modelos diagnósticos. Modelos prognóstico baseiam-se na solução das equações de conservação de massa, *momentum* e energia, que governam o escoamento de fluidos, para determinar o campo de vento sobre a região. Esta classe de modelos requer considerável esforço computacional devido à natureza tridimensional e transiente das equações envolvidas. Além disso, alguns autores apontam que a complexidade dos dados de entrada requeridos por tais modelos, muitas vezes restringe sua

aplicabilidade (Ratto, 1996a). Isto tem motivado o surgimento de vários modelos para descrever o escoamento do ar sobre topografias complexas, variando em diferentes graus de complexidade, entre outros Hunt et al. (1988a, b) e Carruthers et al. (1991). Entretanto, recente comparação entre modelos mais utilizados e dados experimentais obtidos em experimentos de campo (Dunkerley, 1998) indica que ainda existem grandes limitações nos resultados obtidos por estes modelos.

Por outro lado, a simplicidade dos modelos diagnósticos os torna extremamente atraentes para aplicações práticas. Estes modelos baseiam-se na existência de dados meteorológicos para caracterizar as mudanças de direção do escoamento devido às variações de relevo para a conservação de massa, negligenciando a importância dos efeitos de inércia e viscosos. Esta hipótese faz com que modelos diagnósticos não sejam capazes de incluir efeitos térmicos (plumas térmicas ascendentes e/ou descendentes, descolamento de camada limite, brisas marinhas e outros efeitos ligados à conservação de energia e *momentum* na atmosfera) a não ser que estes fenômenos sejam capturados pelos dados meteorológicos medidos pelas estações. Entretanto esta abordagem tem se mostrado satisfatória para a determinação de campo de ventos em regiões de topografia complexa e um grande número de trabalhos científicos têm sido publicados utilizando esta técnica, entre outros, Pennel (1983), Montero et al. (1998) e Montero e Sanin (2001). Em alguns casos, modelos diagnósticos baseados na conservação de massa têm apresentado resultados melhores que modelos de prognóstico utilizando a solução completa das equações governantes (Ratto, 1996a). Segundo Finardi (1997) modelos diagnósticos praticamente não possuem limitações, uma vez que dependem apenas de medições meteorológicas suficientes para caracterizar o escoamento da região e não requerem excessivo esforço computacional.

Tendo em vista a solução da dispersão de poluentes em regiões complexas, podem ser utilizadas a abordagem lagrangiana ou a abordagem euleriana, utilizando volumes que acompanhem a massa de poluente, ou uma malha fixa no espaço, respectivamente. A abordagem lagrangiana tem apresentado resultados superiores à abordagem euleriana e apresenta a melhor opção para quem possui poder computacional disponível. Entretanto a abordagem euleriana possui a vantagem de ser de fácil interpretação (Arya, 1999), concordar bem com resultados experimentais de concentração ao nível do solo⁴ e possui baixo esforço

⁴ Concentrações mais importantes – *Ground Level Concentration (GLC)*.

computacional quando comparado a modelos lagrangianos. Esta última vantagem se torna fundamental na escolha quando se trata de um problema de dispersão urbana em tempo real, levando em consideração a situação de várias fontes de emissão e as centenas de reações químicas que ocorrem na atmosfera.

Assim, muitos trabalhos tem utilizado um modelo diagnóstico de análise objetiva, baseado na conservação de massa acoplado a um modelo de dispersão baseado na equação de transporte da espécie química: Lange (1988), Venkatesan (1996), Desiato (1998), Prabha (1999), Park et al. (1999), entre outros.

Para resolver o escoamento sobre regiões de topografia complexa, vários trabalhos têm utilizado um sistema de coordenadas generalizados acompanhantes ao terreno (*following terrain coordinate system*) em substituição ao tradicional sistema de coordenadas cartesiano, Bhumralkar et al. (1980), Ross et al. (1988), Prabha et al. (1999), entre outros. Entre outras vantagens, estes sistemas de coordenadas possibilitam um tratamento superior do campo de vento e do campo de concentração sem penalizar a eficiência do código⁵, permitindo uma representação mais detalhada da topografia da região mesmo sem o emprego de malhas computacionais proibitivamente muito refinadas.

Neste contexto, o objetivo deste trabalho é: desenvolver um modelo de campo de vento, baseado na reconstrução do campo de vento tridimensional através de um modelo diagnóstico de análise objetiva com a imposição de conservação de massa. A equação governante será reescrita utilizando um sistema de coordenadas generalizadas, acompanhantes ao terreno e numericamente resolvida utilizando o método dos volumes finitos.

Com base neste objetivo, são delimitados os seguintes objetivos específicos:

- Desenvolver o campo de vento através do modelo diagnóstico de conservação de massa;
- Avaliar a capacidade do modelo de reproduzir o escoamento em
 - a) Escoamento ao redor de montanha gaussiana;
 - b) Escoamento em situação real (Região da Grande Vitória – ES);

⁵ Maiores detalhes sobre o sistema de coordenadas utilizado serão abordados no capítulo 'Metodologia'.

Esta dissertação está dividida em cinco capítulos. Após o presente capítulo de Introdução, o capítulo 2 apresenta uma revisão bibliográfica dos aspectos físicos importantes no campo de vento, seguidos das metodologias utilizadas na literatura aliadas aos seus trabalhos correlatos. O terceiro capítulo apresenta a equação governante e o método numérico empregado para a solução. O quarto capítulo apresenta os resultados obtidos pelo modelo e uma comparação com os dados experimentais para avaliar a precisão das predições. O quinto capítulo apresenta as conclusões e recomendações para trabalhos futuros.

2 – Revisão Bibliográfica

Neste capítulo será apresentada a descrição do problema do campo de vento e das técnicas empregadas em sua modelagem. Na primeira seção será tratado alguns aspectos importantes sobre a física da atmosfera. Na segunda seção serão tratados os modelos para obtenção do campo de ventos utilizados na literatura. Serão citados trabalhos correlatos aos temas tratados.

2.1 – A Atmosfera.

Para modelar a dispersão de poluentes na atmosfera, é necessário conhecermos suas características e quais fenômenos influenciarão de alguma forma o transporte de poluentes. A atmosfera é uma camada gasosa, sua constituição é ligeiramente variada de acordo a atividade antropogênica desenvolvida na região. É dividida em diversas camadas, mas para efeito de dispersão em meso escala (< 200 km), é importante compreender-se os fenômenos referentes a primeira, chamada de troposfera (ou baixa atmosfera) que se estende do solo até a aproximadamente 10 km de altura. Especialmente na região mais próxima da superfície, que varia de 200 à 2000 m dependendo da localização e condições de estabilidade (Stull, 1988). Esta região é chamada de Camada Limite Atmosférica (CLA), Camada Limite Planetária (CLP), ou ainda baixa troposfera. É nesta região onde os poluentes são emitidos, transportados e alcançam os receptores. De acordo com sua características, a CLA ainda é dividida verticalmente em três regiões: subcamada laminar, que vai da superfície até a altura da rugosidade aerodinâmica (z_0), caracterizada por um escoamento laminar imediatamente acima da superfície (até 1 mm, por exemplo) e um escoamento turbulento não totalmente desenvolvido no restante; a camada superficial que é a região onde os fluxos turbulentos são aproximadamente constantes com a altura (se estendendo de z_0 até a altura de aproximadamente 100 m) e a camada de transição, que corresponde a região mais distante da superfície que ainda sente seus efeitos (térmicos e mecânicos). Esta camada de transição possui características e nomes próprios dependendo do horário do dia (estabilidade atmosférica). A Figura 1 exibe a evolução temporal da CLA. Esta figura mostra o crescimento da altura da CLA durante o dia (CLA diurna) sua transição para a CLA noturna, mais baixa, devido a diminuição do fluxo turbulento por conta da radiação solar, formando uma camada residual.

Em se tratando de dispersão atmosférica, existem três fenômenos que provocam o transporte do poluentes após ser lançado por uma fonte de emissão: a advecção, a difusão turbulenta e a difusão molecular. A advecção é o transporte provocado pela velocidade do vento e é o mecanismo mais eficiente de dispersão. Sendo o escoamento na atmosfera turbulento, essa turbulência também participa da dispersão do poluente. A difusão molecular é o transporte em escala molecular, que normalmente é desprezado frente aos dois outros mecanismos.

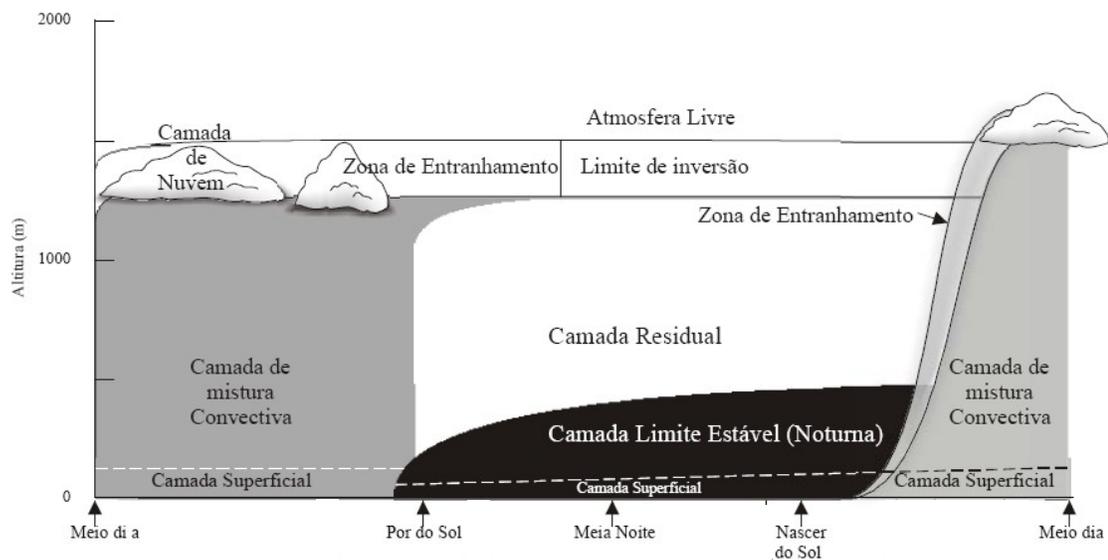


Figura 1 - Evolução temporal da CLA (Adaptado de Stull, 1988).

Existem dois mecanismos de turbulência na atmosfera: a turbulência mecânica e a turbulência térmica. Dependendo do período do dia, um destes mecanismos torna-se mais importante que o outro. Durante o dia, o perfil decrescente de temperatura da atmosfera amplia os movimentos verticais, na chamada condição instável de estabilidade⁶. Durante a noite, o perfil crescente de temperatura na atmosfera, faz com que a turbulência de origem térmica venha a suprimir os movimentos verticais, na chamada condição estável de estabilidade. As condições neutras ocorrem quando não há interferência do perfil de temperaturas junto aos movimentos verticais, ocorrendo nas transições entre o dia e a noite.

A estabilidade atmosférica é uma medida do seu grau de turbulência e reflete as condições de dispersão da atmosfera conforme comentado. Segundo Zannetti (1990), a estabilidade atmosférica pode ser determinada através:

- a) Métodos empíricos (Classe de estabilidade de Pasquill- vide Tabela 3, e de Turner);

⁶ Também podem ocorrer situações estáveis durante o dia em momentos de baixa velocidade do vento e alta cobertura de nuvens.

-
- b) Através do número de Número de Richardson fluxo (R_f), que fisicamente representa o quociente da taxa de dissipação / produção de turbulência térmica pela taxa de criação de turbulenta mecânica, sendo $R_f < 0$ para condições instáveis, $R_f = 0$ para condições neutras e $R_f > 0$ para condições estáveis;
- c) Através do Número de Richardson Gradiente (R_i) mais fácil de medir que R_f ;
- d) Através do Comprimento de Monim Obukhov (L), onde $1/L < 0$ para condições instáveis, $1/L \approx 0$ para condições neutras e $1/L > 0$ para condições estáveis.

Este trabalho utiliza o Comprimento de Monim Obukhov L como parâmetro de estabilidade. Quando não fornecido diretamente, é estimado através de relações empíricas a partir das classes de estabilidade de Pasquill. Estas relações serão tratadas no capítulo 'Metodologia'.

2.2 – O Campo de Vento.

Como falado anteriormente, modelos baseados numa abordagem gaussiana são bastante utilizados devido a sua simplicidade. Entretanto, as hipóteses do modelo gaussiano são raramente atendidas na prática, tornando sua aplicação limitada. Basicamente, topografia e ocupação do solo geram escoamentos locais e conseqüentemente, uma dispersão particular de cada local, que não podem ser reproduzidas por modelos gaussianos. A única situação em que sua utilização é justificada são em regiões de topografia plana e ocupação do solo homogênea (Finardi et al., 1997). Para regiões que apresentem um escoamento complexo, modelos mais sofisticados são desejáveis.

Modelos mais sofisticados requerem como dado de entrada o campo de vento tridimensional da região. Assim, em situações complexas, metodologias devem ser utilizadas para a obtenção do campo de vento, como um passo inicial para o estudo da dispersão de poluentes.

Finardi et al. (1997) apresentaram uma revisão completa de metodologias para obtenção de campo de vento em condições de escoamentos complexos. Os autores propõem a classificação do terreno conforme sua morfologia e quanto aos efeitos térmicos e dinâmicos do escoamento. Tal classificação divide a topografia e ocupação do solo conforme sua influência na complexidade do escoamento. O escoamento da atmosfera pode ser alterado localmente pela ocupação do solo não homogênea em dois fenômenos distintos: a) brisa marinha-brisa terrestre, ocorre na interface continente-água (podendo ser oceano, mar ou até mesmo um

lago⁷) devido a diferença de aquecimento entre as superfícies, graças à alta capacidade térmica da água, gerando escoamentos altamente não estacionários e não homogêneos (Venkatesan, 2002); b) ilhas de calor urbana⁸, formando regiões de baixa pressão, e conseqüentemente regiões de convergência de ventos, por uma grande emissão de calor em relação a vizinhança (e.g. um pólo industrial).

A topografia altera naturalmente o escoamento da região ao provocar desvio da massa de ar ao passar por um obstáculo. Em regiões que apresentam diferenças significativas de altura (e.g. montanhas), a diferença de temperatura entre as camadas próximas a superfície na base e na lateral das montanhas provoca uma célula de convecção que sobe a montanha durante o dia (ventos catabáticos) e desce a montanha durante a noite (ventos anabáticos). A influência de tal circulação na dispersão de poluentes é relatada em King et al. (1983).

Para a obtenção do campo de vento, em regiões de significativa complexidade do escoamento, onde a hipótese de campo uniforme é muito distante da realidade, duas abordagens podem ser utilizadas: modelos diagnósticos e modelos prognósticos. Modelos diagnósticos⁹ podem ser definidos como ‘modelos de escoamento capazes de reconstruir um campo de vento quase estacionário a partir de um conjunto de dados experimentais’ (Finardi et al., 1997). Estas equações não contém termos transientes. Em contrapartida, modelos prognósticos baseiam-se na solução transiente completa das equações primitivas de conservação de massa, *momentum* e energia, e incorporam a evolução temporal através da inserção das condições de contorno atualizadas a cada tempo. Os problemas inerentes a cada um dos modelos podem ser vistos na Tabela 1.

Segundo Finardi et al. (1997) modelos diagnósticos são divididos em duas classes: a) soluções estacionárias simplificadas das equações de Navier-Stokes (e.g. modelos linearizados) e b) Análise objetiva de dados meteorológicos disponíveis, com alguma imposição física (e.g. conservação de massa). Modelos linearizados podem ser utilizados com sucesso para reconstruir o campo de vento sobre montanha isolada com suave inclinação, ou sobre terreno montanhoso, mas, não podem ser aplicados sobre montanhas muito inclinadas ou sobre topografias muito complexas.

⁷ Brisas tem sido observadas até mesmo no caso de pequenos lagos (Finardi et al., 1997).

⁸ O desenvolvimento de ilhas de calor urbanas tem sido observadas em cidades pequenas de 10 à 20 mil habitantes (Finardi et. al, 1997).

⁹ Chamados de modelos cinemáticos por Barnard et al. (1986).

Tabela 1 - Problemas inerentes com modelos de mesoescala para campo de vento (Hanna, 1994 appud Finardi et al., 1997).

Modelos Diagnósticos	Modelos Prognósticos
<p>I. Nunca possuem monitores suficientes para resolver satisfatoriamente o campo de vento;</p> <p>II. As velocidades observadas contém erros, e podem ser não representativas;</p> <p>III. O modelo exige a conservação de massa, num método altamente dependente da altura da CLA e da inclinação do terreno.</p>	<p>I. O campo de vento ‘parece mais suave’ que os dados observados (i.e. falta de dados de energia turbulenta na escala da distância de 1 a 10 pontos da malha);</p> <p>II. O campo de vento às vezes perde a força em situações de frentes, brisas marinhas e outros fenômenos;</p> <p>III. Escoamentos sobre complexas tempestades não são resolvidos.</p>

A solução objetiva mais utilizada na literatura é o modelo diagnóstico de conservação de massa, embora outra condição física, como *momentum*, por exemplo, possa ser imposta ao modelo (Ratto, 1996b). Kitada (1981) appud Kitada et al. (1983) dividem os métodos para análise objetiva de quatro formas: 1) procedimento de solução numérica da equação da continuidade, onde o campo de vento horizontal é diferenciado para obtenção do campo vertical a fim de gerar conservação de massa; 2) ajuste iterativo do campo interpolado para redução de divergência; 3) um método híbrido entre os métodos (1) e (2) para melhorar a performance do método de diferenciação direta e, finalmente, 4) o método baseado no cálculo variacional, originalmente formulado por Sasaki (1958 e 1970) e utilizados por Sherman (1978) e Dickerson (1978), entre outros.

Os Modelos prognósticos são usados para previsão da evolução temporal da atmosfera, através da integração espaço temporal das equações de massa, *momentum*, energia, água e outras substâncias como gases, se necessário. Os vários modelos prognósticos utilizados na literatura diferenciam-se, uns dos outros pelas parametrizações utilizadas para fenômenos físicos que não podem ser modelados explicitamente (processos de nuvens, precipitação, turbulência e fluxo superficial), pela diferença de malhas e de sistemas de coordenadas, bem como o método numérico de solução. Tais modelos são divididos em hidrostáticos e não

hidrostáticos. Os modelos hidrostáticos constituem a primeira versão, e resumidamente, desprezam a escala de velocidade vertical de movimento em relação a horizontal. Por isso, são mais baratos computacionalmente, mas restritos a topografias de moderadas inclinações (menores de 45°). Enquanto que o segundo, uma evolução dos primeiros, resolve também o escoamento vertical, não tendo nenhuma limitação com relação à inclinação do terreno ou escalas. Entretanto, requer alto custo computacional, sendo as primeiras versões limitadas a fins de pesquisa. Modelos não hidrostáticos tendem a substituir modelos hidrostáticos à medida que o poder computacional cresce.

Nas últimas décadas, modelos diagnósticos tem sido preferidos sobre modelos prognósticos devido ao custo computacional dos últimos, que inviabilizava sua utilização em aplicações práticas (Barnard et al., 1986; Ross et al., 1987; entre outros). Com o crescimento do poder computacional dos últimos anos, as estações de trabalho e os clusters de computadores pessoais tornaram a escolha da metodologia uma escolha meramente técnica, dependente da disponibilidade de medições do campo de vento e da disponibilidade de esforço computacional. Finardi et al. (1998) compararam a *performance* de um modelo diagnóstico de conservação de massa (MINERVE) com a de um modelo prognóstico (RAMS) e concluíram que sobre condições de medições representativas do escoamento, os dois modelos apresentam resultados com mesmo nível de qualidade.

Apesar de não resolver todas as equações de massa, momentum e energia como os modelos prognósticos, a literatura retrata situações nas quais modelos diagnósticos, mais baratos computacionalmente, apresentaram resultados superiores aos de modelos prognósticos (Ratto, 1996b). Além disso, a quantidade de dados de entrada requeridos por modelos prognósticos os torna não operacionais em um grande número de situações reais.

Além de estudos de dispersão atmosférica: Sherman (1978), Kitada (1985), Desiato (1998), Chen (1998), Prabha (1999), Melas (2000) entre outros, modelos diagnósticos de conservação de massa são também utilizados em estudos de potencial eólico: Ludwig (1979), Bhumralkar (1980) e Barnard (1986), Finardi (1998) entre outros; e em estudos de pequena escala de escoamentos ao redor de obstáculos (edifícios): Zhan (2004). Além disso, modelos diagnósticos de conservação de massa podem ser usados para gerar condições de contorno necessárias para operacionalizar modelos prognósticos de meso escala (Finardi, 1997 e Karan, 2002).

Sherman (1978) foi um dos primeiros trabalhos a utilizar a teoria desenvolvida por Sasaki (1958, 1970a,b) para reconstruir o campo de vento tridimensional em regiões de topografia complexa baseado no cálculo variacional, e é um dos trabalhos mais referenciados da literatura sobre assunto. O modelo MATHEW¹⁰ foi desenvolvido para ser acoplado ao modelo de transporte de poluentes ADPIC. O sistema de coordenadas utilizado foi o sistema cartesiano e a topografia foi tratada através de regiões bloqueadas. A autora destaca a o bom resultado obtido pelo modelo comparado a seu baixo custo computacional e sugere incluir outras condições físicas de conservação como *momentum* e energia.

Ludwig et al.(1979) descreve como um número limitado de soluções de um modelo diagnóstico de conservação de massa podem gerar autovetores da matriz de covariância para que as componentes da velocidade possam ser então geradas como uma combinação linear dos dados de entrada. Apesar desta metodologia ser aplicada ponto a ponto, sua aplicação sobre toda a malha ainda assim reduz sensivelmente o tempo computacional. Bhumralkar et al. (1978) apud Ludwig et al. (1979) utilizando esta técnica encontraram que 75% da variância dos dados de entrada são representados por metade ou menos dos autovetores disponíveis. Em áreas com topografias suaves, estes autores encontraram que 1 (hum) autovetor representa mais da metade da variância e 2 (dois) representam mais de 80% da variância.

Bhumralkar et al. (1980) utilizaram o COMPLEX, um modelo diagnóstico baseado numa análise objetiva, com a imposição de conservação de massa, com o princípio da técnica variacional para determinar a posição para instalação um sistema de conversão de energia eólica¹¹ em *Boone*, Carolina do Norte – EUA. Foi utilizado um sistema de coordenadas generalizadas acompanhantes ao terreno. A altura da CLP foi admitida constante temporal e espacialmente. Como é necessário conhecer a variação sazonal e diurna do vento, a medição e simulação de todos os cenários se torna impraticáveis. Assim, os autores utilizaram uma metodologia para restringir o número de simulações no COMPLEX: o resultado de algumas simulações são utilizados para gerar autovetores da matriz de covariância, e o campo final pode ser obtido por uma combinação linear dos dados de entrada¹². Para validar a

¹⁰ *Mass-Adjusted Three-Dimensional Wind Field.*

¹¹ Versão modificada do código desenvolvido por Sherman (1978).

