



Universidade Federal do Rio de Janeiro

Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza

Instituto de Geociências

Departamento de Meteorologia

**ANÁLISE DA SENSIBILIDADE AO USO DE DADOS DE SODAR E
ÀS CONFIGURAÇÕES FÍSICAS DO MODELO WRF EM
SIMULAÇÕES NUMÉRICAS DE TESOURA DE VENTO NO
AEROPORTO DE GUARULHOS**

LUIZ FELIPE NERIS CARDOSO

Orientador: *Wallace Figueiredo Menezes, Prof.º D. Sc.*

Coorientador: *Ricardo Marcelo da Silva, D. Sc.*

Rio de Janeiro, RJ

Setembro, 2016

LUIZ FELIPE NERIS CARDOSO

ANÁLISE DA SENSIBILIDADE AO USO DE DADOS DE SODAR E
ÀS CONFIGURAÇÕES FÍSICAS DO MODELO WRF EM
SIMULAÇÕES NUMÉRICAS DE TESOURA DE VENTO NO
AEROPORTO DE GUARULHOS

Dissertação de Mestrado
apresentada ao Programa de Pós-
Graduação em Meteorologia do
Instituto de Geociências do Centro
de Ciências Matemáticas e da
Natureza da Universidade Federal
do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-
CCMN-UFRJ), como parte dos
requisitos necessários à obtenção do
título de Mestre em Ciências (Área:
Meteorologia).

Orientadores:

Wallace Figueiredo Menezes, D. Sc.

Ricardo Marcelo da Silva, D. Sc.

Rio de Janeiro, RJ

Setembro, 2016

Cardoso, Luiz Felipe Neris .C..

Análise da sensibilidade ao uso de dados de SODAR e às configurações físicas do modelo WRF em simulações numéricas de tesoura de vento no aeroporto de Guarulhos / Luiz Felipe Neris Cardoso. Rio de Janeiro, 2016. 180 f.: il. col.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, 2016.

Orientadores: Wallace Figueiredo Menezes e Ricardo Marcelo da Silva.

1. Tesoura de Vento. 2. SODAR. 3. WRF. I. Menezes, Wallace Figueiredo. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ, Programa de Pós-graduação em Meteorologia. IV. Título.

LUIZ FELIPE NERIS CARDOSO

ANÁLISE DA SENSIBILIDADE AO USO DE DADOS DE SODAR E ÀS
CONFIGURAÇÕES FÍSICAS DO MODELO WRF EM SIMULAÇÕES
NUMÉRICAS DE TESOURA DE VENTO NO AEROPORTO DE GUARULHOS

Dissertação de Mestrado aprovada pelo Programa de Pós-Graduação em
Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências
Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro
(PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ), como parte dos requisitos necessários à
obtenção do título de Mestre em Ciências (Área: Meteorologia).

Rio de Janeiro, 12 de setembro de 2016.



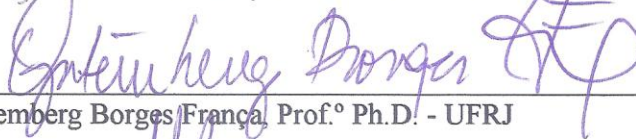
Wallace Figueiredo Menezes, Prof.º D. Sc. - UFRJ



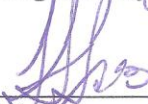
Ricardo Marcelo da Silva, D. Sc. - INEA



Ana Maria Bueno Nunes, Prof.ª D. Sc. - UFRJ



Gutemberg Borges Franca, Prof.º Ph.D. - UFRJ



Francisco Leite de Albuquerque Neto, D. Sc. – COPPE/UFRJ

AGRADECIMENTOS

Ninguém pode avançar em área alguma da Vida sem a cooperação de outrem. Este trabalho não deixou de seguir esta regra áurea e gostaria de deixar aqui meu preito de reconhecimento a essas pessoas que tanto colaboraram para a sua concretização.