¹² Mesma metodologia utilizada por Ludwig et al. (1979).

metodologia, a velocidade medida pelas estações meteorológicas a 10 m do solo foram extrapoladas utilizando a lei de potência para a altura de instalação do aparelho, e comparada com o resultado do COMPLEX no mesmo ponto (utilizando médias anuais). Os autores encontraram comparações razoáveis para um ponto e superestimadas (25%) para outro, reportando que a o ciclo diurno de estabilidade e da altura da CLP podem melhorar a *performance* do modelo.

King et al. (1983) utilizaram um modelo diagnóstico de conservação de massa com sistema de coordenadas generalizadas acompanhante ao terreno (ATMOS1) acoplado a um modelo de dispersão (ATMOS2) para resolver o transporte de poluentes sobre três experimentos de condições meteorológicas e topográficas distintas: a) Uma pequena região montanhosa (7 km X 5 km) na área de *Gesers* na Carolina do Norte, em julho de 1979; b) um experimento em uma região plana, realizado pelo INEL (*Idaho National Engineering Laboratory*) num domínio de 110 km X 110 km, em abril de 1977; c) um experimento em uma região plana, realizado pelo SRL (*Savannah River Laboratory*) num domínio de 160 km X 160 km, em dois períodos selecionados de 1976 e 1977. Os autores concluíram que o modelos diagnósticos de conservação de massa fornecem uma valiosa informação, mesmo nos casos onde possuem medições das estações espaçadas (SRL). Na região de topografia complexa, já que apenas as primeiras camadas sofrem o efeito da canalização, a velocidade do vento medida em camadas superiores é altamente desejada. Uma menor esparsidade dos dados e medições na atmosfera superior podem melhorar a acurácia do modelo, especialmente nas imediações da área de interesse. Os autores citam que pequenas diferenças na direção do vento podem conduzir à grandes diferenças na concentração suficientemente a jusante da fonte.

Kitada et al. (1983) utilizaram um modelo diagnóstico de conservação de massa para estudar a reconstrução do campo de vento vertical, considerado de suma importância para estudo de poluição do ar, em situações de escoamentos complexos gerados por brisa marinha - brisa terrestre. Este estudo foi baseado em resultados de um experimento de pequena escala em laboratório (Asai et al. (1978) apud Kitada et al. (1983)) onde a circulação em questão foi gerada, e em uma região real da Baía de Mikawa, no Japão, utilizando dados de uma rede de monitoramento local. Para o primeiro caso, foi analisado o estudo da capacidade do modelo de reproduzir o escoamento e sua sensibilidade ao número de medições iniciais. No segundo caso, foi utilizado também, para efeito de comparação, uma ‘análise objetiva baseada no método de diferenciação direta’, semelhante ao método do cálculo variacional, diferenciando-

se deste pela forma como a conservação de massa é alcançada: o campo horizontal interpolado é mantido e o ajuste é feito apenas na componente vertical em cada ponto. Neste caso, foi analisado a diferença de resultados entre os dois modelos e a influência do parâmetro de estabilidade sobre o campo corrigido do modelo diagnóstico que utiliza o cálculo variacional. Os autores concluíram que: a) o modelo baseado no cálculo variacional é extremamente sensível ao parâmetro de estabilidade, e que este influencia também a divergência final do método; b) para reproduzir as recirculações produzidas por tais escoamentos pelo menos três medições são necessárias, sendo ao menos uma medição na região de maior variação da velocidade (transição oceano-continente) além de medições nas camadas superiores serem fundamentais; c) o parâmetro de estabilidade α_1/α_2 deve ser escolhido baseado em três análises divergência residual total, perfil do escoamento e o valor esperado de $(w/u)^2$.

Barnard et al. (1986) propuseram uma metodologia para otimizar a previsão do campo de vento em regiões de topografia complexa, utilizando modelo diagnóstico de conservação de massa com coordenadas acompanhantes ao terreno. Os autores destacaram que a imprecisão do campo de vento limita a utilização da metodologia na determinação do potencial eólico de uma região (determinação quantitativa). Destacaram as duas grandes fraquezas do modelo: a sensibilidade do modelo a parâmetros de entrada que muitas vezes são indiscriminadamente estimados (entre os mais importantes estão a estabilidade atmosférica e o expoente da lei de potencia da extrapolação do perfil vertical do campo de vento interpolado) e a falta de experimentos em regiões de topografia complexa para a verificação do modelo. O estudo foi feito em uma região de microescala (4km^2) envolvendo oito cenários com vinte e oito medições em cada cenário. Destas vinte e oito estações, oito foram tomadas como 'estações de ajuste', sendo uma delas, a estação de referência (único local onde havia disponível a medida da direção do vento). A técnica consiste em impor dentro de um intervalo, variações de parâmetros do modelo (e.g. estabilidade atmosférica e direção do vento) para as estações de ajuste e adotar os parâmetros que impliquem no menor erro quadrático médio normalizado. A técnica apresentou melhoras na *performance* do modelo em seis casos, e não representou melhora exatamente nos dois casos de menor velocidade do vento. Os autores justificam, em parte, este comportamento pela condição exigida de escoamento quase estacionário dentro do tempo de média do modelo (1 h). Ou seja, durante o período em questão, a influência do escoamento sobre o terreno não pode mudar: isto ocorre quando não existem grandes

flutuações na direção do vento, situação típica de cenários com alta velocidade. Os autores sugerem expandir o estudo incorporando a influência de outros parâmetros, como o expoente da lei de potência e utilizar a técnica para relacionar parâmetros de estabilidade medidos (i.e. Número de *Richardson*) com o τ ótimo.

Ross et al. (1987) desenvolveram um modelo diagnóstico de conservação de massa, utilizando um sistema de coordenadas acompanhantes ao terreno chamado NUATMOS. O autores se referem ao NUATMOS como uma evolução do ATMOS1, quando o primeiro apresenta maiores considerações que o segundo: correta condição de contorno para a fronteira inferior (superfície) e determinação de expressão para o parâmetro que controla o ajuste relativo entre as componentes horizontais e verticais - α , onde:

$$\alpha = \alpha_1 / \alpha_2 \quad (1)$$

Para promover a validação do NUATMOS os autores utilizaram um escoamento potencial sobre três superfícies simples (semi-esfera, semi-cilindro e semi-elipsóide) cujas soluções analíticas são conhecidas¹³. Os parâmetros de estabilidade α_1 e α_2 foram admitidos unitários. Uma outra contribuição do trabalho, foi a expressão analítica para o α para regiões com montanha isolada em função do número de Froude para montanha.

O modelo apresentou uma boa capacidade de reproduzir os escoamento potenciais sobre as três superfícies. Quanto a determinação do parâmetro de estabilidade α , é restrita a região com uma única montanha e da forma apresentada. Os autores sugerem a geração de expressões para montanhas de outras formas e a inclusão da equação de conservação de *momentum* na modelagem, para a captura das ondas de montanha nas condições de estabilidade estável, já que modelos como NUATMOS são incapazes de resolverem tal fenômeno (a menos que seja capturado durante a interpolação inicial), a exemplo do que fez Fosberg (1984) apud Ross et al. (1987).

Sendo o escoamento sobre condições estáveis o maior desafio para modelos diagnósticos, Ludwig et al. (1991) apresentaram um modelo diagnóstico de análise objetiva substituindo o tradicional cálculo variacional por uma técnica iterativa mais geral: esta técnica consiste em dividir o escoamento com perfil de temperatura potencial crescente ($d\theta/dz < 0$) e aproximadamente adiabático em superfícies que interceptam o terreno (linhas de corrente

¹³ No caso do semi-elipsóide o teste é limitado à comparação da velocidade máxima em cima da montanha.

críticas de divisão), chamado WOCSS¹⁴. Tal divisão é baseada na condição de que nas alturas destas superfícies, o trabalho realizado pela força térmica restauradora (o ar é deslocado para uma posição de equilíbrio) se iguala a energia cinética inicial do escoamento. A grosso modo, tal altura pode ser expressa como:

$$Z_{\max} - z_0 = V_0 \left(\frac{d\theta}{dz} \frac{g}{\bar{T}} \right)^{-1/2} \quad (2)$$

onde $d\theta/dz$ é o gradiente de temperatura potencial, V_0 a velocidade na superfície, g a aceleração da gravidade e \bar{T} a temperatura média da camada entre z e Z_{\max} . Segundo os autores, o sistema de coordenadas sigma gera componente que atravessa o obstáculo, falhando em reproduzir o escoamento ao redor de obstáculos, como tem sido visto em experimentos de laboratórios. Portanto, o modelo é baseado em duas restrições físicas: conservação de massa e limitação do deslocamento vertical pela estabilidade atmosférica.

O modelo foi aplicado para reconstruiu o campo de vento sobre uma região litorânea de topografia complexa na baía de *Los Angeles*, Carolina do Sul – EUA. A exemplo do citado em Desiato (1990) o modelo mostrou-se capaz de reproduzir a canalização do escoamento provocada pela topografia durante situações estáveis. Entretanto os autores destacam que tal comportamento é mais pronunciado quando ocorrem ventos fortes. Os autores destacam também a limitação do modelo frente a condições neutras e instáveis de estabilidade, bem como a falha do modelo em tentar reproduzir efeitos diabáticos ocasionados por aquecimento diferencial, que geram importantes circulações atmosféricas como brisa marina, brisa terrestre, escoamentos anabáticos e catabáticos.

Vileda (2001) estudou o impacto da emissão de poluentes na Região de Iperó através da utilização de dois modelos diagnósticos de conservação de massa bidimensionais. Os resultados foram confrontados entre si e com uma suposta dispersão sobre um campo de vento homogêneo. A autora conclui que os resultados dos modelos diagnósticos não foram satisfatórios e que poderiam fornecer bons resultados para o caso de terrenos homogêneos.

Magnusson (2005) fez uma revisão completa sobre modelos diagnósticos de conservação de massa. Desenvolveu um modelo lambda utilizando a técnica variacional com coordenadas generalizadas acompanhantes ao terreno. O objetivo do trabalho foi além de discutir o modelo

¹⁴ *Winds On Critical Streamline Surfaces.*

lambda, verificar se através dele, pode-se obter um campo de vento com alta resolução através aproveitando sua simplicidade. Para avaliar a acurácia na previsão do modelo diagnóstico, o autor utilizou para cada cenário simulado, dados de entrada fornecidos por um modelo prognóstico de Meso escala (modelo MIUU¹⁵), ao invés de medições. O modelo MIUU foi utilizado para fornecer as velocidades com uma resolução de 5 km para o modelo diagnóstico. Este por sua vez, interpolou o campo de vento para uma resolução de 1 km e iniciou o processo de não divergência. O resultado do modelo diagnóstico foi comparado com o resultado do modelo MIUU rodado em uma malha com resolução igual (1 km) – Figuras 2 e 3.

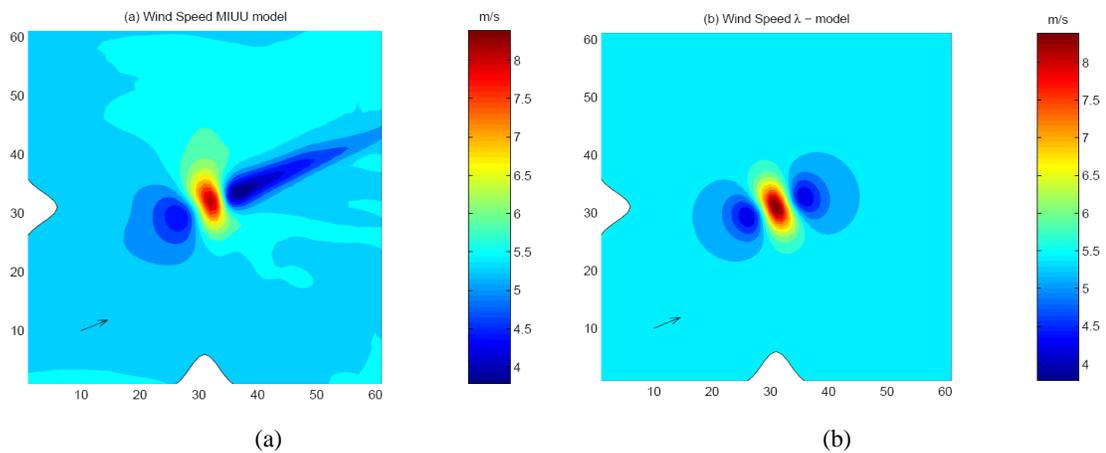


Figura 2 - Simulação sobre uma montanha gaussiana de 300 m em condição diurnas de estabilidade, na altura de 67.4 m e $Ri=-0.959$. (a) Modelo prognóstico de Meso Escala MIUU (observar a formação da esteira turbulenta atrás da montanha); (b) Modelo diagnóstico de conservação de massa.

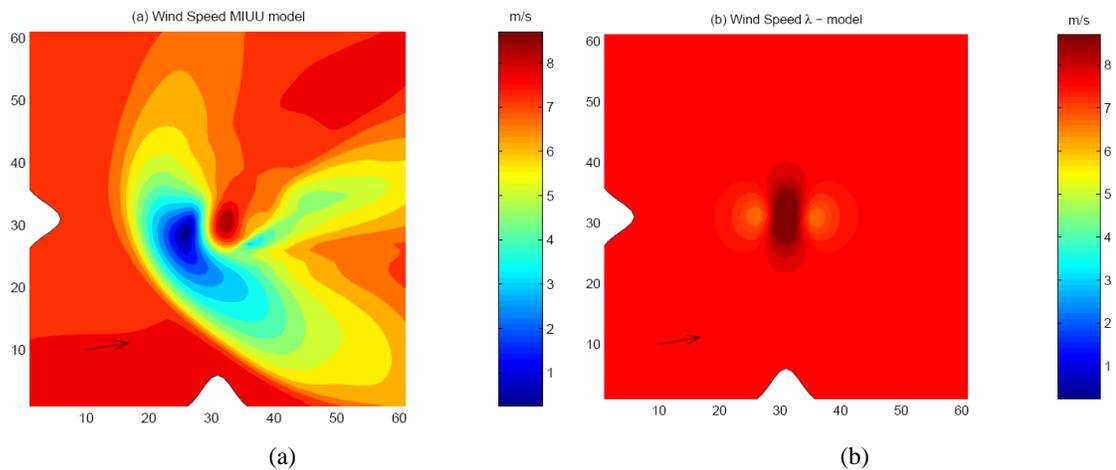


Figura 3 - Simulação sobre uma montanha gaussiana de 300 m em condições noturnas estabilidade, na altura de 67.4 m e $Ri=0.401$. (a) Modelo prognóstico de Meso Escala MIUU (observar a região de bloqueio antes da montanha e a posição da velocidade máxima); (b) Modelo diagnóstico de conservação de massa.

¹⁵ Meteorological Institut, Uppsala University.

O autor, ao comparar os resultados dos dois modelos, chegou a várias limitações do modelo diagnóstico de conservação de massa. Assim como reportado por Cox et al. (2005) o modelo diagnóstico de conservação de massa apresenta uma melhor performance quando usado sobre condições instáveis de alta velocidade. Segundo o autor, modelos diagnósticos de conservação de massa prevêem a velocidade máxima em cima da montanha, o que contradiz o resultados de modelos prognósticos, pois normalmente ocorrem atrás da montanha.

A posição horizontal do máximo também muda no modelo prognóstico à medida que subimos na direção vertical, ao contrário do modelo diagnóstico onde sempre ocorre em cima da montanha. O mínimo antes e depois da montanha é da mesma ordem de grandeza, o que também não concorda com o modelo prognóstico, principalmente em condições de alta estabilidade, quando o ar é bloqueado na frente da montanha, gerando uma região de baixas velocidades. Outra diferença entre os resultados é a esteira turbulenta, fenômeno turbulento que o modelo diagnóstico não pode resolver. Em suma, as conclusões mostram que o modelo diagnóstico concorda bem com o modelo prognóstico quando os efeitos térmicos não são importantes. O autor conclui que para regiões de topografia complexa, modelos que incorporem e garantam a conservação de massa são satisfatórios, desde que possuam medições suficientes.

Finardi et al.(1998) compararam a performance de um modelo diagnóstico de conservação de massa (MINERVE) com a de um modelo de Meso escala não hidrostático (RAMS) na obtenção do campo de vento em uma região de topografia complexa. O objetivo foi avaliar o potencial eólico em região de topografia complexa utilizando dados experimentais da campanha na região de Acqua Spruzza, próximo à Frosolone, nas montanhas Appennini na Itália central. Para o modelo diagnóstico, os autores estudaram um perfil vertical e as estações meteorológicas que melhor representassem o escoamento médio da região. Para o modelo de meso escala, usou-se dados sinóticos de 6 em 6 h com uma resolução espacial de 0.5^0 e testou-se sua capacidade de reproduzir escoamentos locais. Os resultados apresentaram relativa equivalência entre os dois modelos. Para o modelo diagnóstico as diferenças entre as velocidades médias foram menores que 20% em 10 das 20 estações. As maiores diferenças na direção do vento estiveram entre 26 a 43^0 . Também obtiveram os piores resultados para

situações de velocidade do vento fracas. O fenômeno da esteira turbulenta atrás da montanha também foi capturado pelo modelo prognóstico a exemplo de Magnusson (2005).

Karan et al (2002) utilizou uma forma básica de modelo diagnóstico de conservação de massa para resolver o campo de vento sobre uma região de topografia complexa em São Paulo – Brasil. Os autores concluíram a topografia é o principal forçante do escoamento local e que o modelo conseguiu prever bem o campo de vento sobre a região. Os autores apontam o potencial do campo de vento obtido por modelo diagnóstico de fornecer condições de contorno para modelos prognósticos, melhorando as condições iniciais destes e diminuindo o tempo de simulação.

Cox et al. (2005) preocuparam com a validação da primeira etapa de modelos da qualidade do ar: o campo de vento. Os autores comparam três modelos diagnósticos de conservação de massa distintos (CALMET, MSSCIPUF e SWIFT) e avaliaram sua acurácia com um dos poucos testes de validação em regiões de topografia complexa descritos na literatura: o *Dipolo Pride 26* (DP26). Esta validação foi dividida em duas etapas: a primeira, chamada de etapa 8M, oito estações meteorológicas foram utilizadas para reconstruir o campo de vento e testar a fidelidade dos modelos ao campo inicial, que é uma de suas propostas (Ratto, 1996). A outra, chamada de 3M, cinco estações são omitidas e após a simulação, comparadas com os resultados preditos. Como de se esperar, o erro médio na fase 8M ($\approx 1m/s$ e 10^0) foi menor que na fase 3M ($\approx 1.5m/s$ e 30^0). Os autores apontaram a exemplo de Magnusson (2005), a diferença de acurácia de acordo com a estabilidade atmosférica, sendo a classe estável é a que apresenta os piores resultados. Para melhorar a acurácia dos modelos em situações de medições limitadas, os autores recomendam refinamento da malha; aumento do número de estações e incorporação de mais conservação física ao problema (eg. conservação de *momentum*).

3 – Metodologia

Neste capítulo será apresentada a equação governante do presente trabalho: a equação do modelo diagnóstico de conservação de massa. Adicionalmente será apresentado método numérico escolhido para discretização e resolução numérica desta equação: o método dos volumes finitos formulações utilizadas para estimar parâmetros atmosféricos.

3.1 - Modelagem Matemática

3.1.1 - Campo de vento

O primeiro passo para a modelagem do campo de vento em uma determinada região é conhecer a intensidade e direção do vento no local a 10 m de altura, em alguns pontos através de estações meteorológicas. Assim, é possível definir uma região de estudo Ω , onde o vetor velocidade é conhecido em N pontos $(\vec{V}_1, \vec{V}_2, \vec{V}_3, \dots, \vec{V}_N)$ que representam as velocidades medidas em N estações meteorológicas. O objetivo desta técnica é construir o campo de vento tridimensional com base em valores conhecidos e, simultaneamente, satisfazer a equação da continuidade. Portanto, para obter o campo de vento, são necessárias as etapas de inicialização e de ajuste.

Na etapa de inicialização, os N vetores de velocidade são transformados, através de interpolação/extrapolação, em um campo de vento para a região Ω , isto é, $(\vec{V}_1, \vec{V}_2, \vec{V}_3, \dots, \vec{V}_N) \rightarrow \vec{V}^0(x, y, z)$, onde o campo $\vec{V}^0(x, y, z)$ é normalmente chamado de “campo inicial ou observado” e não satisfaz, necessariamente, o princípio da conservação de massa. Este procedimento é executado em duas etapas: (i) interpolação na direção horizontal utilizando a funções de peso baseadas no inverso do quadrado da distância entre cada ponto e as estações meteorológicas (Jiang et al., 2001), construindo os vetores velocidades na altura de referência (em geral 10 m) para todo o domínio, (ii) construção do perfil vertical de velocidades, que foram calculados com base no perfil logarítmico (Arya, 1999):

$$\vec{V}^0(x, y, h_{ref}) = \frac{u_*}{\kappa} \left\{ \ln \left(\frac{\zeta}{\zeta_0} \right) - [\Psi_M(\zeta) - \Psi_M(\zeta_0)] \right\} \quad (4)$$

onde

$\Psi_M(\zeta)$ - podem ser interpretadas como uma correção a ser aplicada ao perfil logarítmico devido a estabilidade na CLS.

$$\Psi_M(\zeta) = \ln \left[\left(\frac{1+x^2}{2} \right) \left(\frac{1+x}{2} \right)^2 \right] - 2 \arctan(x) + \frac{\pi}{2}$$

(Condição instável)

$$\Psi_M(\zeta) = -\beta_1 \zeta \text{ (Condição estável ou neutra)}$$

$$\beta_1 = 4.7; \gamma_1 = 15; \zeta = z/L; \zeta_0 = z_0/L; x = 1/\phi_M(\zeta)$$

Esta função é válida para os primeiros 10% da camada limite planetária (camada superficial), onde os fluxos turbulentos são considerados aproximadamente constantes. Com relação à interpolação inicial, a maioria dos autores realiza a interpolação desprezando a topografia da região. Jiang et al. (2001) propõem a incorporação dos efeitos da topografia já na interpolação inicial. Os resultados apresentaram alguma melhora não expressiva. Palomino et al. (1994) após estudos estatísticos de correlação, sugeriram a utilização de uma interpolação usando não a distância horizontal, mas sim, a distância vertical como fator de peso na interpolação dos pontos da malha em relação às estações meteorológicas.

Na etapa de ajuste, o campo $\vec{V}^0(x, y, z)$ é transformado em um “campo final” ou “campo reconstruído” $\vec{V}(x, y, z)$, que satisfaz o princípio da conservação de massa. É importante notar que o número de soluções possíveis para esta transformação é infinito; assim, o campo reconstruído depende dos procedimentos adotados nas etapas de inicialização e ajuste. Pode-se obter o campo de vento final através da técnica variacional descrita originalmente por Sasaki (1958) e (1970), e utilizada por Sherman (1978), Ratto (1996) e Montero e Sanin (2001). O procedimento proposto por Sasaki consiste em encontrar um campo de velocidades $\vec{V}(x, y, z)$ com componentes u , v e w que atenda o princípio de conservação de massa e que aproxime o campo original $\vec{V}^0(x, y, z)$, com componentes u_0 , v_0 e w_0 . A solução para tal problema consiste na solução da seguinte equação diferencial:

$$\frac{\partial^2 \lambda}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \lambda}{\partial y^2} + \frac{\alpha_1^2}{\alpha_2^2} \frac{\partial^2 \lambda}{\partial z^2} = -2\alpha_1^2 \left(\frac{\partial u^0}{\partial x} + \frac{\partial v^0}{\partial y} + \frac{\partial w^0}{\partial z} \right) \quad (5)$$

onde $\lambda = \lambda(x, y, z)$ é o multiplicador de Lagrange, que pode ser interpretado fisicamente como uma perturbação da velocidade e α_1 e α_2 são os módulos de precisão de Gauss, que representam os fatores de peso dos desvios, respectivamente, das componentes horizontais e da componente vertical da velocidade entre seus valores iniciais e corrigidos. A correção dos

componentes de velocidade (u^0, v^0 e w^0) para que eles satisfaçam a continuidade é escrita como:

$$u = u^0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \frac{\partial \lambda}{\partial x} \quad v = v^0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \frac{\partial \lambda}{\partial y} \quad w = w^0 + \frac{1}{2\alpha_2^2} \frac{\partial \lambda}{\partial z} \quad (6)$$

Conforme descrito anteriormente, α_1 e α_2 representam os fatores de peso dos desvios, respectivamente, das componentes horizontais e da componente vertical da velocidade entre seus valores iniciais e corrigidos. Assim, se esses parâmetros são iguais, todas as correções efetuadas sobre o campo de vento inicial terão ordem de grandeza semelhante. Todavia, as condições meteorológicas dependem da estratificação da densidade do ar na atmosfera que influenciam o deslocamento vertical das massas ar. A atmosfera é considerada estável quando suas condições de estratificação suprimem os movimentos verticais, instável quando facilitam os movimentos verticais e neutra quando não há influência significativa da estratificação nestes deslocamentos verticais. Portanto, α_1 e α_2 devem refletir as variações de estabilidade atmosférica.

Neste trabalho, a classificação das condições de estabilidade atmosféricas é efetuada com base nas classes de estabilidade de Pasquill (1961), em função da velocidade do vento, insolação e fração de cobertura por nuvens. A Tabela 3 apresenta as classes de estabilidade de Pasquill em função da velocidade do vento, a fim de incorporar a turbulência induzida mecanicamente e das condições de aquecimento da superfície da Terra a fim de incorporar a turbulência induzida pelo empuxo térmico.

Em condições estáveis, a correção dos componentes verticais de velocidade deve ser pequena devido à supressão dos movimentos verticais, requerendo $\alpha_2 > \alpha_1$. Por outro lado, em condições instáveis a correção dos componentes verticais de velocidade devem ser maiores, devido à instabilidade causada pela estratificação, requerendo $\alpha_1 > \alpha_2$. Neste trabalho, serão utilizados os valores empíricos sugeridos por Ratto (1996), onde α_1 é igual a 1.0 e a razão α_1/α_2 varia conforme apresentado na tabela 2.

Assim, as condições atmosféricas influenciam o campo de vento de duas formas: (i) através do expoente p utilizado para determinar o perfil vertical de velocidades na construção inicial

do campo de velocidades, e (ii) através dos valores da razão α_1/α_2 , que indicam a importância dos movimentos verticais nas correções de velocidade. Os módulos de precisão de Gauss são ainda hoje foco de pesquisa na literatura (Finardi, 1997).

A equação 3 representa uma equação diferencial parcial elíptica para λ com duas condições de contorno admissíveis (Sherman, 1978):

$$\lambda = 0 \quad \frac{\partial \lambda}{\partial x_n} = 0 \quad (7)$$

onde x_n representa a coordenada na direção normal à fronteira. Quando a condição de $\lambda = 0$ é utilizada, as derivadas normais são em geral não nulas e existe um ajuste de u , v e w não nulo. Este ajuste implica em massa fluindo através de uma fronteira do domínio. Assim, a condição de contorno de $\lambda = 0$ é apropriada para fronteiras abertas ou permeáveis do domínio.

Tabela 2 - Valores da razão α_1/α_2 (Ratto, 1996) e das constantes a e b (Seinfeld e Pandis, 1998) em função da estabilidade atmosférica.

Classe de Estabilidade	α_1/α_2	a	b
		$[z_0 < 0.1 / z_0 \geq 0.1]$	$[z_0 < 0.1 / z_0 \geq 0.1]$
A	1.4	-0,096	0,029
B	1.4	-0,037	0,029
C	1.4	-0,002 / - 0,011	0,018 / 0,0162
D	1.0	0	0
E	0.3	+0,004 / 0,0151	-0,018 / -0,0216
F	0.1	+0,035	-0,036

Por outro lado, a condição de derivada nula implica em ajuste nulo para as velocidades tangenciais no contorno, visto que as derivadas tangenciais serão nulas. Se as velocidades normais observadas em uma fronteira são nulas, as velocidades ajustadas também serão nulas. Portanto, esta condição é ideal para regiões de fronteiras fechadas ou impermeáveis.

Tabela 3 - Classes de estabilidade de Pasquill (Seinfeld e Pandis, 1998).

Velocidade do vento a 10 m do solo (m/s)	Dia			Noite	
	Radiação solar [W/m ²]			Cobertura de nuvens (cn)	
	$R > 700$	$350 \leq R \leq 700$	$R < 350$	$cn \geq 4/8$	$cn \leq 3/8$
< 2	A	A – B	B	—	—
2 – 3	A – B	B	C	E	F
3 – 5	B	B – C	C	D	E
5 – 6	C	C – D	D	D	D
> 6	C	D	D	D	D

Onde: A = extremamente instável; B = moderadamente instável; C = fracamente instável; D = neutra; E = fracamente estável e F = moderadamente estável.

Assim, considerando-se o domínio de estudo tridimensional, as condições de contorno apropriadas são dadas pela condição de derivada nula para a fronteira inferior que representa o solo e para a fronteira superior que representa o topo da camada limite atmosférica ou de inversão, através da qual assume-se um fluxo de massa nulo e $\lambda = 0$ para as fronteiras laterais abertas.

3.2 – A Altura da Camada Limite Atmosférica

Durante o período convectivo, a altura da CLA para regiões continentais foi estimada do modelo de crescimento de camada de mistura (Tennekes, 1973), como uma função da estabilidade da atmosfera livre γ_θ e do fluxo de calor sensível da superfície $(\overline{\theta'w'})_0$:

$$h(t) = \left(\frac{14}{5} \frac{\int_{t_0}^t (\overline{\theta'w'})_0 dt}{\gamma_0} \right)^{1/2} \quad (9)$$

$\gamma_\theta = 0,004$ K/m (Oliveira et al., 1998); Os dados de $(\overline{\theta'w'})_0$ foram obtidos no portal <http://www.cdc.noaa.gov> de 6 em 6 horas para o período de simulação. A interpolação linear univariada (Claerbaut, 1976; Daniel, 2006) foi utilizada para determinar os valores na posição

exata da estação meteorológica. A combinação linear foi utilizada para se determinar os valores do fluxo de calor sensível interpolados de 1 em 1 hora.

Para as condições estáveis sobre o continente e para o oceano, foram utilizadas as expressões de Garrat (1982) e Venkatram (1980), respectivamente:

$$h(t) = \begin{cases} \gamma_c \left(u_* \left| \frac{L}{f} \right| \right)^{0,5} & \text{para } L < 100\text{m;} \\ cu_*^{1,5} & \text{para } L \geq 100\text{m.} \end{cases} \quad (10)$$

Neste caso, u_* é a velocidade de atrito ou fricção, L o comprimento de Monin-Obukhov, $f=0,00005$ é o parâmetro de Coriolís para a latitude da estação meteorológica, e $\gamma_c = 0,5$ e $c = 2400 \text{ m}^{-1/2} \text{ s}^{3/2}$ são constantes. Os parâmetros u_* e L são obtidos de formulações encontradas na literatura (Stull, 1988, Arya, 2001), utilizando-se os dados da estação meteorológica.

3.3 - O Sistema de Coordenadas Generalizadas

No desenvolvimento de modelos de dispersão, normalmente as primeiras versões são escritas em coordenadas cartesianas¹⁶. Isto ocorre pela simplicidade e popularidade de tal sistema. Sistemas de coordenadas cartesianos geram erros de primeira ordem no campo de vento, próximo a superfície. A representação precisa da topografia requer um grande número de pontos nodais (como observado na Figura 3 - a) tornando a descrição da topografia uma relação de compromisso entre precisão e esforço computacional. Assim, para topografias complexas, o sistema de coordenadas generalizadas podem ser uma alternativa interessante, exceto para regiões de topografias muito complexas, como a região dos Alpes, onde sistemas cartesianos devem ser preferidos (Finardi, 1997).

Dos sistemas generalizados, os mais utilizados para topografia complexa, são os sistemas acompanhantes ao terreno (*Following Terrain Coordinate System*). Estes sistemas também são chamados de ‘conformais’ ou ‘coordenada sigma’ por alguns autores (Ratto, 1996b). Segundo Ratto (1996b) estes sistemas apresentam as seguintes vantagens em relação ao sistema cartesiano: melhor representação da topografia da região; implicam em condições de

¹⁶ As equações governantes são deduzidas normalmente em sistemas cartesianos devido a sua simplicidade e familiaridade.

contorno mais simples e permitem alta resolução da malha próximo ao terreno sem penalizar a eficiência. Este sistema apresenta uma transformação na coordenada vertical, de forma que esta acompanhe a forma da superfície do terreno, próximo ao solo conforme apresentado na Figura 4b. Sistema de coordenadas acompanhantes ao terreno e malha não uniforme na vertical, são condições fundamentais para simulação do campo de vento sobre regiões de topografia complexa. Finardi (1997) apontam que tal sistema de coordenadas é limitado a regiões com inclinações menores que 45° . As relações entre os sistemas de coordenadas cartesiano e generalizado utilizado neste trabalho estão expressas na Tabela 4.

Adotado o sistema de coordenadas como o esboçado na Figura 4, as equações governantes precisam ser reescritas neste novo sistema. Para realizar esta transformação foi utilizada a regra da cadeia baseada na relação entre os sistemas descritos na Tabela 4.

Sistema Cartesiano	x	y	z
Sistema Generalizado	ζ_1	ζ_2	η
Relação	$\zeta_1 = x$	$\zeta_2 = y$	$\eta = H \left(\frac{z - z_g}{H - z_g} \right)$

Tabela 4 – Sistema de coordenadas generalizado. Onde H é a altura do domínio computacional (vide Figura 4) e z_g é a topografia da região.

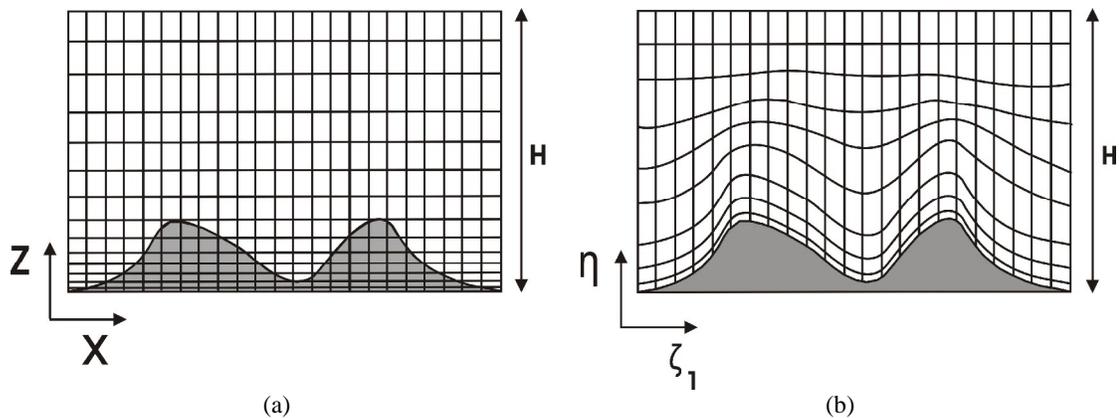


Figura 4 – (a) Sistema de coordenadas cartesiano; (b) Sistema de coordenadas generalizado utilizado, onde H é a altura do domínio computacional.

A equação de λ (multiplicador de Lagrange) para solução do campo de vento adquire a seguinte forma:

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial}{\partial \zeta_1} \left\{ \left[\left(\frac{H-Zg}{H} \right) \frac{\partial \lambda}{\partial \zeta_1} \right] + \left[\left(\frac{\eta-H}{H} \right) Zg_x \frac{\partial \lambda}{\partial \eta} \right] \right\} + \frac{\partial}{\partial \zeta_2} \left\{ \left[\left(\frac{H-Zg}{H} \right) \frac{\partial \lambda}{\partial \zeta_2} \right] + \left[\left(\frac{\eta-H}{H} \right) Zg_y \frac{\partial \lambda}{\partial \eta} \right] \right\} + \\
& + \frac{\partial}{\partial \eta} \left\{ \left[\left(\frac{\eta-H}{H} \right) Zg_x \frac{\partial \lambda}{\partial \zeta_1} \right] + \left[\left(\frac{\eta-H}{H} \right) Zg_y \frac{\partial \lambda}{\partial \zeta_2} \right] + \left[\left(\frac{H-Zg}{H} \right) \left(\frac{(Zg_x^2 + Zg_y^2)(\eta-H)^2 + (\alpha_1/\alpha_2)^2 H^2}{(H-Zg)^2} \right) \frac{\partial \lambda}{\partial \eta} \right] \right\} = \quad (11) \\
& = -2(\alpha_1)^2 \left(\frac{\partial v^1}{\partial \zeta_1} + \frac{\partial v^2}{\partial \zeta_2} + \frac{\partial v^3}{\partial \eta} \frac{Zg_x v^1}{H-Zg} - \frac{Zg_y v^2}{H-Zg} \right)
\end{aligned}$$

onde: $Zg_x = \frac{\partial Zg}{\partial x}$; $Zg_y = \frac{\partial Zg}{\partial y}$; v^1 , v^2 e v^3 as componentes da velocidade respectivamente nas direções ζ_1 , ζ_2 e η . Os vetores em qualquer sistema coordenado podem ser escritos em duas bases coordenadas: a base variante e a base contravariante. a primeira refere-se as coordenadas dos vetores que são paralelos aos eixos coordenados. a segunda corresponde as coordenadas dos vetores perpendiculares aos eixos coordenados (Maliska, 1998). Devido à natureza do método dos volumes finitos, que consiste na integração dos fluxos através das faces do volume de controle, o segundo sistema de coordenadas foi adotado. a relação existente entre as componentes vetoriais do sistema generalizado com as componentes vetoriais do sistema cartesiano são dadas por:

$$\begin{aligned}
v^1 &= u \\
v^2 &= v \\
v^3 &= w \left(\frac{H}{H-Zg} \right) + Zg_x \left(\frac{\eta-H}{H-Zg} \right) u + Zg_y \left(\frac{\eta-H}{H-Zg} \right) v \quad (12)
\end{aligned}$$

A condição de contorno da equação de λ no solo (fronteira fechada) adquire a forma:

$$\frac{(1+Zg_x^2 + Zg_y^2)H}{H-Zg} \frac{\partial \lambda}{\partial \eta} - Zg_x \frac{\partial \lambda}{\partial \zeta_1} - Zg_y \frac{\partial \lambda}{\partial \zeta_2} = 0 \quad (13)$$

A equação 11 é resolvida numericamente utilizando o método dos volumes finitos.

3.4 Método dos Volumes Finitos

O algoritmo foi desenvolvido especificamente para o uso em computadores pessoais. A Figura 5 mostra a seqüência de operações executada pelo algoritmo. O método numérico empregado para solução do algoritmo é o método dos volumes finitos.

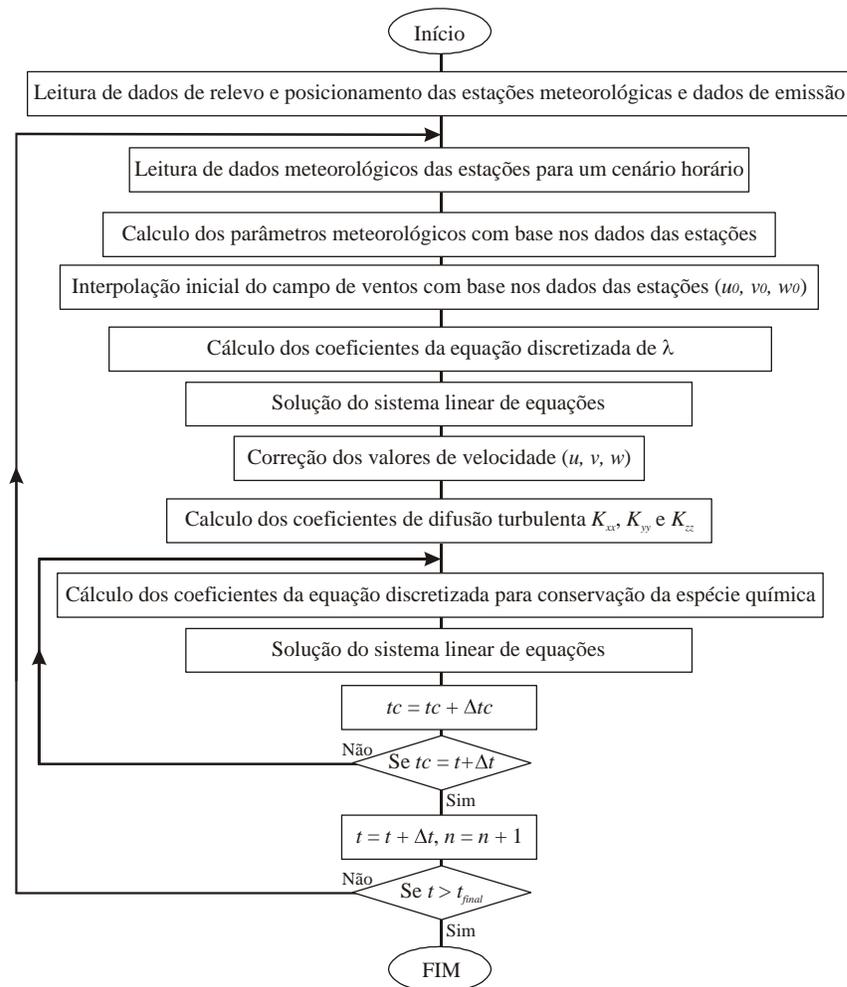


Figura 5 – Fluxograma das operações básicas envolvidas no algoritmo de solução, onde tc é o instante a ser resolvido dentro da solução de espécie química, n é o contador de cenários a serem resolvidos e t_{final} é o período total de solução da dispersão a ser resolvido.

O método consiste basicamente na integração das equações governantes ao longo das três direções coordenadas, dividindo o domínio computacional conforme figura 6. A figura 7

exibe cortes em seções transversais dessa malha. Uma descrição completa do método dos volumes finitos é apresentada por Patankar (1980) e Versteeg e Malalasekera (1995).

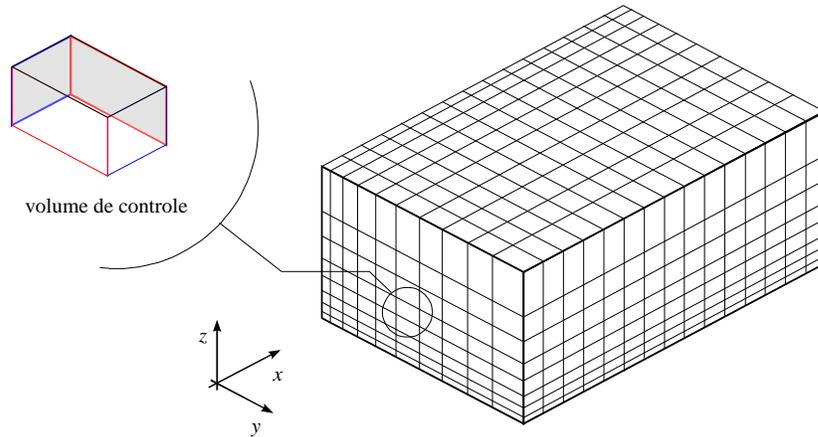


Figura 6 – Representação da discretização do domínio computacional através da técnica dos volumes finitos

Fonte: Adaptado de Santos (2000)

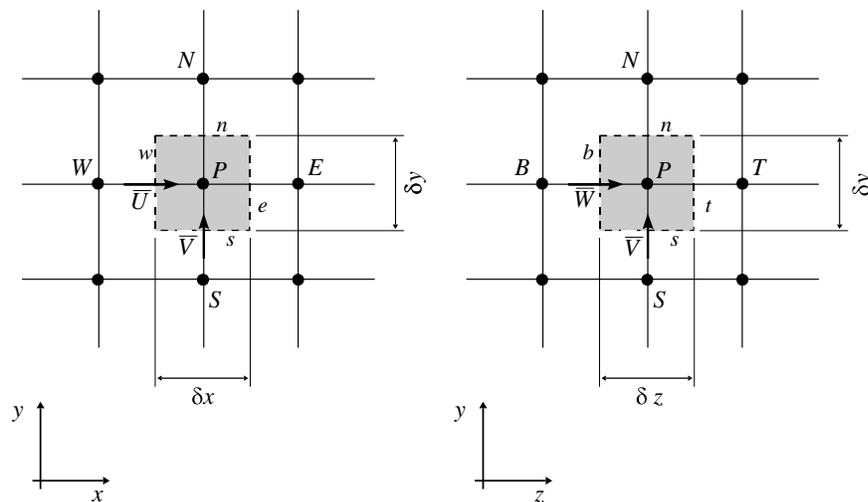


Figura 7 – Vistas de um volume de controle típico, e apresentação das convenções de nomenclatura para pontos nodais e faces.