Antes de mais nada, agradeço pela oportunidade da Vida, que é um verdadeiro presente a nos conferir experiências e conhecimentos, serenidade e amadurecimento íntimo, forjando os reais valores da existência e desvendando os mistérios da Natureza.

Em seguida, quero agradece à dedicação e ao empenho dos meus avós, com especial carinho à minha avó, Vilma Neris, e a meus amados pais, Luiz e Eliene. A partir de seus esforços dedicados, pude construir a base dos conhecimentos científicos e morais que hora me permitiu alcançar mais essa realização.

Agradeço muitíssimo à minha querida companheira e esposa Nathália. Sem seus inauditos e silenciosos esforços – seja me infundindo forças, cuidando de nosso filho, ou se empenhando nos intermináveis afazeres domésticos – seria impossível a conclusão de trabalho tão auspicioso para um espírito tão tímido quanto o meu. Neste âmbito da família mais direta, agradeço sobremaneira ao meu filho amantíssimo Miguel. Hoje, na inocência dos seus anos infantis, ela ainda não pode dimensionar o bem que me fez, desde o seu nascimento, e o quanto a espontaneidade do seu sorriso colaborou para minha serenidade e equilíbrio nos momentos mais difíceis.

Não poderia deixar de mencionar o auxílio recebido pelas minhas queridas mães, Ana e Meiry, que disponibilizaram suas residências, onde pude usufruir de um ambiente não só tranquilo, mas também sempre amoroso e acolhedor.

Aos estimados companheiros, praças e oficiais, do Serviço Meteorológico Marinho, mais especificamente aos Capitães de Fragata Reinert e Nilza, que se envolveram com meu projeto e me deram todo o suporte necessário, inclusive com dicas e conselhos valiosos, que muito me auxiliaram a caminhada.

Aos meus orientadores, agradeço pela paciência e dedicação que puderam me dispensar, na tentativa de transmitirem o enorme cabedal de conhecimentos que detém. Certamente, essa conquista é, em grande parte, também de vocês, por não terem recuado ante o laborioso e desafiador problema científico que tínhamos em mãos.

Dispensável dizer que cometerei muitas injustiças não citando todos os inúmeros companheiros que fizeram parte dessa conquista, porém o faço pela simples impossibilidade de os elencar nestas breves palavras. Espero, com sinceridade, que eles sintam a minha mais pura gratidão pelos seus esforços e sua dedicação que, de alguma forma, deixaram sua contribuição neste esforço despretensioso.

“(..).Para o Cientista que viveu pela sua fé na força da razão, a história se encerra como um sonho ruim. Ele escalou as montanhas da ignorância, vê-se prestes a conquistar o pico mais alto, a medida que se puxa para a rocha final, é saudado por um bando de teólogos que estiveram sentados ali durante séculos.”

Robert Jastrow

RESUMO

CARDOSO, Luiz Felipe Neris. Análise da sensibilidade ao uso de dados de SODAR e às configurações físicas do modelo WRF em simulações numéricas de tesoura de vento no aeroporto de Guarulhos. Rio de Janeiro, 2016. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Departamento de Meteorologia, Instituto de Geociências, Centro de Ciências da Matemática e da Natureza, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

No presente estudo, são analisados os impactos do uso de opções físicas refinadas, voltadas para simulações de alta resolução – incluindo a utilização do método de Análise Objetiva de Cressman para inserir os dados de 2 SODAR (*Sonic Detection and Ranging*) instalados no aeródromo de Guarulhos, SP – na previsão de vento do modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*). Para tanto, foi analisado um caso de tesoura de vento, no referido aeroporto. Além disso, também se propõe uma metodologia prática de análise de campos de vento em múltiplos experimentos, facilmente adaptável para outras variáveis. O modelo apresentou alguns resultados positivos, sendo capaz de representar a mudança do padrão do vento do local de estudo. Destaca-se que os resultados mostram um sinal de máximo do cisalhamento da velocidade do vento em horários próximos ao ocorrido, mesmo diante dos erros apresentados pela base de dados topográficos do modelo, os quais também foram os principais responsáveis pelos resultados incorretos das simulações. Foi observada uma diferença insignificante entre experimentos com e sem inserção de dados de SODAR, ao passo de uma maior diferença entre os experimentos com opções físicas distintas.

ABSTRACT

CARDOSO, Luiz Felipe Neris. Análise da sensibilidade ao uso de dados de SODAR e às configurações físicas do modelo WRF em simulações numéricas de tesoura de vento no aeroporto de Guarulhos. Rio de Janeiro, 2016. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Departamento de Meteorologia, Instituto de Geociências, Centro de Ciências da Matemática e da Natureza, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

In the current research, refined physical options, specifically geared for high-resolution simulations - including the use of Cressman Objective Analysis Method to insert the data of 2 SODAR (Sonic Detection and Ranging) installed at the aerodrome of Guarulhos, SP – are used in the set of experiments in order to assess the wind forecast of WRF (Weather Research and Forecasting Model). Therefore, a case study of a *wind shear* event, well documented by the FAB, in the aforementioned airport was conducted. Furthermore, it is also proposed a methodology to wind field analysis in multiple experiments, easily adaptable to other variables. The model showed some positive results, being able to represent the change in the pattern of the wind study site. It is noteworthy that the results show a wind speed shear maximum signal at times close to the reported event, even though the errors presented by the model topographic data, which were the main factor responsible for the errors regarding the experiments. An insignificant difference between experiments with and without assimilation was observed, in contrast with a greater difference between the experiments with different physical options.

LISTA DE FIGURAS

| | | |
|---------------------|---|-----------|
| Figura 1.1: | Evolução histórica da habilidade da previsão operacional dos modelos do NCEP sobre a América do Norte. | 21 |
| Figura 2.1: | Subdivisão racional das escalas meteorológicas. | 26 |
| Figura 2.2: | Evolução das temperaturas próximas à superfície. | 27 |
| Figura 2.3: | Idealização do a) vento médio, b) ondas e c) turbulência, sendo U a componente zonal do vento. | 28 |
| Figura 2.4: | Influência de sistemas sinóticos de alta e baixa pressão na altura da camada limite. | 30 |
| Figura 2.5: | Evolução da CL ao longo do dia e suas sub-regiões. | 31 |
| Figura 2.6: | Perfis típicos para a temperatura potencial virtual, θ_v , intensidade do vento, M ($M^2 = u^2 + v^2$), razão de mistura do vapor, r , e concentração de poluente, c . | 32 |
| Figura 2.7: | Esquema mostrando o efeito da tensão sobre um cubo conceitual de fluido. | 35 |
| Figura 2.8: | De (a) até (d), evolução temporal da formação de turbulência de ar claro num limite com intensificação do vento com a altitude, tesoura de vento. | 39 |
| Figura 2.9: | Situações de cisalhamento vertical de vento: (a) moderado à altitude suficiente para recuperação e (b) forte, próximo à superfície, impossibilitando recuperação. | 40 |
| Figura 2.10: | Formas de geração de cisalhamento do vento: (a) a partir de tempestades severas e (b) por inversões térmicas e pela topografia. | 41 |
| Figura 2.11: | Fluxograma do sistema de modelagem do WRF, com destaque para os módulos utilizados neste trabalho. | 48 |
| Figura 2.12: | Curva da função peso w_{ij} x distancia r_{ik} ; linha cheia é referente à equação 2.6. | 53 |
| Figura 2.13: | Esquema SCM de Cressman, função peso no ponto i da grade regular em função das observações irregularmente distribuídas. | 54 |
| Figura 2.14: | Área de influência do tipo (a) circular usada na determinação do peso do | 55 |

esquema de Cressman, 1959; (b) elíptico; e (c) banana, de acordo com a proposta de Benjamin e Seaman, 1985.