Seja uma equação governante de transporte de uma variável ϕ qualquer da forma:

$$\underbrace{\frac{\partial \phi}{\partial t}}_1 + \underbrace{\frac{\partial \rho u \phi}{\partial \zeta_1} + \frac{\partial \rho v \phi}{\partial \zeta_2} + \frac{\partial \rho w \phi}{\partial \eta}}_2 = \underbrace{\frac{\partial}{\partial \zeta_1} \left[\Gamma \frac{\partial \phi}{\partial \zeta_1} \right] + \frac{\partial}{\partial \zeta_2} \left[\Gamma \frac{\partial \phi}{\partial \zeta_2} \right] + \frac{\partial}{\partial \eta} \left[\Gamma \frac{\partial \phi}{\partial \eta} \right]}_3 + \underbrace{S}_4 \quad (15)$$

onde o termo 1 é o termo transiente; o termo 2 representam o transporte convectivo; o termo 3 representa o transporte difusivo e o termo 4 é o termo de fonte ou sumidouro da variável ϕ . Rearranjando a equação 14 e criando três variáveis, chamadas de ‘fluxos’, da seguinte forma (Patankar, 1980):

$$\begin{aligned}
 J_{\zeta_1} &= \frac{\partial \rho u \phi}{\partial \zeta_1} - \frac{\partial}{\partial \zeta_1} \left[\Gamma \frac{\partial \phi}{\partial \zeta_1} \right] \\
 J_{\zeta_2} &= \frac{\partial \rho v \phi}{\partial \zeta_2} - \frac{\partial}{\partial \zeta_2} \left[\Gamma \frac{\partial \phi}{\partial \zeta_2} \right] \\
 J_{\eta} &= \frac{\partial \rho w \phi}{\partial \eta} - \frac{\partial}{\partial \eta} \left[\Gamma \frac{\partial \phi}{\partial \eta} \right]
 \end{aligned} \tag{16}$$

Reescrevendo a equação temos:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + J_{\zeta_2} + J_{\zeta_1} + J_{\eta} + S = 0 \tag{17}$$

Integrando a equação 16 no tempo e no espaço:

$$\begin{aligned}
 &\int_{t_0}^{t_0+\Delta t} \int_{\zeta_1}^{\zeta_{10}+\Delta\zeta_1} \int_{\zeta_2}^{\zeta_{20}+\Delta\zeta_2} \int_{\eta}^{\eta_0+\Delta\eta} \frac{\partial \phi}{\partial t} + \int_{t_0}^{t_0+\Delta t} \int_{\zeta_1}^{\zeta_{10}+\Delta\zeta_1} \int_{\zeta_2}^{\zeta_{20}+\Delta\zeta_2} \int_{\eta}^{\eta_0+\Delta\eta} J_{\zeta_1} + \int_{t_0}^{t_0+\Delta t} \int_{\zeta_1}^{\zeta_{10}+\Delta\zeta_1} \int_{\zeta_2}^{\zeta_{20}+\Delta\zeta_2} \int_{\eta}^{\eta_0+\Delta\eta} J_{\zeta_2} + \\
 &+ \int_{t_0}^{t_0+\Delta t} \int_{\zeta_1}^{\zeta_{10}+\Delta\zeta_1} \int_{\zeta_2}^{\zeta_{20}+\Delta\zeta_2} \int_{\eta}^{\eta_0+\Delta\eta} J_{\eta} + \int_{t_0}^{t_0+\Delta t} \int_{\zeta_1}^{\zeta_{10}+\Delta\zeta_1} \int_{\zeta_2}^{\zeta_{20}+\Delta\zeta_2} \int_{\eta}^{\eta_0+\Delta\eta} S = 0
 \end{aligned} \tag{18}$$

Após a integração, a equação 17 resulta em cinco termos como a seguir:

$$\begin{aligned}
 &\underbrace{\phi|_{t_0}^{t_0+\Delta t} \Delta\zeta_1 \Delta\zeta_2 \Delta\eta}_1 + \underbrace{\int_{t_0}^{t_0+\Delta t} \left[\left(\rho u \phi - \Gamma \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) \right]_{\zeta_{10}}^{\zeta_{10}+\Delta\zeta_1} \Delta\zeta_2 \Delta\eta}_{2} dt + \underbrace{\int_{t_0}^{t_0+\Delta t} \left[\left(\rho v \phi - \Gamma \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) \right]_{\eta_0}^{\eta_0+\Delta\eta} \Delta\zeta_1 \Delta\zeta_2}_{3} dt + \\
 &+ \underbrace{\int_{t_0}^{t_0+\Delta t} \left[\left(\rho w \phi - \Gamma \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) \right]_{\eta_0}^{\eta_0+\Delta\eta} \Delta\zeta_1 \Delta\zeta_2}_{4} dt + \underbrace{\int_{t_0}^{t_0+\Delta t} [S \Delta\zeta_1 \Delta\zeta_2 \Delta\eta]}_5 dt
 \end{aligned} \tag{19}$$

Sendo o índice t correspondente a propriedade ϕ no instante atual e o índice t_0 a propriedade ϕ no instante anterior, podemos abrir o termo 1 da equação 14 da seguinte forma:

$$\phi|_{t_0}^t \Delta\zeta_1 \Delta\zeta_2 \Delta\eta = (\phi^t - \phi^{t_0}) \Delta\zeta_1 \Delta\zeta_2 \Delta\eta \tag{20}$$

Os demais termos serão resolvidos baseados em um método de avanço no tempo como a seguir. Seja uma variável J qualquer uma função de uma coordenada t ($F = F(t)$). Segundo o Teorema do Valor Médio:

$$\overline{F} \Delta t = \int_t^{t+\Delta t} F dt \tag{21}$$

Por questão de simplicidade, daqui por diante nos referiremos ao termo da iteração anterior com o índice '0', mantendo o termo da iteração atual sem índice. Escrevendo o valor médio como uma soma ponderada entre os termos da iteração atual (t) e os termos da iteração anterior (t_0):

$$\bar{F} = (\beta)F_0 + (1 - \beta)F \quad (22)$$

O valor da constante β definirá o método de avanço no tempo a ser utilizado: fazendo $\beta = 1$ temos o esquema explícito, cuja solução depende apenas dos termos da iteração anterior; fazendo o $\beta = 0$ temos o esquema totalmente implícito, cuja solução depende apenas dos termos da iteração presente; e $\beta < 1$ temos um esquema implícito, cuja solução depende de uma media ponderada dos dois instantes.

Neste trabalho, para a equação transiente (equação 13) foi utilizado o esquema de avanço no tempo implícito, com $\beta = 0.5$, chamado de Método de Crank-Nicholson (método de segunda ordem).

Assim, as integrais temporais 2, 3 e 4 da equação 14 podem ser escritas como, respectivamente:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left[\left(\rho u \phi - \Gamma \frac{\partial \phi}{\partial \zeta_1} \right)_{\zeta_1}^{\zeta_1 + \Delta \zeta_1} \Delta \zeta_1 \Delta \eta \right] &= \left\{ \beta \left[\left(\rho u \phi - \Gamma \frac{\partial \phi}{\partial \zeta_1} \right)_{\zeta_1}^{\zeta_1 + \Delta \zeta_1} \right]_0 + (1 - \beta) \left[\left(\rho u \phi - \Gamma \frac{\partial \phi}{\partial \zeta_1} \right)_{\zeta_1}^{\zeta_1 + \Delta \zeta_1} \right] \right\} \Delta \zeta_2 \Delta z \\ \frac{\partial}{\partial t} \left[\left(\rho u \phi - \Gamma \frac{\partial \phi}{\partial \zeta_2} \right)_{\zeta_2}^{\zeta_2 + \Delta \zeta_2} \Delta \zeta_2 \Delta \eta \right] &= \left\{ \beta \left[\left(\rho u \phi - \Gamma \frac{\partial \phi}{\partial \zeta_2} \right)_{\zeta_2}^{\zeta_2 + \Delta \zeta_2} \right]_0 + (1 - \beta) \left[\left(\rho u \phi - \Gamma \frac{\partial \phi}{\partial \zeta_2} \right)_{\zeta_2}^{\zeta_2 + \Delta \zeta_2} \right] \right\} \Delta \zeta_1 \Delta z \\ \frac{\partial}{\partial t} \left[\left(\rho w \phi - \Gamma \frac{\partial \phi}{\partial w} \right)_{\eta_0}^{\eta_0 + \Delta \eta} \Delta \zeta_1 \Delta \zeta_2 \right] &= \left\{ \beta \left[\left(\rho w \phi - \Gamma \frac{\partial \phi}{\partial \eta} \right)_{\eta_0}^{\eta_0 + \Delta \eta} \right]_0 + (1 - \beta) \left[\left(\rho w \phi - \Gamma \frac{\partial \phi}{\partial z} \right)_{\eta_0}^{\eta_0 + \Delta \eta} \right] \right\} \Delta \zeta_1 \Delta \zeta_2 \\ &S \Delta \zeta_1 \Delta \zeta_2 \Delta \eta \end{aligned} \quad (23)$$

Reagrupando os termos da equação (19) e (22):

$$\begin{aligned}
& (\phi^t - \phi^{t_0}) \Delta \zeta_1 \Delta \zeta_2 \Delta \eta + \left\{ \beta \left[\left(\rho u \phi - \Gamma \frac{\partial \phi}{\partial \zeta_1} \right) \Big|_{\zeta_{10}}^{\zeta_{10} + \Delta \zeta_1} \right] + (1 - \beta) \left[\left(\rho u \phi - \Gamma \frac{\partial \phi}{\partial \zeta_1} \right) \Big|_{x_0}^{\zeta_{10} + \Delta \zeta_1} \right] \right\} \Delta \zeta_2 \Delta \eta + \\
& \left\{ \beta \left[\left(\rho v \phi - \Gamma \frac{\partial \phi}{\partial \zeta_2} \right) \Big|_{\zeta_{20}}^{\zeta_{20} + \Delta \zeta_2} \right] + (1 - \beta) \left[\left(\rho v \phi - \Gamma \frac{\partial \phi}{\partial \zeta_2} \right) \Big|_{\zeta_{20}}^{\zeta_{20} + \Delta \zeta_2} \right] \right\} \Delta \zeta_1 \Delta \eta + S \Delta \zeta_1 \Delta \zeta_2 \Delta \eta = 0
\end{aligned} \tag{24}$$

Para complementar a equação 23 precisamos conhecer o perfil da propriedade em questão ϕ . Para isto utilizaremos o esquema *Power-Law* (Patanker, 1980) no qual o perfil da propriedade é baseado na influencia dos transportes convectivos e difusivos.

O número de Peclet (Pe) é um parâmetro adimensional que estabelece a relação entre o transporte convectivo e difusivo. As expressões para o número de Peclet (Pe), para o transporte convectivo (F_k) e para o transporte difusivo (D_k) são:

$$Pe = \frac{F_k}{D_k} \tag{25}$$

$$F_k = \rho \bar{U}_{ik} A_k \tag{26}$$

$$D_k = \frac{\Gamma_k A_k}{\delta x_{ik}} \tag{27}$$

Onde \bar{U}_{ik} é a velocidade perpendicular a face k , A_k é a área da face k , e δx_{ik} é a distância entre dois pontos adjacentes e Γ_k é o coeficiente de difusão avaliado na face através da média harmônica, conforme proposto por Patankar (1980). Assim o método Power-Low fica:

$$A(|P_e|) = \left[0, (1 - 0.1 \cdot |P_e|)^5 \right] \tag{28}$$

Onde a notação $[a, b]$ indica o maior valor entre a e b .

Substituindo este resultado na equação 23 e adotando um $\beta = 1/2$ (Método de Crank-Nicholson), obtem-se uma expressão geral para a equação governante da seguinte forma:

$$a_p \phi_p = a_E \phi_E + a_W \phi_W + a_N \phi_N + a_S \phi_S + a_T \phi_T + a_B \phi_B + b \quad (29)$$

Onde:

$$a_E = \frac{D_e A(|Pe|) + [-F_e, 0]}{2} \quad (30)$$

$$a_W = \frac{D_w A(|Pe|) + [F_w, 0]}{2} \quad (31)$$

$$a_N = \frac{D_n A(|Pe|) + [-F_n, 0]}{2} \quad (32)$$

$$a_S = \frac{D_s A(|Pe|) + [F_s, 0]}{2} \quad (33)$$

$$a_T = \frac{D_t A(|Pe|) + [-F_t, 0]}{2} \quad (34)$$

$$a_B = \frac{D_b A(|Pe|) + [-F_b, 0]}{2} \quad (35)$$

$$b = \frac{S \Delta \eta \Delta \zeta_1 \Delta \zeta_2}{2 \Delta t} + \frac{ap^0}{2} + \frac{1}{2} (a_E^0 \phi_E^0 - a_W^0 \phi_W^0 + a_N^0 \phi_N^0 - a_S^0 \phi_S^0 + a_T^0 \phi_T^0 - a_B^0 \phi_B^0) \quad (36)$$

$$a_p = a_E + a_W + a_N + a_S + a_T + a_B + ap^0 \quad (37)$$

O método SOR/Gauss-Seidel com alternância nos sentidos das varreduras nas direções x, y e z foi usado na solução do sistema linear da equação. Maiores detalhes sobre o algoritmo de solução e as técnicas numéricas utilizadas em sua elaboração podem ser encontradas em Reis et al. (2002) e Abboud et al. (2004). As discretizações foram realizadas sobre a equação transformada 11. A discretização dos termos de derivada cruzada são feitas segundo Maliska (2004).

4 – Resultados

Todo modelo desenvolvido deve ser validado através de resultados experimentais, para encontrar eventuais erros de implementação do algoritmo ou modelagem matemática (Ross et al., 1987). Neste capítulo serão apresentados os resultados da validação do modelo frente a resultados da literatura. A Seção 4.1 apresenta uma análise de precisão do modelo diagnóstico para obtenção do campo de vento.

4.1 – Modelo Diagnóstico de Conservação de Massa

Para avaliar a precisão do modelo diagnóstico para a obtenção do campo de vento foram selecionados dois testes. No primeiro, Seção 4.1.1, é simulado o escoamento atmosférico sobre uma montanha gaussiana isolada, onde os resultados obtidos pelo modelo são comparados com os resultados numéricos obtidos por Magnusson (2005). No segundo teste, Seção 4.1.2, é avaliada a capacidade do modelo em uma situação de escala real, onde os resultados do modelo para a simulação do campo de vento sobre a Região da Grande Vitória – ES são comparados com os dados obtidos por quatro estações meteorológicas dispostas na região.

4.1.1 – Montanha Gaussiana

Magnusson (2005) desenvolveu um modelo diagnóstico de conservação de massa baseado no cálculo variacional e reescreveu as equações num sistema de coordenadas generalizadas acompanhantes ao terreno. Na validação de seu modelo diagnóstico de conservação de massa, Magnusson (2005) utilizou uma montanha gaussiana descrita pela equação:

$$Z = Z_{\max} \exp\left\{-S \left[(X - X_c)^2 + (Y - Y_c)^2 \right]\right\} \quad (38)$$

onde Z_{\max} é a altura máxima da montanha (igual a 300 m); S é o parâmetro de inclinação da montanha (igual a 0.08) e X_c e Y_c são as coordenadas do centro da montanha, respectivamente na direção x e y . Foi utilizado um domínio de 30 x 30 x 2.4 km. A montanha encontra-se esboçada na Figura 8.

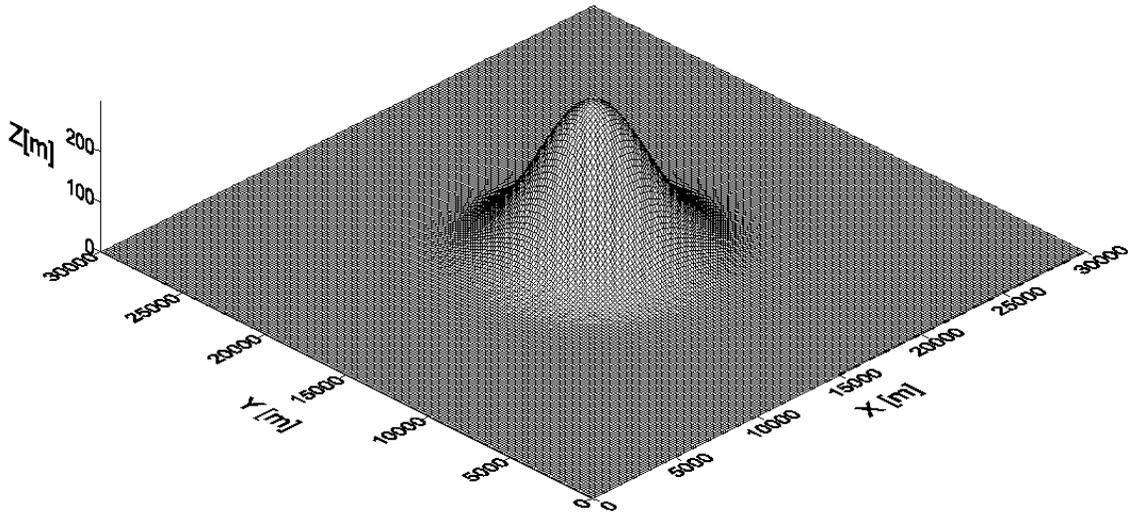


Figura 8 - Montanha gaussiana utilizada na validação do trabalho de Magnusson (2005).

O autor utilizou velocidades iniciais $u = 0$, $w = 0$ em todo domínio, $v = 10 \text{ m/s}$ acima de 50 m e um perfil logaritmico de velocidade do solo até a altura de 50 m . Foi adotado um coeficiente de rugosidade superficial $z_0 = 0.01$.

Como não foi mencionada a estabilidade atmosférica, por isso foi admitida a estabilidade neutra. Para a composição do resultado, o perfil de velocidade adotado foi (Stull, 1988):

$$\frac{\bar{v}}{u_*} = \left(\frac{1}{k} \right) \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (39)$$

O autor utilizou uma malha não uniforme na vertical a exemplo da utilizada neste trabalho e empregou o método dos elementos finitos com uma malha computacional de $31 \times 31 \times 20$, tendo, portanto um espaçamento horizontal de 1000 m e um espaçamento vertical não uniforme até a altura de 400 m e uniforme acima desta altura com espaçamento de 200 m até a altura de 2200 m .

Foi utilizado um $\alpha_1 = 1$ e $\alpha_2 = 4$, significando uma correção horizontal superior a correção vertical. Por tratar-se de métodos numéricos diferentes, não foi seguido o mesmo número de pontos nodais nem o número de volumes verticais do trabalho.

A Figura 9 apresenta um esboço da malha vertical não uniforme utilizada neste trabalho que apresenta a suavização das feições topográficas da superfície até o topo do domínio computacional, devido a transformação do sistema de coordenadas adotado, construído usando o modelo proposto.

A Figura 10 apresenta o campo de vento ajustado a 50 m de altura, cujas componentes serão comparadas com as o trabalho de Magnusson (2005). Esta figura apresenta as características da correção do campo de vento sobre topografias simples utilizando um modelo diagnóstico de conservação de massa. Observe-se que ao chegar próximo a montanha o escoamento sofre uma desaceleração horizontal, gerando uma região de divergência de ventos, distribuindo o escoamento para as laterais e para a vertical (a intensidade relativa desta distribuição é governada pelos módulos de precisão de Gauss, aqui adotados como $\alpha_1 = 1$ e $\alpha_2 = 4$). A passar pelo topo da montanha o escoamento horizontal é acelerado, e encaminha-se para uma região de convergência de ventos, a parte posterior da montanha, onde o escoamento horizontal é novamente desacelerado.

A Figura 11 apresenta a comparação dos resultados obtidos para o campo de vento no trabalho de Magnusson (2005) e no presente trabalho. Para facilitar a comparação entre os resultados do presente modelo e os resultados de Magnusson (2005), cada gráfico será colocado lado a lado com o seu correspondente. O autor representou os resultados de seu modelo a 50 m do solo (Figura 11), em três partes: na primeira parte foi descrito a componente u do campo de vento; na segunda parte a componente v e na terceira parte a componente w .

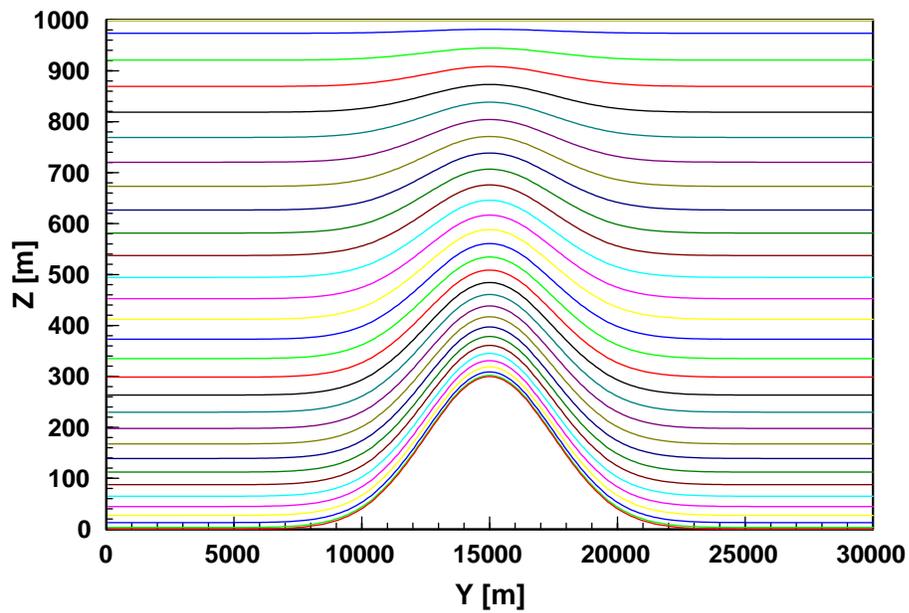


Figura 9 – Esboço da malha vertical utilizada. Corte no meio da montanha ($x=15000$ m).

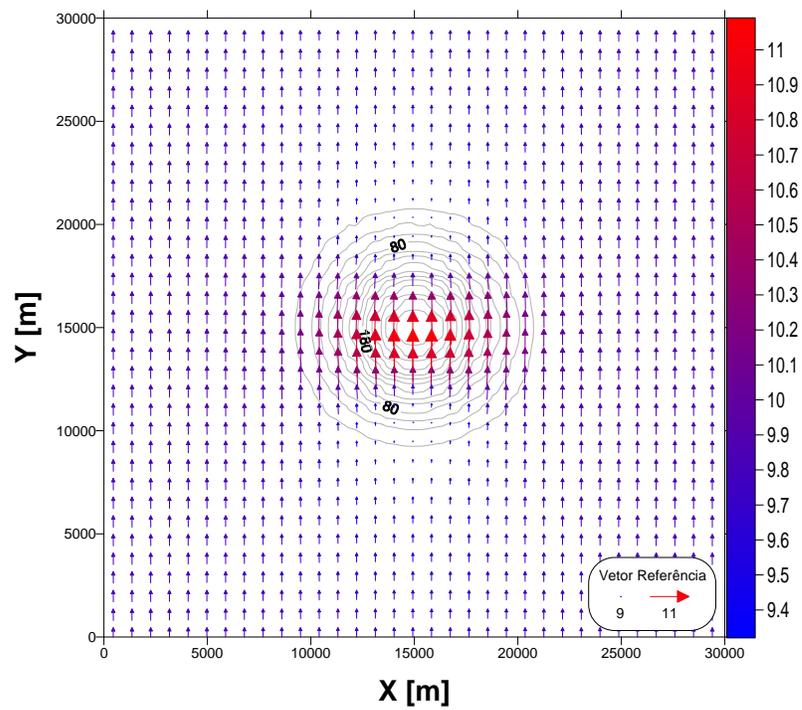


Figura 10 – Campo de velocidade ajustado a 50m de altura do presente trabalho.

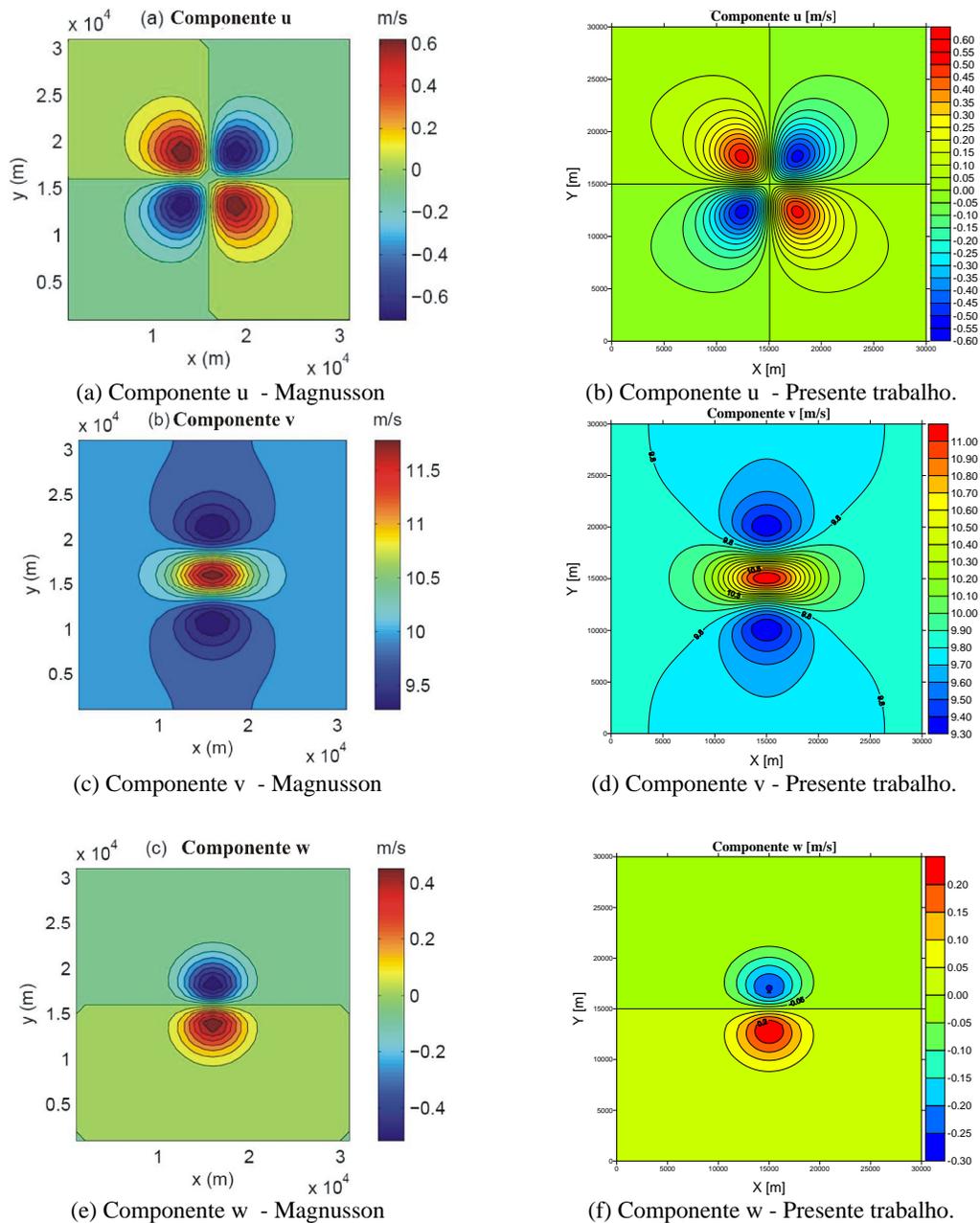


Figura 11 – Componentes do vetor velocidade 50 m acima do solo obtidos para simulação do escoamento sobre a montanha gaussiana. (a) Componente u do trabalho de referência. (b) Componente u do presente trabalho. (c) Componente v do trabalho de referência. (d) Componente v do presente trabalho. (e) Componente w do trabalho de referência. (f) Componente w do presente trabalho.

Observando a Figura 11 percebe-se a desaceleração da componente v do vento ao aproximar-se da montanha. A componente u é gerada pelo desvio do escoamento frente à montanha para contorná-la. A componente w por sua vez é gerada em frente à montanha, positiva (subindo a montanha) e negativa (descendo a montanha) após a sua ultrapassagem.

É possível observar que o padrão de distribuição dos componentes de u , v e w obtidos pelo modelo e por Magnusson (2005) são bastante semelhantes. Algumas diferenças podem ser observadas entre os resultados, mas elas estão principalmente relacionadas aos diferentes intervalos entre isolinhas empregados neste trabalho e os gráficos reportados por Magnusson (2005), uma vez que este autor não explicita os intervalos empregados.

Não apenas o padrão de distribuição dos componentes, mas também os valores máximos e mínimos são preditos de maneira semelhante para ambos os modelos. As maiores discrepâncias foram obtidas para o resultado da componente w , onde os valores máximos e mínimos neste trabalho são de 0.25 e -0.30 respectivamente. Enquanto que os valores fornecidos por Magnusson (2005) estão entre 0.4 e -0.5. Estas diferenças podem estar relacionadas às diferenças nos modelos matemáticos e algoritmos computacionais utilizados, ou ainda nos parâmetros que não foram completamente descritos por Magnusson (2005), e portanto, tiveram seus valores estimados neste trabalho (como u_* , por exemplo).

Apesar das pequenas discordâncias entre os modelos, é possível observar que, de maneira geral, os resultados obtidos por ambos os modelos são razoavelmente similares.

4.1.2 – Região da Grande Vitória - ES

A Região da Grande Vitória (RGV) é uma região metropolitana localizada aproximadamente na 20° Sul e 40° Oeste, compreendendo as maiores 5 cidades do estado do Espírito Santo (Vitória, Vila Velha, Serra, Cariacica e Viana). A Figura 12 mostra o relevo da região simulada, utilizando coordenadas UTM [m] juntamente com as oito estações da Rede Automática de Monitoramento de Qualidade do Ar da Região da Grande Vitória (RAMQAr). A estação 1 corresponde a estação Enseada do Suá; a estação 2 corresponde a estação Laranjeiras; a estação 3 corresponde a estação Carapina; a estação 4 corresponde a estação Jardim Camburi; a estação 5 corresponde a estação Vitória Centro; a estação 6 corresponde a estação Ibes; a estação 7 corresponde a estação Vila Velha – Centro e a estação 8 corresponde a estação Cariacica.

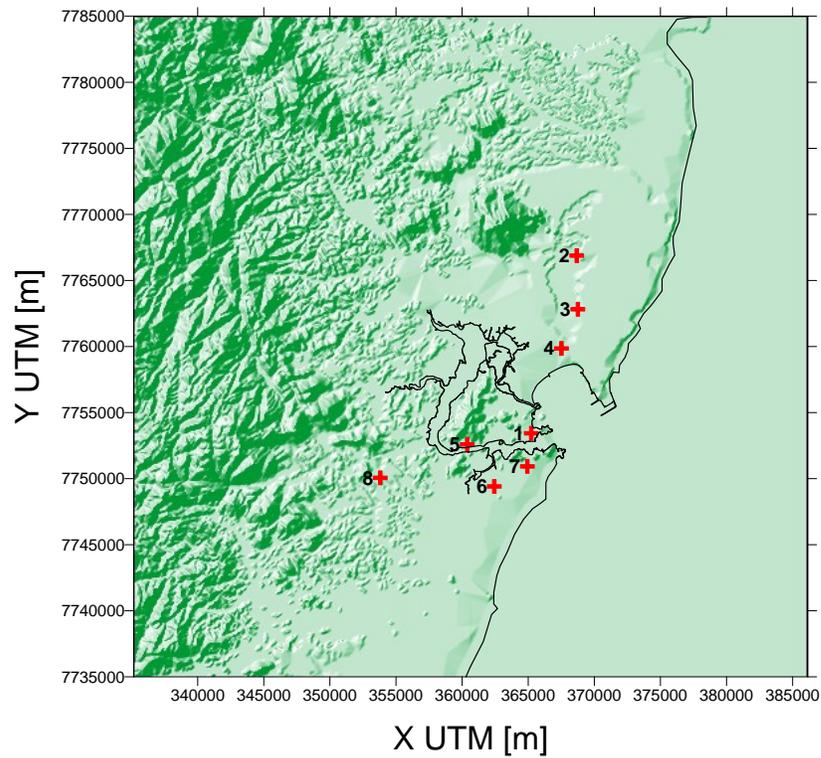
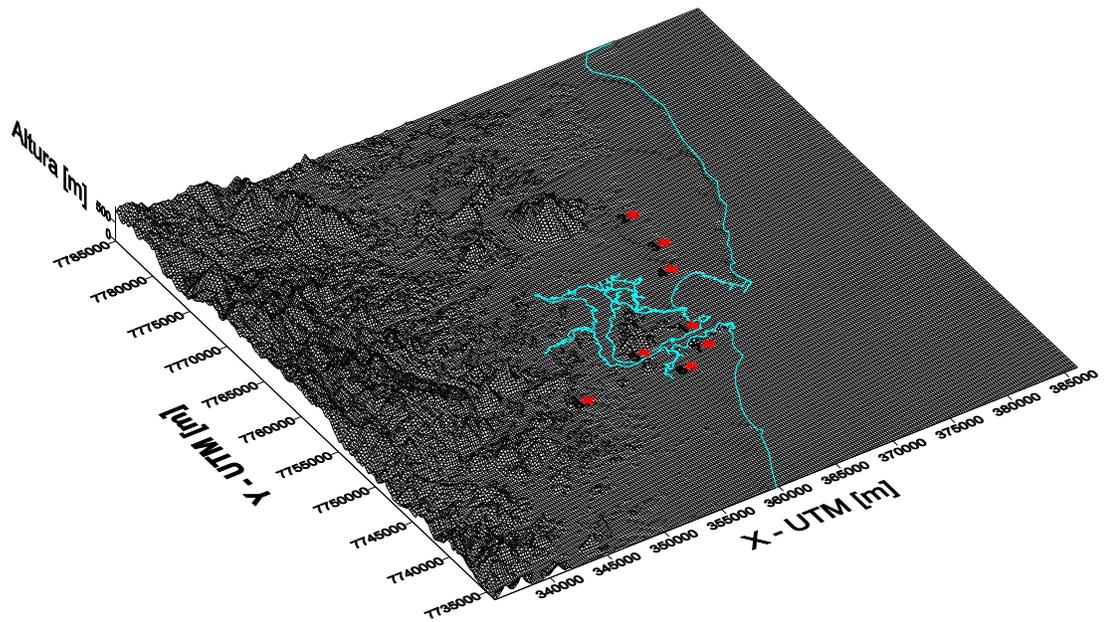


Figura 12 – (a) Representação esquemática tridimensional do relevo da Região da Grande Vitória – ES, em coordenadas UTM, onde (+) indicam o posicionamento das estações da Rede de Monitoramento Automático da Região. A escala vertical está exagerada para realçar as feições topográficas da região.

(b) Vista superior da Região da Grande Vitória.

A região em estudo corresponde a uma área de (50 km × 50 km). Além da topografia complexa, outra característica importante da região é a proximidade com o mar, introduzindo maior complexidade ao problema devido à presença de brisas marinhas. Na região existem oito estações de monitoramento, sendo quatro delas estações meteorológicas que funcionam continuamente, fornecendo médias horárias de módulo e direção dos ventos, desvio padrão da direção do vento, temperatura e insolação, permitindo a caracterização das condições de estabilidade atmosférica da região.

Para a solução da equação do modelo diagnóstico para a RGV foi utilizado uma malha de 150 x 150 x 30 volumes de controle, sendo a malha vertical não uniforme e refinada próximo à superfície para captura dos grandes gradientes. Esta malha vertical é esboçada na Figura 13, em um corte em $x=337393,86$ m, representando a cadeia de montanhas da região Oeste do domínio. A Figura 14 apresenta a malha vertical, num corte em $y=7774158,53$ m do continente para o oceano.

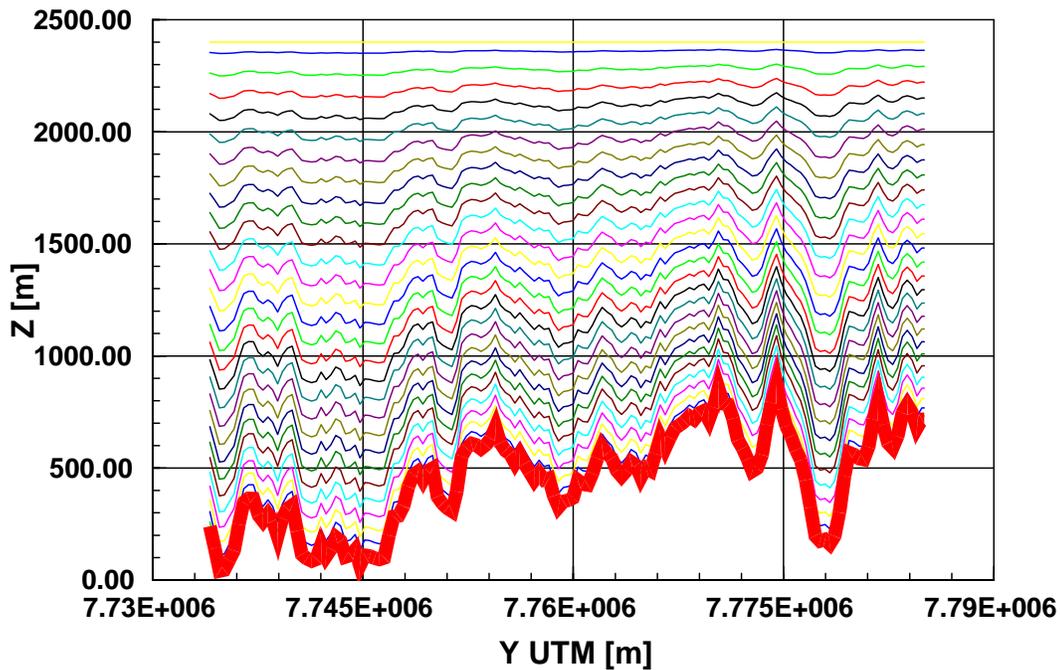


Figura 13 – (a) Malha vertical em com corte transversal com $x = 337393,86$ m.

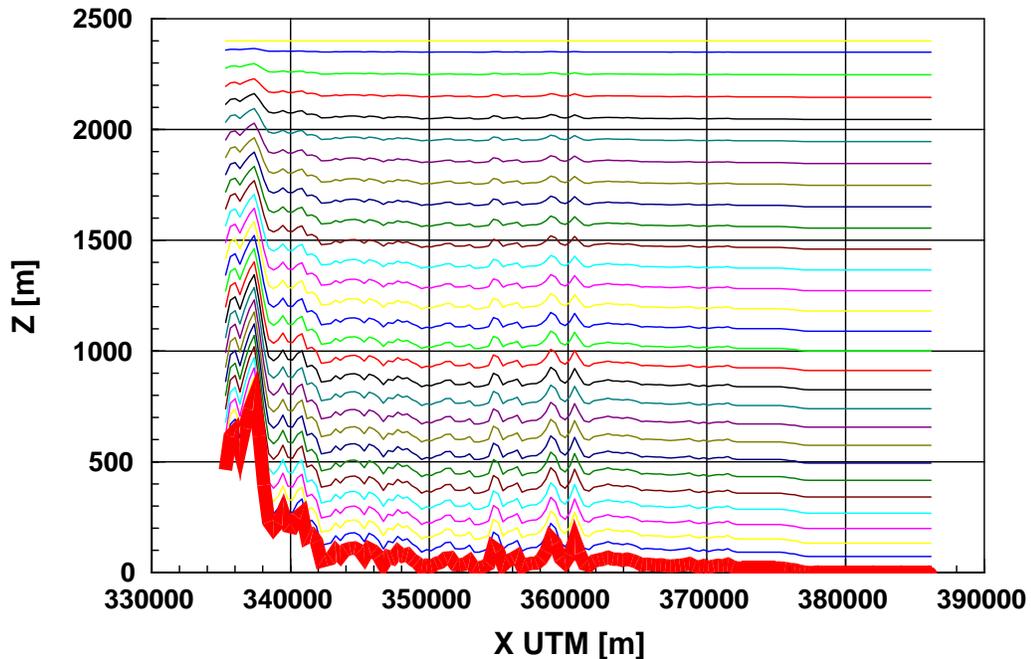


Figura 14 – (a) Malha vertical em com corte transversal com $y = 7774158,53$ m.

A Figura 15 apresenta a evolução temporal do campo de vento médio ao nível do solo para o dia 10/03/2005. Observando a Figura 15, verifica-se a perturbação significativa do campo de vento na parte oeste do domínio, provocada pela topografia complexa. Nota-se ainda o contorno do escoamento ao passar pelo Mestre Álvaro, elevação isolada existente próximo a estação 2 de monitoramento da região. Pode-se notar também o efeito da aceleração do vento em cima da referida montanha. A ocupação do solo foi diferenciada na modelagem através do coeficiente de rugosidade aerodinâmica, sendo adotado $z_0 = 0.2\text{ m}$ para o continente e $z_0 = 0.001\text{ m}$ para o oceano. Isto gerou velocidades mais baixas à altura do primeiro volume de controle, sobre o oceano do que sobre o continente.

Para a seleção do período a ser simulado, foi desenvolvido um código computacional para escolha de cenários ininterruptos de medições nas quatro estações meteorológicas, devido a grande quantidade de dados problemáticos da rede de monitoramento, e sem pluviosidade, para garantir a não participação da deposição úmida no estudo da dispersão de poluentes, mecanismo de remoção não incorporado neste trabalho. Tal período selecionado foi de 09/03/2005 à 21/03/2005. Deste período, os 88 primeiros cenários horários foram utilizados para a análise.

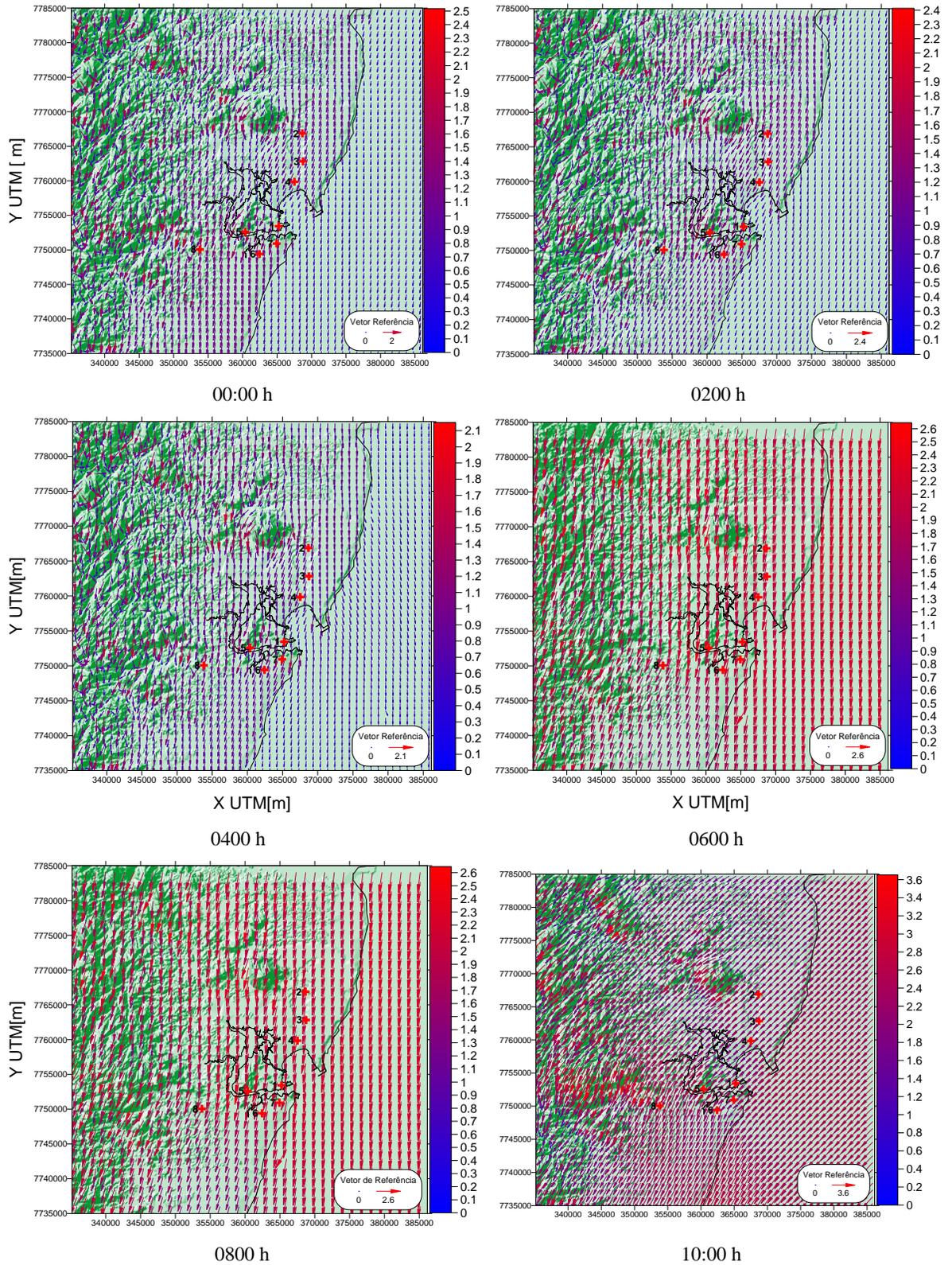


Figura 15 - Evolução temporal do campo de vento sobre a Região da Grande Vitória, ao nível do solo, no dia 10/03/2005.