| | | |
|---------------------|--|-----------|
| Figura 2.15: | Representação das variáveis utilizadas na função de peso banana e suas relações geométricas. | 58 |
| Figura 3.1: | Entorno da área de estudo (aeródromo SBGR), com destaque para as pistas onde estão instalados os instrumentos de SODAR. | 62 |
| Figura 3.2: | Rosa dos ventos para o aeroporto de Guarulhos no período de 00 Z às 23 Z, de 2000 a 2012. Frequência de ocorrência acumulada e velocidade em nós. | 63 |
| Figura 3.3: | Rosa dos ventos do SBGR para os intervalos horários locais (a) 00-02, (b) 03-05, (c) 06-08, (d) 09-11, (e) 12-14, (f) 15-17, (g) 18-20 e (h) 21-23, para os anos de 2000 a 2012. | 64 |
| Figura 3.4: | Cartas de superfície do dia 12.08.2013. | 65 |
| Figura 3.5: | Perfil vertical do vento horizontal para o período das 06Z até às 24Z do dia 12.08.13 para a pista (a) 09R e (b) 27R do SBGR estimados pelos sensores do SODAR. | 67 |
| Figura 3.6: | Distribuição de pontos fictícios de SODAR utilizada nas simulações. | 71 |
| Figura 3.7 | Topografia do modelo WRF. | 72 |
| Figura 3.8: | Fluxograma representativo do método da estimativa da TSM. | 74 |
| Figura 3.9: | Domínios das grades utilizadas para as simulações com o modelo WRF, com destaque para a última grade. | 79 |
| Figura 3.10: | Diferença entre as opções de difusão do modelo WRF: a) difusão ao longo da coordenada η e b) difusão completa. | 83 |
| Figura 4.1 | Série temporal do SODAR e dos experimentos ERGFS, ERFM4 e ERFM8 da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 09R para o nível $\eta=1$. | 96 |
| Figura 4.2 | Idem para o nível $\eta=2$. | 96 |
| Figura 4.3 | Idem para o nível $\eta=3$. | 97 |

| | | |
|---------------------|--|------------|
| Figura 4.4 | Idem para o nível $\eta=4$. | 97 |
| Figura 4.5 | Idem para o nível $\eta=5$. | 98 |
| Figura 4.6 | Sondagem atmosférica do aeródromo de Campo de Marte, SP (SBMT), para a) 1200Z, b) 1212Z e c) 1300Z. | 100 |
| Figura 4.7: | Série temporal do SODAR e dos experimentos ERGFS, ERFM4 e ERFM8 para parâmetro α da pista 09. | 103 |
| Figura 4.8 | Série temporal do SODAR e dos experimentos ERGFS, ERFM4 e ERFM8 da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 27R para o nível $\eta=1$ | 104 |
| Figura 4.9: | Idem para o nível $\eta=2$. | 105 |
| Figura 4.10: | Idem para o nível $\eta=3$. | 105 |
| Figura 4.11: | Idem para o nível $\eta=4$. | 106 |
| Figura 4.12: | Idem para o nível $\eta=5$. | 106 |
| Figura 4.13: | Idem para o nível $\eta=6$. | 107 |
| Figura 4.14: | Série temporal do SODAR e dos experimentos ERGFS, ERFM4 e ERFM8 para parâmetro α da pista 27. | 109 |
| Figura 4.15: | Série temporal do SODAR e dos experimentos EPGFS e ERGFS da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 09 para o nível $\eta=1$. | 116 |
| Figura 4.16: | Idem para o nível $\eta=2$. | 116 |
| Figura 4.17: | Idem para o nível $\eta=3$. | 117 |
| Figura 4.18 | Idem para o nível $\eta=4$. | 117 |
| Figura 4.19: | Idem para o nível $\eta=5$. | 118 |
| Figura 4.20: | Série temporal do parâmetro α do SODAR e dos experimentos EPGFS e ERGFS para a pista 09. | 122 |
| Figura 4.21: | Série temporal do SODAR e dos experimentos EPGFS e ERGFS da a) | 123 |

velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 27 para o nível $\eta=1$.