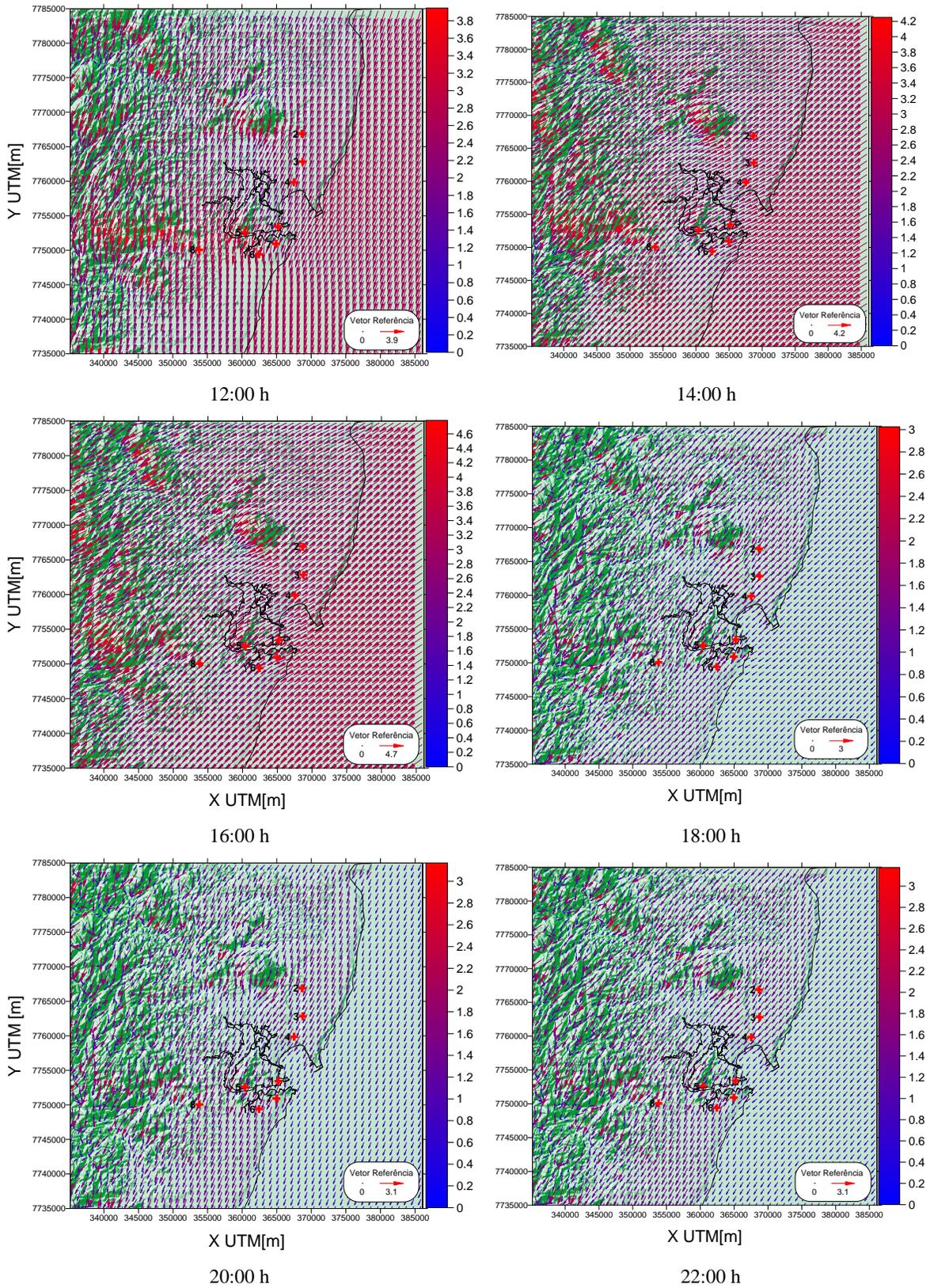


Figura 15 – Continuação.

Pode-se observar ainda que durante o período considerado o vento é predominantemente norte-nordeste, situação que ocorre na maioria do tempo na região. Observe-se a complexidade do escoamento e sua variação temporal, condições que tornam abordagens simplificadas de dispersão não adequadas. Outro comportamento que pode ser visualizado também é a região de drenagem, um corredor preferencial entre duas elevações, que conduz o escoamento à passagem determinada. Uma destas drenagens encontra-se ao lado do Mestre Álvaro.

Para analisar a acurácia do modelo diagnóstico na obtenção do campo de vento sobre a Região da Grande Vitória, será removida a contribuição de uma das quatro estações meteorológicas na interpolação do campo inicial e conseqüentemente no campo ajustado (ou seja, a contribuição desta estação para o modelo). A velocidade e a direção do vento previstas no ponto da estação meteorológica serão comparadas com a velocidade e a direção medidas pela referida estação. Assim, quanto melhor o desempenho do modelo, mais próximo estarão os valores medidos e preditos.

Outra informação que pode ser obtida desta análise é a importância relativa de cada estação em relação ao escoamento médio da região: quanto melhores forem os resultados desta comparação, menos importante é a participação desta estação na composição do escoamento médio da região (redundância), ou seja, o escoamento naquele ponto pode ser previsto sem o auxílio da referida estação. Em contra partida, quanto piores forem os resultados desta comparação, significa que a estação é extremamente importante na composição do cenário médio da região, fazendo com que sua ausência provoque grandes distorções no escoamento. Esta comparação entre valor medido e predito será feita de diversas formas. Na primeira, será apresentada uma evolução temporal. Posteriormente serão apresentados gráficos de dispersão, que permitem uma comparação direta entre valores medidos e preditos. A seguir serão apresentadas tabelas com o cálculo de algumas estatísticas que quantificarão os erros e fornecerão informações sobre sua distribuição estatística. Por fim, será apresentada uma tabela com a distribuição dos erros por estabilidade atmosférica para análise de alguma tendência de maiores erros sobre condições estáveis, como reportado por outros trabalhos, como Ludwig et al. (1991), Magnussom (2005), Cox et al. (2005), entre outros.

Da Figura 16 à Figura 23 são apresentados a evolução temporal da velocidade e direção do vento para as quatro estações de monitoramento, com os valores medidos e preditos pelo modelo.

A Figura 16 apresenta a evolução temporal da velocidade do vento na estação Enseada do Suá. Esta Figura exhibe uma tendência dos valores preditos em acompanhar as variações dos valores medidos, entretanto na maioria das vezes subestimando o módulo da velocidade. A Figura 17 apresenta a evolução da direção do vento na mesma estação.

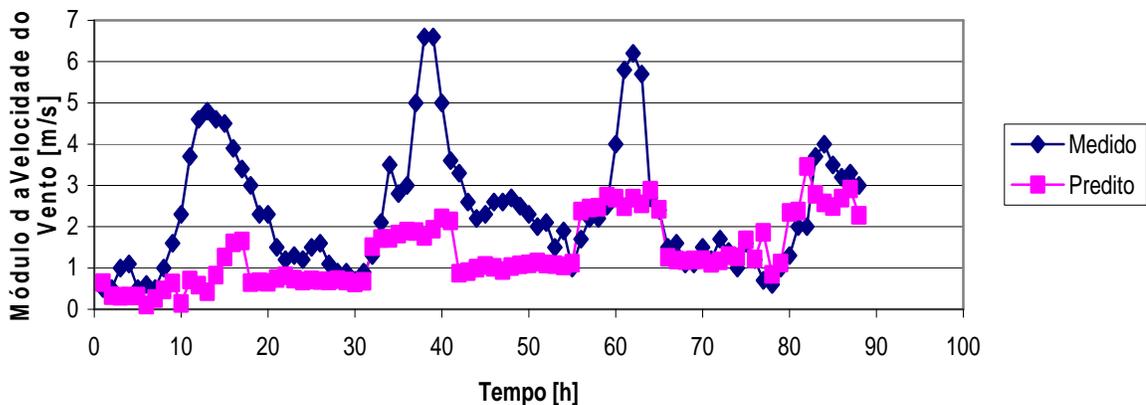


Figura 16 – Evolução temporal da velocidade do vento na estação Enseada do Suá.

O modelo conseguiu prever com boa precisão a direção do vento medida. Deve-se observar que na maioria do tempo a direção do vento se encontra entre 0 (ou 360°) e 100°, confirmando o visualizado na evolução temporal do campo de vento ao nível do solo (Figura 15) onde a direção preferencial no período de estudo é a Norte-Nordeste.

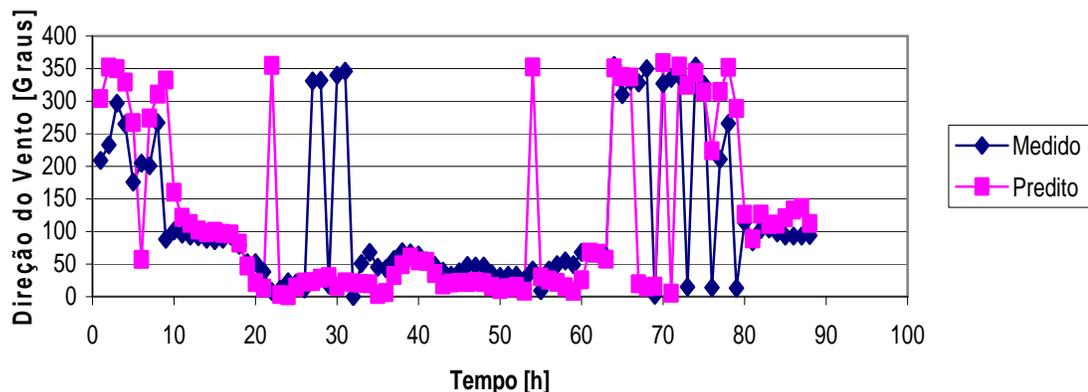


Figura 17 – Evolução temporal da velocidade do vento na estação Enseada do Suá.

A Figura 18 apresenta a evolução do módulo da velocidade do vento na estação Ibes. Pode-se observar que o modelo conseguiu prever de forma superior à estação Enseada do Suá a variação da velocidade do vento, mas ainda, na maioria das vezes, subestimando.

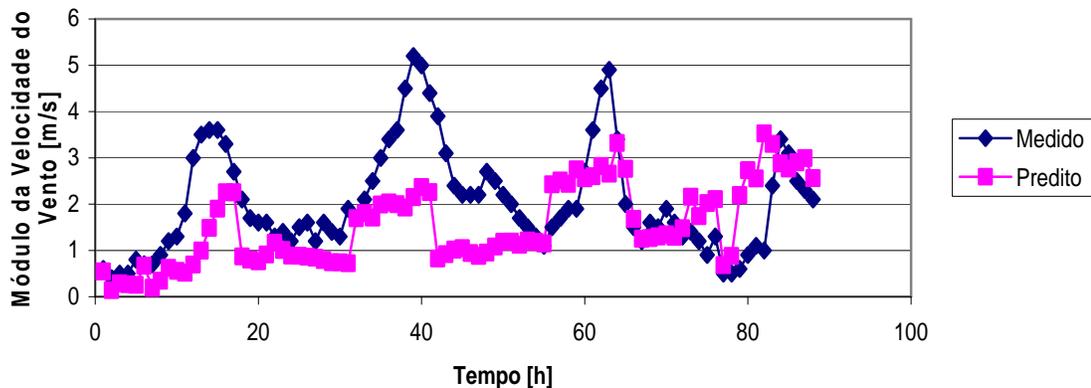


Figura 18 – Evolução temporal da velocidade do vento na estação Ibes.

A Figura 19 apresenta a evolução da direção do vento na estação Ibes. A análise é similar à direção do vento para a estação Enseada do Suá, entretanto pode-se observar um ligeiro aumento do desvio em relação à referida estação.

A Figura 20 apresenta a evolução do módulo da velocidade na estação Carapina. Esta estação apresentou bom acompanhamento entre as velocidades medidas e previstas, alternando situações de subpredição e de superpredição.

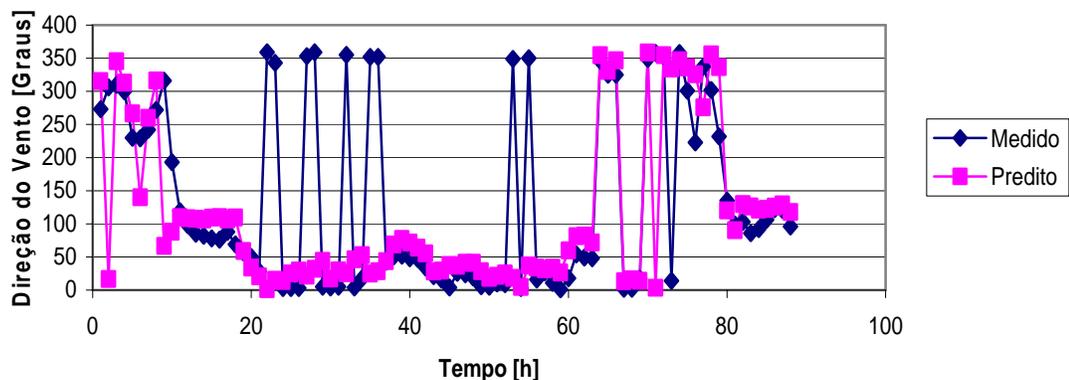


Figura 19 – Evolução temporal da velocidade do vento na estação Ibes.

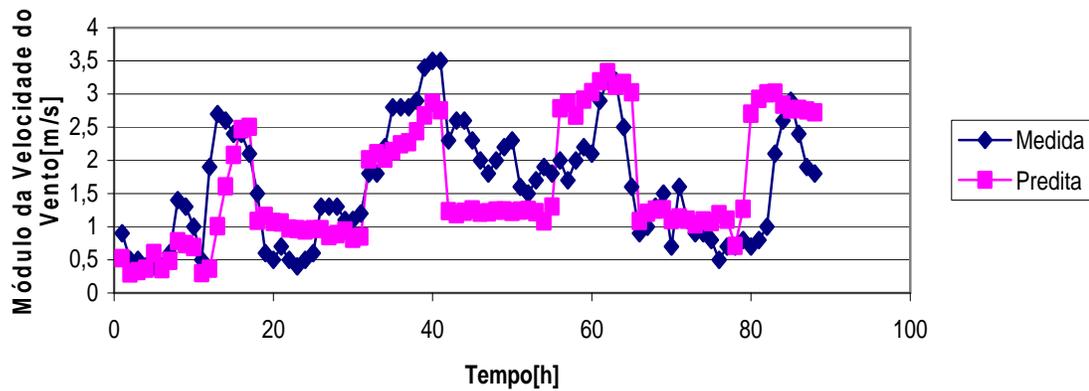


Figura 20 – Evolução temporal da velocidade do vento na estação Carapina.

A Figura 21 apresenta a evolução direção da velocidade do vento na estação Carapina. Ao contrário do observado no módulo da velocidade, a direção do vento apresenta maiores desvios que as estações anteriormente comentadas. Possivelmente este desvio possa ser devido a sua proximidade com o pólo industrial de Tubarão, região de grande emissão de calor que pode provocar uma região de convergência dos ventos, fenômeno relacionado à conservação de energia. Portanto a estação é importante para caracterizar este fenômeno na região.

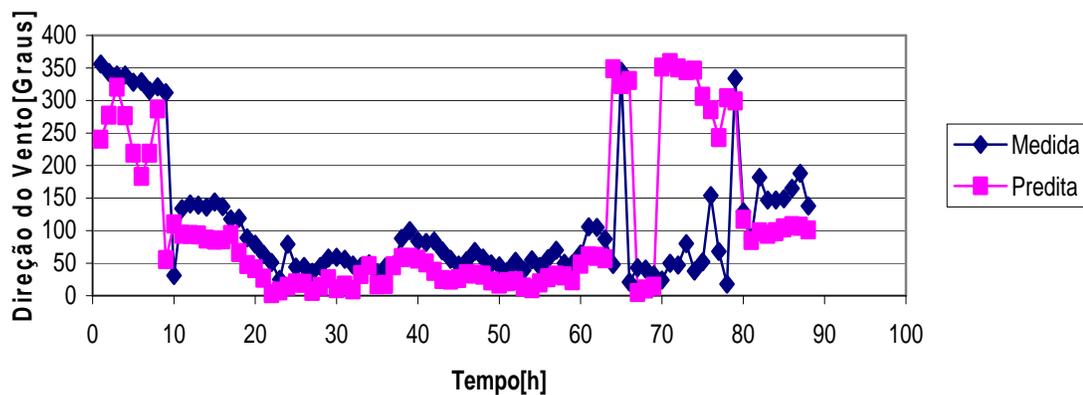


Figura 21 – Evolução temporal da direção do vento na estação Carapina.

A Figura 22 apresenta a evolução do módulo da velocidade do vento na estação Cariacica. Juntamente com a estação Carapina, apresenta o melhor comportamento com relação a variação da velocidade do vento alternando momentos de subpredição e superpredição.

A Figura 23 apresenta a evolução da direção do vento na estação Cariacica. Esta estação apresenta resultado intermediário entre as duas primeiras estações comentadas (Enseada do Suá e Ibes) e a estação Carapina para a direção do vento.

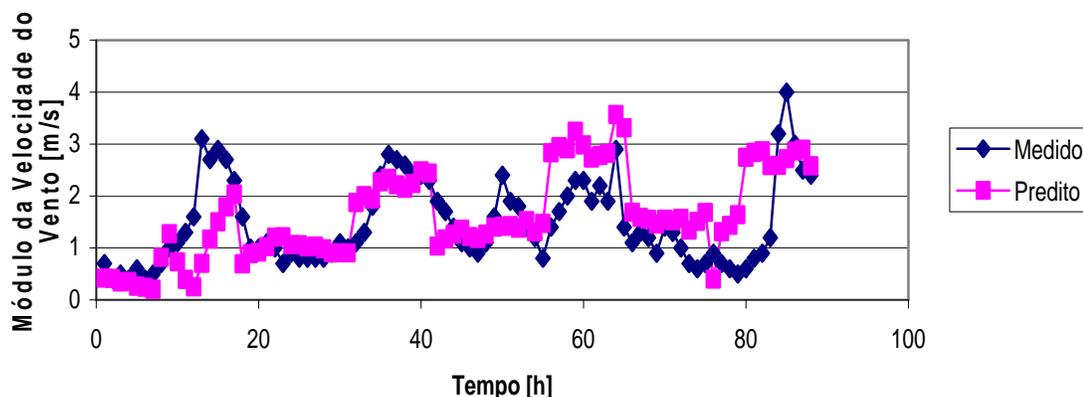


Figura 22 – Evolução temporal da velocidade do vento na estação Cariacica.

Cox et al. (2005) testou a acurácia de três modelos diagnósticos de conservação de massa (CALMET, MCSCIPUFF e SWIFT¹⁷), com o objetivo de indicar um modelo para aplicações em tempo real durante situações de dispersão de poluentes perigosos. Para tal utilizou um experimento de campo desenvolvido pelo Departamento de Energia dos Estados Unidos, o *Dipole Pride 26* (DP26). Este experimento em região de topografia complexa contém

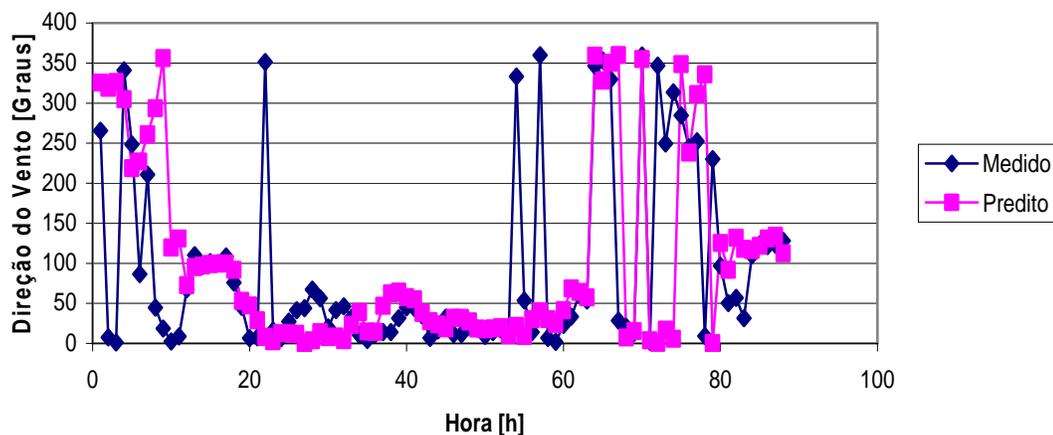


Figura 23 – Evolução temporal da direção do vento na estação Cariacica.

situações de diversas estabilidades e conta com um conjunto de oito estações de monitoramento, além de medições na camada superior de velocidade e direção do vento com radiosondagem e balões. Neste estudo, os autores validaram os modelos ocultando a participação de 5 estações de monitoramento, reconstruindo o campo de vento tridimensional através das outras três e das medições na camada superior (fase 3M). Os autores não

¹⁷ *Califórnia Meteorological Model, Mass Consistent Model e Stationary Wind Field and Turbulence*, respectivamente.

encontraram diferenças significativas entre os modelos e reportaram que avaliando todos os modelos, chegaram a um erro médio de 1.5 m/s para a velocidade do vento e 30° para a direção do vento. Nos gráficos de dispersão, serão utilizados estes valores para as barras de incerteza para visualizar a acurácia das previsões, estação por estação. Como a literatura reporta a fragilidade do modelo diagnóstico na previsão do campo de vento sobre condições estáveis e de ventos fracos (Magnusson, 2005), Cox et al. (2005) entre outros), o gráfico de dispersão será exibido distinguindo as medidas por módulo da velocidade do vento (gráficos – a) e por classe de estabilidade (gráficos – b). Como as classes de estabilidade foram estimadas a partir de relações empíricas, estas não detectaram nenhuma condição neutra de estabilidade dentro dos 88 cenários simulados.

Da Figura 24 à Figura 29 apresentam-se os gráficos de dispersão da direção e da velocidade do vento para todas as estações.

A Figura 24 (a) apresenta o gráfico de dispersão da velocidade para estação Carapina. Este gráfico exibe uma ligeira tendência de espalhamento maior para as velocidades sobre condições instáveis e de velocidades mais altas, ao contrário do que reporta Cox et al. (2005). Mesmo assim, a maioria dos pontos encontram-se dentro da incerteza prevista.