| | |
|---|------------|
| Figura 4.22: Idem para o nível $\eta=2$. | 124 |
| Figura 4.23: Idem para o nível $\eta=3$. | 124 |
| Figura 4.24: Idem para o nível $\eta=4$. | 125 |
| Figura 4.25: Idem para o nível $\eta=5$. | 125 |
| Figura 4.26: Idem para o nível $\eta=6$. | 126 |
| Figura 4.27: Série temporal do parâmetro α do SODAR e dos experimentos EPGFS e ERGFS para a pista 27. | 129 |
| Figura A.1. Estabilidade estática como função do perfil de θ_v . | 153 |
| Figura H.1. Movimento de uma parcela de ar num ambiente com gradientes de vento e umidade lineares. | 179 |

LISTA DE TABELAS

| | | |
|--------------------|--|------------|
| Tabela 2.1: | Resumo das interações entre as diferentes parametrizações físicas do modelo WRF versão 3. | 46 |
| Tabela 3.1: | Contingência de casos de tesoura de vento reportadas no SBGR no período de agosto de 2011 a julho de 2012. | 67 |
| Tabela 3.2: | Resumo dos processos de geração das análises e suas nomenclaturas. | 69 |
| Tabela 3.3: | Resumo dos experimentos para a avaliação do impacto da alteração do número de iterações. | 77 |
| Tabela 3.4: | Resumo das configurações das simulações ERGFS, ERFM4 e ERFM8. | 77 |
| Tabela 3.5: | Equivalência entre os seis primeiros níveis verticais (η) do modelo e as respectivas alturas das observações na simulação. | 78 |
| Tabela 3.6: | Resumo de características comuns aos domínios nas simulações. | 83 |
| Tabela 3.7 | Resumo das configurações das simulações preliminares usadas, com destaque para as diferenças entre estas e as configurações mais recentes (Tabela 3.4). | 84 |
| Tabela 3.8 | Resumo das configurações dos experimentos realizados nos testes de sensibilidade. | 86 |
| Tabela 3.9 | Sugestão de interpretação dos coeficientes de correlação. | 90 |
| Tabela 4.1: | Diferença entre as análises utilizando o método Automático 1 e estimativa do SODAR para os 2 níveis alterados pelo programa OBSGRID. Os dados brutos do campo inicial (GFS) também são comparados com o SODAR. | 93 |
| Tabela 4.2: | Diferença entre as análises utilizando o método Manual e as estimativas do SODAR para os 2 níveis alterados pelo programa OBSGRID. Os dados brutos do campo inicial (GFS) também são comparados com o SODAR. | 93 |
| Tabela 4.3: | Resumo das estatísticas dos experimentos ERGFS, ERFM4 e ERFM8 para a pista 09. | 101 |
| Tabela 4.4: | Resumo das estatísticas dos experimentos ERGFS, ERFM4 e ERFM8 para a pista 27. | 108 |
| Tabela 4.5: | Resumo das estatísticas dos experimentos EPFA e EPSA para a pista 09. | 113 |
| Tabela 4.6: | Resumo das estatísticas dos experimentos EPFA e EPSA para a pista 27. | 114 |
| Tabela 4.7 | Resumo das estatísticas dos experimentos ERGFS e EPGFS para a pista 09. | 121 |
| Tabela 4.8 | Resumo das estatísticas dos experimentos ERGFS e EPGFS para a pista 27. | 127 |

Tabela A.1. Condições de estabilidade atmosférica e valores do parâmetro ζ e do comprimento de Obukhov. **157**

Tabela B.1. Exemplo simplificado das equações e variáveis desconhecidas para vários momentos estatísticos da equação do movimento, demonstrando o problema do fechamento para o escoamento turbulento. **159**

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

| | | |
|---------------|--|-----------|
| 3D-Var | <i>Three-Dimensional Variational Data Assimilation</i> | 03 |
| 4D-Var | <i>Four-Dimensional Variational Data Assimilation</i> | 03 |
| AFWA | <i>Air Force Weather Agency</i> | 25 |
| AL | Atmosfera Livre | 07 |
| AO | Análise Objetiva | 44 |
| AOC | Análise Objetiva de Cressman | 46 |
| ARW | <i>Advanced Research WRF</i> | 25 |
| ASAS | Alta Subtropical do Atlântico Sul | 47 |
| CAT | <i>Clear Air Turbulence</i> | 05 |
| CFL | Courant-Friedrichs-Lewy | 63 |
| CL | Camada Limite | 07 |
| CLE | Camada Limite Estável | 12 |
| CLP | Camada Limite Planetária | 07 |
| CM | Camada de Mistura | 12 |
| CN | Camada de Nuvens | 12 |
| CP | <i>Cumulus Parameterization</i> (Parametrização de Cumulus) | 28 |
| CR | Camada Residual | 12 |
| CS | Camada de Superfície | 08 |
| CSN | Camada Sub-Nuvens | 12 |
| CTCEA | Organização Brasileira para o Desenvolvimento Científico e Tecnológico do Controle do Espaço Aéreo | 51 |
| DFI | <i>Digital Filtering Initialization</i> | 26 |
| ERFM4 | Experimento com a Análise RFM4 | 58 |
| ERFM8 | Experimento com a Análise RFM8 | 58 |
| ERGFS | Experimento com Análise do GFS | 58 |
| ECMWF | <i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i> | 45 |
| EPSA | Experimento com a Análise PSA | 58 |
| EPFA | Experimento com Análise PFA | 58 |

| | | |
|----------------------|--|-----------|
| <i>EPGFS</i> | Experimento Preliminar com Análise do GFS | 58 |
| <i>ESRL</i> | <i>Earth System Research Laboratory</i> | 25 |
| <i>FAA</i> | <i>Federal Aviation Administration</i> | 22 |
| <i>FAB</i> | Força Aérea Brasileira | 46 |
| <i>FDDA</i> | <i>Four Dimension Data Assimilation</i> | 04 |
| <i>FG</i> | <i>First Guess</i> | 05 |
| <i>FL</i> | Fechamento Local | 19 |
| <i>GFS</i> | <i>Global Forecast System</i> | 46 |
| <i>GrADS</i> | <i>Grid Analysis and Display System</i> | 29 |
| <i>HL</i> | Hora Local | 48 |
| <i>LES</i> | <i>Large Eddie Simulation</i> | 25 |
| <i>LLJ</i> | <i>Low-Level Jet</i> | 16 |
| <i>LMA</i> | Laboratório de Meteorologia Aplicada | 47 |
| <i>MCA</i> | Manual do Comando da Aeronáutica | 23 |
| <i>MLCAPE</i> | <i>Mixing Layer Convective Available Potential Energy</i> | 20 |
| <i>MM5</i> | <i>Fifth-Generation NCAR / Pennsylvania State Mesoscale Model</i> | 33 |
| <i>MMM</i> | <i>Mesoscale & Microscale Meteorology</i> | 01 |
| <i>MNPT</i> | Modelos Numéricos de Previsão do Tempo | 01 |
| <i>MP</i> | <i>Cloud Microphysics Parameterization</i> (Parametrização de Microfísica de Nuvens) | 28 |
| <i>MRF</i> | <i>Medium-Range Forecast</i> | 64 |
| <i>NCAR</i> | <i>National Center for Atmospheric Research</i> | 01 |
| <i>NCEP</i> | <i>National Center of Enviromental Prediction</i> | 46 |
| <i>RFM</i> | Física Refinada com Inserção de SODAR Fictícios e Método Manual | 54 |
| <i>RFM4</i> | Refinada com Inserção de SODAR Fictícios e Método Manual com 4 Iterações | 54 |
| <i>RFM8</i> | Refinada com Inserção de SODAR Fictícios e Método Manual com 8 Iterações | 54 |
| <i>NL</i> | Fechamento Não Local | 19 |
| <i>NMM</i> | <i>Nonhydrostatic Mesoscale Model</i> | 25 |