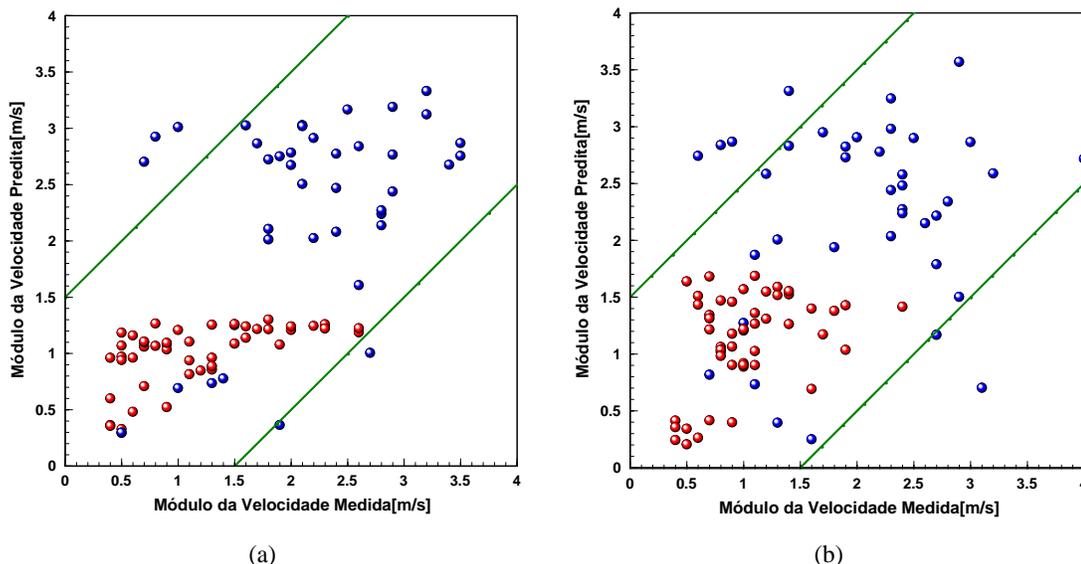


Figura 24 - Gráfico de dispersão da velocidade do vento. (a) Estação Carapina. (b) Estação Cariacica. Os pontos vermelhos representam condições estáveis de estabilidade enquanto os azuis condições instáveis.

A Figura 24 (b) referente à estação Cariacica, apresenta um comportamento semelhante, com menor dispersão para baixas velocidades sobre condições estáveis.

A Figura 25 (a) apresenta o gráfico de dispersão da velocidade para estação Ibes. Este gráfico exibe uma maior dispersão em relação aos dois anteriores, principalmente para as condições instáveis de altas velocidades.

A Figura 25(b) referente à estação Enseada do Suá apresenta um comportamento semelhante a estação Ibes, com a maior dispersão em relação as estações Carapina e Cariacica.

As Figuras 26 (a) e 26 (b) apresentam o gráfico de dispersão referente à estação Enseada do Suá para a direção do vento. Como reportado por Cox et al. (2005) a Figura 26 (a) indica que a dispersão torna-se maior quando a velocidade do vento é mais baixa, fazendo com que a direção do escoamento seja indefinida, e requerendo um número maior de estações para resolver tais situações. A Figura 26 (b) indica uma maior dispersão para condições estáveis de estabilidade. É importante ressaltar pelo já exposto que pontos próximos aos eixos e com uma coordenada alta (próxima a 360°) representa pontos de pequenos erros, apesar de estarem fora das retas de incertezas.

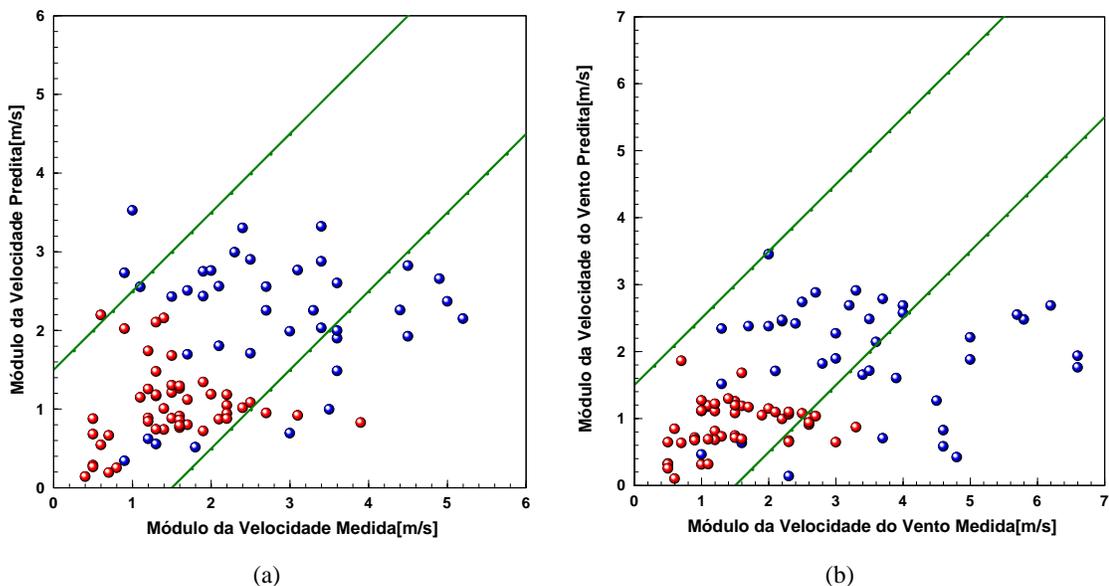


Figura 25 - Gráfico de dispersão da velocidade do vento. (a) Estação Ibes. (b) Estação Enseada do Suá. Os pontos vermelhos representam condições estáveis de estabilidade enquanto os azuis condições instáveis.

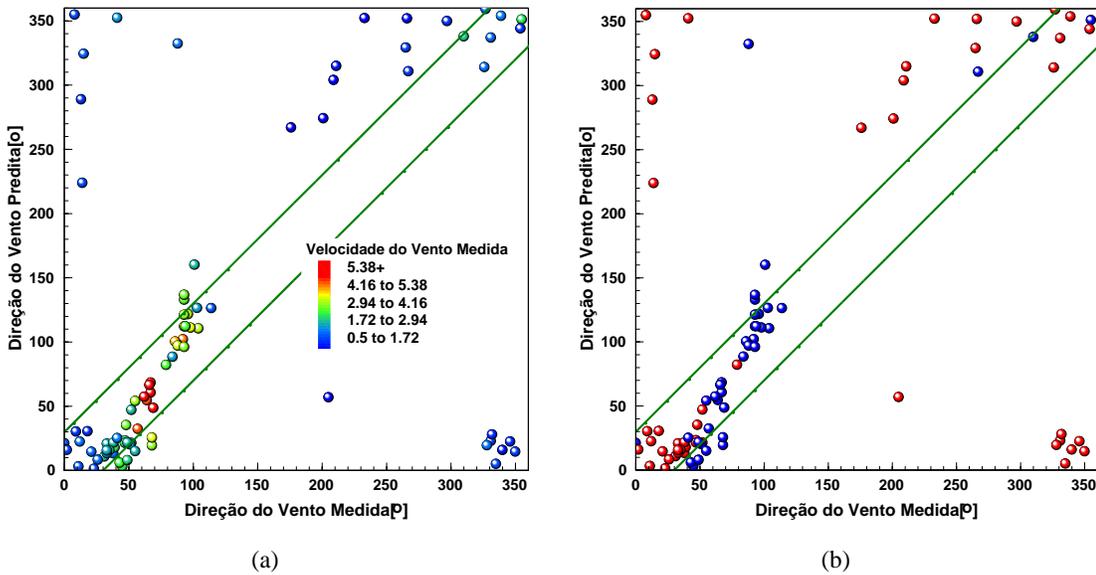


Figura 26 - Gráfico de dispersão da direção do vento da Estação Enseada do Suá. As retas de incertezas correspondem a uma diferença de 30^0 entre os valores medidos e preditos. (a) Escala de cores corresponde ao módulo da velocidade do vento medida. (b) Escala de cores corresponde a classe de estabilidade, sendo a vermelha estável e a azul instável.

As Figuras 27 (a) e 27 (b) apresentam o gráfico de dispersão referente à estação Ibes para a direção do vento. Ambos apresentam resultados similares à estação Enseada do Suá, com uma ligeira maior dispersão.

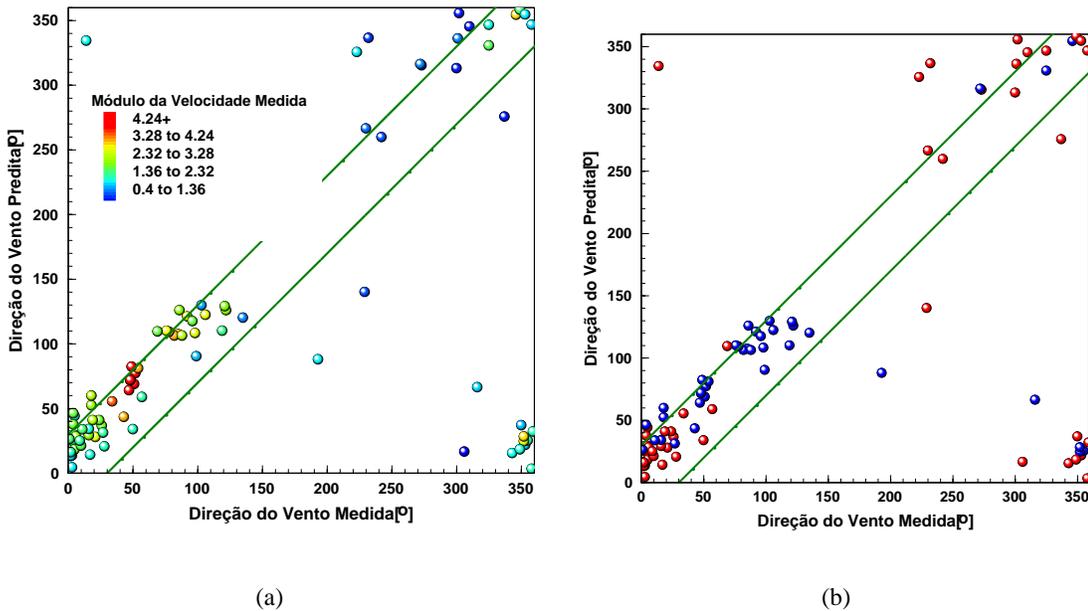


Figura 27 - Gráfico de dispersão da direção do vento da Estação Ibes. As retas de incertezas correspondem a uma diferença de 30^0 entre os valores medidos e preditos. (a) Escala de cores corresponde ao módulo da velocidade do vento medida. (b) Escala de cores corresponde a classe de estabilidade, sendo a vermelha estável e a azul instável.

As Figuras 28 (a) e 28 (b) apresentam o gráfico de dispersão referente à estação Cariacica para a direção do vento. Ambos apresentam resultados similares aos da estação Ibes.

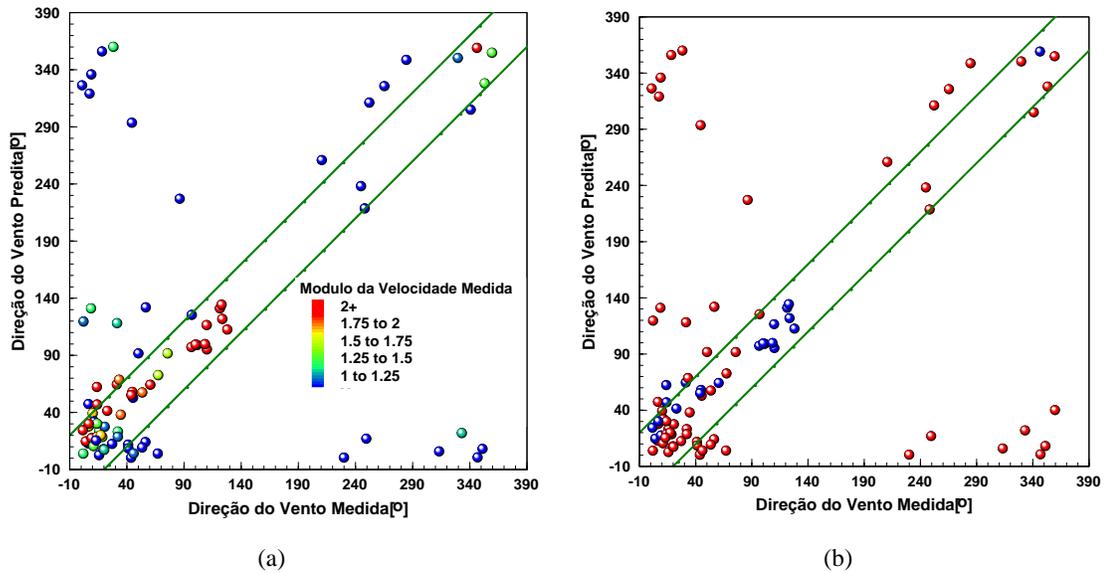


Figura 28 - Gráfico de dispersão da direção do vento da Estação Cariacica. As retas de incertezas correspondem a uma diferença de 30° entre os valores medidos e preditos. (a) Escala de cores corresponde ao módulo da velocidade do vento medida. (b) Escala de cores corresponde a classe de estabilidade, sendo a vermelha estável e a azul instável.

As Figuras 29 (a) e 29 (b) apresentam o gráfico de dispersão referente à estação Carapina para a direção do vento. Boa parte das predições encontram-se fora das barras de incerteza previstas, ao contrário do comportamento deste estação quanto a velocidade do vento. Não é verificado nenhuma diferença significativa de resultados ao analisar-se velocidade ou estabilidade atmosférica. Isto indica que há uma limitação da estação em prever a direção do vento qualquer que seja condição meteorológica. Este resultado é um indicativo que a estação é extremamente relevante para reconstruir o campo de vento da região e outra estação próxima a ela seria extremamente importante para melhorar a acurácia na previsão.

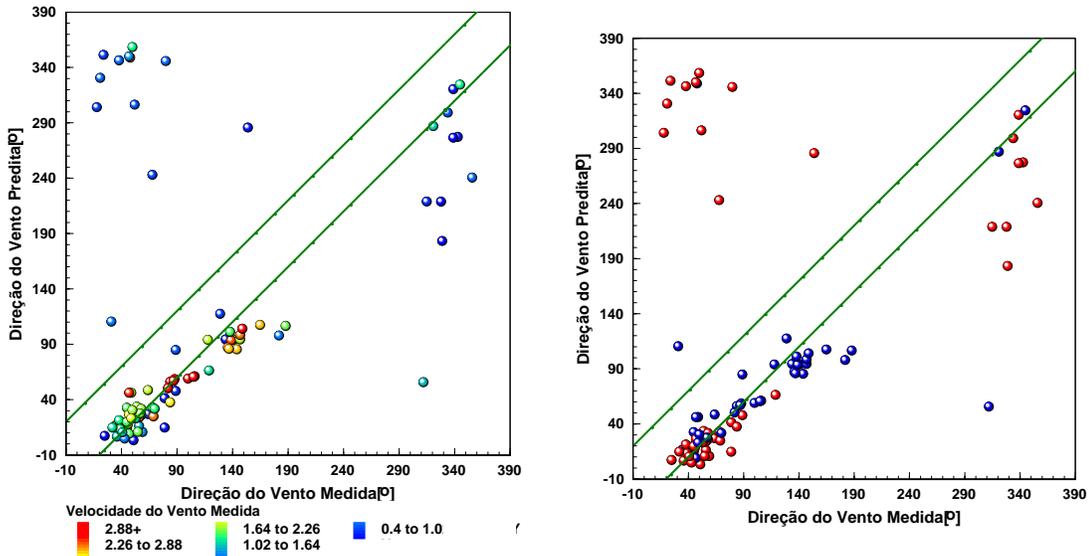


Figura 29 - Gráfico de dispersão da direção do vento da Estação Carapina. As retas de incertezas correspondem a uma diferença de 30° entre os valores medidos e preditos. (a) Escala de cores corresponde ao módulo da velocidade do vento medida. (b) Escala de cores corresponde a classe de estabilidade, sendo a vermelha estável e a azul instável.

Segundo Fox (1981) os dados de modelos podem ser comparados com dados experimentais através de duas classes de estatísticas: medidas de espalhamento e medidas de posição. Para complementar as informações dos gráficos, foi construída uma tabela de estatísticas para cada estação, a exemplo do reportado por Cox et al. (2005). Para a análise dos resultados serão utilizados as seguintes estatísticas (Cox, 2005):

- *Fractional bias*: $FB = \frac{\overline{C_0} - \overline{C_p}}{0.5(\overline{C_0} + \overline{C_p})}$ este dá a informação de superestimação se for negativo, ou subestimação em caso contrário (Wortmann et al., 2005);
- Erro Quadrático Médio Normalizado: $\frac{\overline{(C_0 - C_p)^2}}{\overline{C_0 C_p}}$;
- Raiz do Erro Quadrático Médio: $\sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{1}{n} (C_i - \overline{C})^2}$;

Para comparar as estatísticas dos erros de Cox et al. (2005) com o do presente trabalho, serão reproduzidas duas tabelas da campanha 3M, similar ao estudo aqui desenvolvido. A primeira

representa os resultados da simulação do modelo SWIFT e sua comparação com os resultados medidos pela estação 1 do experimento *Dipolo Pride 26*. Foram 35 h de experimento, totalizando 35 medições para cada estação (e 175 medições quando tomadas as medições das 5 estações). A segunda tabela é uma análise global envolvendo os 175 resultados das 5 estações disponíveis para comparação, utilizando o modelo CALMET. A Tabela 5 apresenta os valores das estatísticas do trabalho de Cox et al. (2005) utilizando o modelo SWIFT e comparando com a estação 1 do experimento *Dipole Pride 26*.

Tabela 5 – Propriedades estatísticas da estação entre os resultados do modelo SWIFT com as medições da estação 1 do experimento *Dipole Pride 26* (Cox et al., 2005). Onde V_p e V_0 são as velocidades preditas e observadas; D_p e D_0 são as direções do vento preditas e observadas; ‘Erro’ é a variável predita menos a observada; Modulo Erro é o módulo de ‘Erro’; N é o número de cenários; $N < 0$ é o número de cenários no qual o erro é negativo (subestimação); Q1 e Q3 são o primeiro e o terceiro quartil; $N < 1,20$ são o número de cenários cujos erros são menores que $1m/s$ ou 20^0 e $\% < 1,20$ é a porcentagem de cenários com erros menores que $1m/s$ ou 20^0 .

Estatísticas	Velocidade do Vento (m/s)				Direção do Vento (Graus)		
	V_p	V_0	Erro	Modulo Erro	D_p	D_0	Modulo Erro
N			35	35	35	35	35
$N < 0$			25	0			
Erro Mínimo			-4,04	0,00			2
Q1			-0,95	0,32			13
Mediana			-0,33	0,61			24
Q3			0,18	1,30			40
Erro Máximo			2,37	4,04			92
Amplitude			6,41	4,04			90
Intervalo Interquartil			1,12	0,98			27
Média	1,37	2,38	-0,52	1,00	193	225	29
Desvio Padrão	0,80	1,49	1,31	0,99			21
Raiz do Erro Quadrático Médio				1,40			35
Erro Quadrático Médio Normalizado				0,134			
<i>Fractional Bias</i>			0,137				
Correlação			0,483				
$N < 1,20$				24			15
$\% < 1,20$				69			43

A Tabela 6 apresenta o resultado utilizando o modelo CALMET, em Cox et al. (2005) comparando as medições em todas as 5 estações para as 35 h de experimento.

Tabela 6 – Propriedades estatísticas da estação entre os resultados do modelo CALMET com a comparação de todas as cinco estações do experimento *Dipole Pride 26* (Cox et al., 2005). As estatísticas são idênticas as explicadas na Tabela 6.

Estatísticas	Velocidade do Vento (m/s)				Direção do Vento (Graus)		
	V_p	V_0	Erro	Modulo Erro	D_p	D_0	Modulo Erro
N			175	175	175	175	175
$N < 0$			99	0			
Erro Mínimo			-5,82	0,01			0
Q1			-1,27	0,50			11
Mediana			-0,40	0,96			23
Q3			0,67	1,80			37
Erro Máximo			4,07	5,82			164
Amplitude			9,89	5,81			164
Intervalo Interquartil			1,94	1,30			26
Média	1,37	2,38	-0,43	1,30	211	193	29
Desvio Padrão	0,80	1,49	1,66	1,12			26
Raiz do Erro Quadrático Médio				1,71			39
Erro Quadrático Médio Normalizado				0,203			
<i>Fractional Bias</i>			0,113				
Correlação			0,457				
$N < 1,20$				91			73
% < 1,20				52			42

As Tabelas 5 e 6 serão utilizadas na comparação dos resultados do presente trabalho para analisar a *performance* do modelo desenvolvido.

A Tabela 7 apresenta as propriedades estatísticas do modelo desenvolvido para a estação Enseada do Suá. Comparando com os valores da Tabela 6, os resultados apresentam um Q1, mediana, Q3 e média menores e *Fractional Bias* maior, indicando uma tendência maior de subpredição que os resultados do trabalho de referência¹⁸. As demais estatísticas são similares. Para a direção do vento, destaca-se a diferença entre o erro máximo ($\approx 150^0$ contra

¹⁸ Daqui em diante, por simplicidade, Cox et al. (2005) será tratado como ‘referência’.

92^o da referência) e o intervalo interquartil ($\approx 150^o$ contra 90^o da referência), mostrando a existência de algumas (mas não todas, ao observarmos os erros e as médias) discrepâncias em algumas medições que podem ser consideradas significativas. As demais estatísticas são equivalentes. As demais estatísticas são equivalentes.

Tabela 7 – Propriedades estatísticas da estação Enseada do Suá.

Estatísticas	Velocidade do Vento (<i>m/s</i>)				Direção do Vento (Graus)		
	V_p	V_0	Erro	Modulo Erro	D_p	D_0	Modulo Erro
N			88	88	88	88	88
$N < 0$			51	0			
Erro Mínimo			-4,84	0,02			0,49
Q1			-1,64	0,25			12,26
Mediana			-0,71	0,79			22,62
Q3			-0,10	1,64			42,12
Erro Máximo			1,45	4,84			150,15
Amplitude			6,29	4,85			149,66
Intervalo Interquartil			1,53	1,38			29,86
Média	1,37	2,38	-1,01	1,17	117,94	120,19	32,70
Desvio Padrão	0,80	1,49	1,32	1,18			31,66
Raiz do Erro Quadrático Médio				1,66			45,39
Erro Quadrático Médio Normalizado				0,84			
<i>Fractional Bias</i>			0,54				
Correlação			0,47				
$N < 1,20$				51			38
$\% < 1,20$				57,95			43,18

A Tabela 8 apresenta as propriedades estatísticas do modelo desenvolvido para a estação Ibes. Para a velocidade do vento, comparando com os valores da Tabela 6, os resultados apresentam um Q1, mediana, Q3 e média menores e *Fractional Bias* maior, indicando uma tendência maior de subpredição que os resultados do trabalho de referência, a exemplo da estação Enseada do Suá. Entretanto observa-se um deslocamento menor do erro para o lado negativo, obtendo uma previsão melhor que a estação Enseada do Suá. As demais estatísticas

são similares. Para a direção do vento, o modelo apresentado exibiu resultados superiores para quase todas as estatísticas. Destaca-se novamente a diferença entre o erro máximo e amplitude do modelo e da referência ($\approx 110^\circ$ contra 92° da referência e $\approx 110^\circ$ contra 90° da referência, respectivamente).

Tabela 8– Propriedades estatísticas da estação Ibes.

Estatísticas	Velocidade do Vento (m/s)			Direção do Vento (Graus)			
	V_p	V_0	Erro	Modulo Erro	D_p	D_0	Modulo Erro
N			88	88	88	88	88
$N < 0$			57	0			
Erro Mínimo			-3,07	0,0			0,42
Q1			-1,16	0,35			11,27
Mediana			-0,52	0,75			22,40
Q3			0,05	1,30			34,10
Erro Máximo			2,52	3,07			110,39
Amplitude			5,60	3,08			109,97
Intervalo Interquartil			1,21	0,94			22,84
Média	1,53	2,05	-0,52	0,93	112,01	138,23	27,16
Desvio Padrão	0,86	1,14	1,08	0,75			23,28
Raiz do Erro Quadrático Médio				1,19			35,68
Erro Quadrático Médio Normalizado				0,45			
<i>Fractional Bias</i>			0,29				
Correlação			0,51				
$N < 1,20$				57			38
$\% < 1,20$				64,77			43,18

A Tabela 9 apresenta as propriedades estatísticas do modelo desenvolvido para a estação Cariacica. Para a velocidade do vento, comparando com os valores da Tabela 6, o modelo já apresenta uma *performance* bastante superior aos resultados da referência. Observa-se uma mediana e um Q3 positivos, *fractional bias* negativo e média maior (comparado as estações anteriores), já indicando menos subpredição em relação às estações anteriores. O número de cenários cujo erro na velocidade do vento é menor que $1m/s$ é de $\approx 85\%$, contra $\approx 69\%$ da

referência; o número de cenários cujo erro na direção do vento é menor que 20° é de $\approx 49\%$ contra $\approx 43\%$ da referência. Para a direção do vento, as estatísticas são equivalentes, exceto para o erro máximo ($\approx 140^{\circ}$ contra 92° da referência) e a amplitude ($\approx 110^{\circ}$ contra 90° da referência), mostrando novamente a existência de alguns valores discrepantes.

Tabela 9 – Propriedades estatísticas da estação Cariacica.

Estatísticas	Velocidade do Vento (m/s)			Direção do Vento (Graus)			
	V_p	V_0	Erro	Modulo Erro	D_p	D_0	Modulo Erro
N			88	88	88	88	88
$N < 0$			36	0			
Erro Mínimo			-2,40	0,00			0,35
Q1			-0,27	0,17			7,88
Mediana			0,15	0,44			20,35
Q3			0,60	0,87			40,79
Erro Máximo			2,14	2,40			140,54
Amplitude			4,54	2,40			140,19
Intervalo Interquartil			0,86	0,70			32,91
Média	1,61	1,48	0,14	0,59	101,31	93,77	29,90
Desvio Padrão	0,85	0,81	0,78	0,53			31,97
Raiz do Erro Quadrático Médio				0,79			43,64
Erro Quadrático Médio Normalizado				0,26			
<i>Fractional Bias</i>			-0,09				
Correlação			0,55				
$N < 1,20$				75			43
$\% < 1,20$				85,23			48,86

A Tabela 10 apresenta as propriedades estatísticas do modelo desenvolvido para a estação Carapina. Para a velocidade do vento, comparando com os valores da Tabela 6, o modelo apresenta os melhores resultados entre as 4 estações em todas as estatísticas. O número de cenários cujo erro na velocidade do vento é menor que $1m/s$ é de $\approx 85\%$, contra $\approx 69\%$ da referência. Para a direção do vento, entretanto, a estação apresenta os piores resultados: o erro

máximo ($\approx 175^\circ$ contra 92° da referência) e a amplitude ($\approx 174^\circ$ contra 90° da referência), o médio é de $\approx 46^\circ$ contra 29° da referência e o número de cenários cujo erro na direção do vento é menor que 20° é de apenas $\approx 14\%$ do total, contra $\approx 43\%$ da referência.

Tabela 10 – Propriedades estatísticas da estação Carapina.

Estatísticas	Velocidade do Vento (m/s)				Direção do Vento (Graus)		
	V_p	V_0	Erro	Modulo Erro	D_p	D_0	Modulo Erro
N			88	88	88	88	88
$N < 0$			48	0			
Erro Mínimo			-1,70	0,0			1,00
Q1			-0,49	0,24			26,48
Mediana			-0,10	0,45			38,22
Q3			0,40	0,75			51,98
Erro Máximo			2,12	2,12			174,88
Amplitude			3,82	2,13			173,88
Intervalo Interquartil			0,89	0,51			25,49
Média	1,53	2,05	-0,03	0,57	106,10	108,07	45,82
Desvio Padrão	0,86	1,14	0,74	0,46			31,10
Raiz do Erro Quadrático Médio				0,73			55,27
Erro Quadrático Médio Normalizado				0,21			
<i>Fractional Bias</i>			0,02				
Correlação			0,41				
$N < 1,20$				76			12
$\% < 1,20$				86,36			13,64

A Tabela 11 apresenta as propriedades estatísticas do modelo desenvolvido considerando todas as estações durante as 88 horas de simulação. Esta tabela deve ser comparada com a Tabela 6 que exhibe também o total dos resultados para todas as horas de experimento utilizando o modelo CALMET.

A Tabela 12 e a Tabela 13 apresentam a distribuição de erros segunda a estabilidade atmosférica, para a velocidade e direção do vento respectivamente. Em geral a direção do

vento foi predita de forma mais acurada para situações instáveis. Para velocidade, este comportamento só foi verificado para duas estações.

Tabela 11 – Propriedades estatísticas das 88 horas de simulação do período considerado para todas as quatro estações.

Estatísticas	Velocidade do Vento (m/s)				Direção do Vento (Graus)		
	V_p	V_0	Erro	Modulo Erro	D_p	D_0	Modulo Erro
N			352	352	352	352	352
$N < 0$			48	0			
Erro Mínimo			-4,84	0,0			0,35
Q1			-0,83	0,24			13,17
Mediana			-0,23	0,45			26,19
Q3			0,25	0,75			42,81
Erro Máximo			2,52	2,12			174,88
Amplitude			7,36	2,13			175,23
Intervalo Interquartil			1,08	0,51			29,64
Média	1,51	1,99	-0,36	0,57	109,34	115,06	33,90
Desvio Padrão	0,85	1,16	1,10	0,46	117,59	115,67	31,67
Raiz do Erro Quadrático Médio				1,153725			45,54
Erro Quadrático Médio Normalizado				0,44297			
<i>Fractional Bias</i>			0,27				
Correlação			0,46				
$N < 1,20$				259			131
$\% < 1,20$				73,57955			37,22

Tabela 12 – Distribuição do erro na determinação da velocidade do vento segundo as classes de estabilidade.

	Estável	Instável	Total
Enseada do Suá	-0,61	-1,51	-1.01
Ibes	-0,47	-0,58	-0.52
Cariacica	0,09	0,19	0.14
Carapina	-0,19	0,16	-0.03

Semelhantemente a tabela 13 apresenta a distribuição dos erros para a direção do vento, segunda as classes de estabilidade.

Tabela 13– Distribuição do erro na determinação da direção do vento segundo as classes de estabilidade.

	Estável	Instável	Total
Enseada do Suá	39,42	24,24	32,70
Ibes	27,38	26,90	27,16
Cariacica	31,00	28,53	29,90
Carapina	51,34	38,88	45,82

Ao observar o campo de vento ao nível do solo percebe-se a complexidade do escoamento, principalmente na região Oeste do domínio computacional, onde se encontram a maior parte, das elevações da regiões. Situações de contorno do escoamento no entorno de elevações, aceleração da velocidade do vento no cume das elevações e situações de drenagens podem ser visualizadas, especialmente próximo a estação Carapina, numa montanha relativamente isolada conhecida como Mestre Álvaro. Comparando os resultados numéricos com as medições das estações meteorológicas e analisando segundo a acurácia esperada para modelos diagnósticos de conservação de massa da literatura (Cox et al., 2005) percebe-se uma grande capacidade do modelo de prever as variações na direção e velocidade do vento. Todas as estações alcançaram a previsão dentro da acurácia esperada.

As estações de Cariacica e Carapina, que apresentaram a melhor previsão (menor espalhamento) no módulo da velocidade do vento foram exatamente as que apresentaram a maior dispersão na direção do vento. A estação Cariacica é a estação mais interiorana da região. A ocupação do solo não homogênea e a topografia complexa (embora ainda não seja tão complexa quanto a região mais a Oeste) podem estar alterando significativamente a direção do vento à medida que adentra o continente fazendo com que esta estação seja indispensável para captura deste fenômeno, além disso esta estação próxima um maciço montanhoso, que pode estar influenciando sua predição. A estação Carapina está próxima de um grande complexo industrial, o Complexo de Tubarão. A grande emissão de calor pode estar gerando uma ilha de calor urbano, alterando também a direção do vento, fazendo com que tal estação, também seja importante para caracterizar o escoamento da região. Cox et al. (2005) e Magnusson (2005) reportam a fragilidade de modelos diagnóstico de conservação de massa em situações de escoamento sobre condições estáveis de estabilidade, onde o

escoamento se torna indefinido e requer um número maior de estações para caracterizá-lo. Quando analisado a performance avaliando as condições de estabilidade, a direção do vento foi prevista de forma inferior para as condições estáveis, como previsto na literatura. Entretanto a velocidade do vento obteve menos espalhamento para as condições estáveis. Observando o diagrama de dispersão da velocidade do vento nas estações Ibes e Enseada do Suá, segundo a estabilidade atmosférica, percebe-se que há uma clara tendência de subestimação por parte do modelo (tanto em condições estáveis quanto instáveis). Como as estações de monitoramento só medem a componente horizontal da velocidade, há indícios de que ocorra um ajuste vertical excessivo no modelo (controlados pelos Módulos de Precisão de Gauss: α_1 e α_2), e de alguma forma este ajuste inadequado pode estar ampliando os erros sobre condições estáveis.

É importante frisar que a acurácia do modelo na previsão de campo de vento está diretamente relacionada com a quantidade espacial das estações¹⁹. Observando a configuração da rede de monitoramento percebe-se que as estações meteorológicas estão basicamente localizadas no litoral da região. O estudo de acurácia foi feito baseado nestas estações que se encontram relativamente próximas umas das outras. Esta configuração é adequada para capturar brisas marinhas e brisas terrestres. No entanto, quando observamos a complexidade do escoamento sobre a região montanhosa, à Oeste do domínio de estudo, não sabemos até que ponto o modelo consegue reproduzir com fidelidade o escoamento nesta região, visto que não existem estações de monitoramento para ajudá-lo na reconstrução do campo neste região. Assim é extremamente importante a averiguação da capacidade do modelo em simular o escoamento nesta região, através por exemplo da utilização de uma estação móvel.

Foi também observado que as estações de Cariacica e Carapina têm grande importância para região. A primeira por estar próxima ao maciço montanhoso e a segunda por estar próximo ao complexo industrial de Tubarão.

¹⁹ Utilizando 8 estações, Cox et al. (2005) encontrou uma acurácia de $1m/s$ para velocidade do vento e 20° para a direção do vento.

5 – Conclusões

Este trabalho apresentou uma metodologia para a determinação do campo de vento para regiões de topografia complexa. Foi implementado um algoritmo computacional para solução do campo de vento em regiões de topografia complexa utilizando um sistema de coordenadas generalizadas. O campo de vento foi obtido através de um modelo diagnóstico de conservação de massa baseado na análise variacional. A equação governante é reescrita num sistema de coordenadas acompanhantes ao terreno, sendo utilizado o método dos volumes finitos para a sua discretização e o método SOR Gauss-Seidel, com alternância de varredura, para solução do sistema linear de equações resultante.

Para validação do campo de vento foi utilizado dois testes da literatura: a simulação computacional de um escoamento sobre uma montanha gaussiana isolada de inclinação suave (Magnusson, 2005) e dados das estações meteorológicas da rede automática de monitoramento da qualidade do ar da Região da Grande Vitória – ES, para testar a capacidade do modelo de reproduzir o campo de vento tridimensional em uma região de topografia complexa em escala real.

Na reprodução do escoamento sobre a montanha gaussiana isolada, o modelo apresentou boa capacidade de reproduzir o efeito da topografia sobre o escoamento. Foi observado o efeito da desaceleração do vento horizontal ao aproximar-se da montanha, e a aceleração ao ultrapassar seu cume. No comportamento vertical do escoamento foi observado a ascensão do vento ao encontrar a montanha (w positivo) e seu declínio ao descê-la (w negativo). Os resultados obtidos no presente trabalho apresentam uma concordância razoavelmente boa com os resultados apresentados por Magnusson (2005), apresentando boa concordância tanto qualitativa quanto quantitativa.

A simulação do campo de vento sobre a Região da Grande Vitória revelou que o modelo é capaz de prever bem o campo de ventos sobre uma região metropolitana de relevo moderadamente complexo. Comparando os resultados numéricos com as medições das estações meteorológicas e analisando segundo a acurácia esperada para modelos diagnósticos de conservação de massa da literatura (Cox et al., 2005) percebe-se uma grande capacidade do

modelo de prever as variações na direção e velocidade do vento. Todas as estações alcançaram a previsão dentro da acurácia esperada.

Apesar de ter obtido resultados relativamente bons em relação a outros estudos reportados em literatura, alguns pontos podem ser melhorados com o objetivo de melhorar os resultados das previsões:

- Deve-se investigar a influencia de outras formas de interpolação do campo de ventos inicial, já que Cox et al. (2005) reporta a melhora na estimativa do campo de vento ajustado quando alterado o método de interpolação. Propostas como a de Jiang et al. (2001) de interpolar o campo inicial já incorporando os efeitos da topografia devem ser testadas para a Região da Grande Vitória. Outra alternativa é a de Palomino et al. (1994) de utilizar na interpolação horizontal a diferença de altura entre o ponto a estação, ao invés da distância horizontal como normalmente utilizada.
- A medição de velocidades em camadas superiores podem ajudar a acurácia do modelo, ao extrapolar verticalmente o perfil de velocidade de uma forma mais realista.
- Para a reconstrução do escoamento sobre a Região da Grande Vitória-ES, é importante a medição do escoamento na região montanhosa à Oeste do domínio para a obtenção do comportamento nesta região, que provavelmente, não pode ser corretamente previsto pela atual configuração, devido a distancia das estações.
- A instalação do anemômetro ultrasônico na Universidade Federal do Espírito Santo, o qual mede também a velocidade vertical, deve ser utilizado para testar a sugestão de ajuste de massa feito por Kitada (1983) o qual sugeriu como parâmetro de correção α_1/α_2 da ordem de $(w/u)^2$.
- Realizar experimentos meteorológicos na Região da Grande Vitória para a determinação das propriedades dinâmicas e termodinâmicas e da altura da CLP, com o objetivo de uma melhor validação do modelo;

-
- A Utilização do Método TDMA (Algoritmo de Thomas) deve ser testada para aumento da *performance* computacional do modelo devido as características do sistema linear gerado a partir da equação governante (Pentadiagonal).

6 – Referência Bibliográfica

ARYA, 2001. Introduction to Micrometeorology, 2nd edition. Elsevier. 420 p.

Arya, S.P.; Air Pollution Meteorology and Dispersion. Department of Marine, Earth, and Atmospheric Sciences. North Carolina State University – USA, 310 p., 1999.

BARNARD, J.C.; WEGLEY, H.L.; HIESTER, T.R. Improving the performance of Mass-Consistent Numerical Models Using Optimization Techniques . Journal of Climate and Applied Meteorology, n° 26, pp. 675-685, 1986.

BHUMRALKAR, C. M.; MANCUSO, R. L.; LUDWIG, F. L.; RENNÉ, D. S. A Practical and Economic Method for Estimation Wind Characteristics at Potential Wind Energy Conversion Sites. Solar Energy, v.25, pp. 55-65, 1980.

CLAERBAUT, J.F., 1976. Fundamentals of geophysical data processing. McGraw-Hill. 352 p.

DANIEL, S. W., 2006. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, 2nd edition. Elsevier. 627 p.

DAUMAS RP, MENDONCA GA, PONCE DL. Air pollution and mortality in the elderly in Rio de Janeiro: a time-series analysis. Cad Saude Publica, 20(1):311-319, 2004.

DESIATO, F. A Dispersion Model Evaluation Study for Real-Time Application in Complex Terrain. Journal of Applied Metereology, v.30, No 7, pp. 1207-1219, 1991.

GARRAT, J.R., 1992. The Atmospheric Boundary Layer, Cambridge University Press. 316 p.

GOUVEIA N, FLETCHER T. Time series analysis of air pollution and mortality: effects by cause, age and socioeconomic status. J Epidemiol Community Health, 54(10):750-755, 2000.

GOUVEIA N, MENDONÇA GAS, LEON AP, CORREIA JEM, JUNGER WL, FREITAS CU et al. Poluição do ar e efeitos na saúde nas populações de duas grandes metrópoles brasileiras. Epidemiol Serv Saúde, 12(1):29-40, 2003.

KARAN, H. A.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J. Application of Mass Conservation Method to Investigate the Wind Patterns over an Area of Complex Topography. Journal of the Brazilian Society of Mechanical Sciences and Engineering, v. 25, No 2, 2003.

KING, S.D.; BUNKER S.S. Application of Atmospheric Transport Models for Complex Terrain. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, pp. 239-246, 1983.

KITADA, T.; KAKI, A.; UEDA, H.; PETERS, L.K. Estimation of Vertical Air Motion from limited Horizontal Wind Data – A Numerical Experiment. *Atmospheric Environment*, v. 17, No 11, pp. 2181-2192, 1983.

MALISKA, C.R. Transferência de calor e mecânica dos fluidos computacional. 2ª Edição, Editora LTC, RJ, 2004.

MONTERO, G., SANÍN, N. “3-D modelling of wind field adjustment using finite differences in a terrain conformal coordinate system”, *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 89, pp. 471-488, 2001.

OLIVEIRA, A P., Soares, J., Tirabassi, T., and Rizza, U., 1998. A surface energy-budget model coupled with a Skewed Puff Model for Investigating the Dispersion of radionuclides in a Subtropical area of Brazil, *Il Nuovo Cimento*, 21C, p. 631-637.

Oliveira, A.P. Investigação da Camada Limite Planetária na Região de Iperó., Tese de Livre docência. Departamento de Ciências Atmosféricas. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. São Paulo. SP. Brasil. 220 pp, 2003.

PALOMINO, I.; MARTÍN, F. A Simple Method for Spatial Interpolation of the Wind in Complex Terrain. *Journal of Applied Metereology*, v.34, pp. 1678-1693, 1995.

PARK S.U.; KIM C.H. A numerical model for the simulation of SO₂ concentrations in the Kyongin region, Korea. *Atmospheric Environment*, n° 33, pp. 3119-3132, 1999.

RATTO, C.F., 1996a, The AIOLOS e WINDS codes, In *Modelling Atmospheric Flow Fields*, Ed. by C.F. Ratto & D. P. Lalas, World Scientific Publishing, pp. 421-433.

RATTO, C.F., 1996b, An overview of mass-consistent models, In *Modelling Atmospheric Flow Fields*, Ed. by C.F. Ratto & D.P. Lalas, World Scientific Publishing, pp. 379-401.

RIOS JL, BOECHAT JL, SANT'ANNA CC, FRANCA AT. Atmospheric pollution and the prevalence of asthma: study among schoolchildren of 2 areas in Rio de Janeiro. *Ann Allergy Asthma Immunol, Brazil*, 92(6):629-634, 2004.

ROSS, D.G.; SMITH I.N.; MANINS, P.C.; FOX, D.G. Diagnostic Wind Field for Complex Terrain: Model Development and Testing. *Journal of Applied Meteorology*, 27, pp. 785-796, 1987.

SALDIVA PH, POPE CA, III, SCHWARTZ J, DOCKERY DW, LICHTENFELS AJ, SALGE JM et al. Air pollution and mortality in elderly people: a time-series study in Sao Paulo, Arch Environ Health, Brazil, 50(2):159-163,1995.

SASAKI Y. An objective analysis based on the variational method. J. of the Met. Soc. of Japan, vol. 36, pp.77-88, 1958.

SASAKI, Y. Some basic formalisms in numerical variational analysis. Mon. Wea. Rev., vol. 98, pp. 875-883, 1970.

SEINFELD, J. H., PANDIS, S. N. Atmospheric Chemistry and Physics, John Wiley and Sons Inc., New York, 1998.

SHERMAN, C. A. A Mass-Consistent Model for Wind Fields over Complex Terrain. Journal of Applied Meteorology, v.17, pp. 312-319, 1978.

SOLÉ D., SALTO JR J, NUNEZ ICC, NUDELMAN V, NASPITZ CK, Z. Mortalidade por doenças do aparelho respiratório e por asma versus poluição atmosférica na cidade de São Paulo Rev Bras Alergia Imunopatol , São Paulo, 21(1):9-20, 1984-1994, 1998.

STULL, R. B. 1988. An introduction to boundary layer meteorology. Dordrecht: Kluwer, 666 p.

TENNEKES, H. 1973. A Model for the Dynamics of Inversion above a Convective Boundary Layer. J. Atmos. Sci., 30, 558–567.

VENKATESAN, R.; MATHIYARASU, R.; SOMAYAJI. K. M. A Study of Atmospheric Dispersion of Radionuclides at a Coastal Site Using a Modified Gaussian Model and a Mesoscale Sea Breeze Model. Atmospheric Environment, v. 36, No 7, pp. 2933-2942, 2002.

VENKATRAM, A. 1980. Estimating the Monin-Obukhov length in the stable boundary layer for dispersion calculations. Boundary Layer Meteorology, V. 19. P 481-485.

Zannetti, P., "Air pollution Modeling", Computational Mechanics Publications, Southampton, 1990.

FINARDI, S.; TINARELLI, G.; FAGGIAN, P.; BRUSASCA, G. Evaluation of Different Wind Field Modeling Techniques for Wind Energy Applications Over Complex Topography. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, 74-76, pp. 283-294, 1998.

VILEDA, D. Ajuste de Campo de Vento sobre Terreno Complexo Aplicado a um Modelo de Dispersão de Poluentes. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. São Paulo. SP. Brasil. 79 pp, 2001.

This document was created with Win2PDF available at <http://www.win2pdf.com>.
The unregistered version of Win2PDF is for evaluation or non-commercial use only.
This page will not be added after purchasing Win2PDF.