| | | |
|----------------|--|-----------|
| NOAA | <i>National Oceanic & Atmosphere Administration</i> | 25 |
| NRL | <i>Naval Research Laboratory</i> | 25 |
| OMM | Organização Meteorológica Mundial | 56 |
| PBL | <i>Planetary Boundary Layer (Camada Limite Planetária)</i> | 28 |
| PSA | Física Padrão com Inserção de 2 SODAR usando o Método Automático 1 | 53 |
| PFA | Física Padrão com Inserção de SODAR Fictícios usando o Método Automático 1 | 54 |
| PSU | <i>Pennsylvania State University</i> | 04 |
| RAMS | <i>Regional Atmospheric Modeling System</i> | 04 |
| RIN | <i>Radius of Influence</i> | 36 |
| RMSE | <i>Root Mean Squared Error</i> | 71 |
| RPP1 | Relatório I de Progresso de Pesquisa | 47 |
| RRTM | <i>Rapid Radiative Transfer Model</i> | 63 |
| SBGR | Aeroporto Internacional de São Paulo - Guarulhos | 06 |
| SCM | <i>Successive Correction Method</i> | 37 |
| SFC | Modelo ou Parametrização de Superfície | 28 |
| SODAR | <i>Sonic Detection and Ranging</i> | 03 |
| TKE | <i>Turbulent Kinetic Energy</i> | 67 |
| UO-CAPS | <i>University of Oregon – Center for Asian and Pacific Studies</i> | 25 |
| VWD | <i>Vector Wind Difference</i> | 77 |
| WDIR | Direção do Vento | 77 |
| WPS | <i>WRF Preprocessing System</i> | 29 |
| WRF | <i>Weather Research and Forecasting Model</i> | 01 |
| WSPD | Velocidade do Vento | 77 |
| Z | Fuso Horário ZULU | 48 |

SUMÁRIO

| | |
|---|----|
| 1. INTRODUÇÃO | 19 |
| 2. REVISÃO DA LITERATURA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA | 25 |
| 2.1. Micrometeorologia e Camada Limite Planetária (CLP) | 25 |
| 2.1.1. <i>Micrometeorologia</i> | 25 |
| 2.1.2. <i>Definição de Camada Limite Planetária</i> | 27 |
| 2.1.3. <i>Vento e Escoamento na CLP - Turbulência</i> | 28 |
| 2.1.4. <i>Transporte Turbulento</i> | 29 |
| 2.1.5. <i>Estrutura e Profundidade da CLP</i> | 30 |
| 2.1.6. <i>Camada de Mistura</i> | 31 |
| 2.1.7. <i>Camada Residual</i> | 33 |
| 2.1.8. <i>Camada Limite Estável</i> | 33 |
| 2.2. Representação dos Fluxos Turbulentos | 33 |
| 2.2.1. <i>Analogia com a Viscosidade</i> | 34 |
| 2.2.2. <i>Fechamento Local e Não Local</i> | 37 |
| 2.3. Cisalhamento do Vento: Impactos no Tráfego Aéreo | 38 |
| 2.4. Weather Research and Forecasting (WRF) | 42 |
| 2.5. Representação do Vento no WRF | 48 |
| 2.5.1. <i>Mistura Turbulenta no WRF</i> | 50 |
| 2.6. Programa de Análise Objetiva – OBSGRID | 50 |
| 2.7. Método de Correção Sucessiva de Cressman | 52 |
| 2.8. Métodos de Análises dos Impactos da Inserção de Dados de SODAR e das | 59 |
| Configurações Físicas do Modelo | |
| 3. METODOLOGIA E DADOS | 61 |
| 3.1. Área de Estudo e Evento Selecionado | 61 |
| 3.2. Geração das Análises (Condições Iniciais) | 67 |
| 3.2.1. <i>Replicação dos Dados de SODAR</i> | 69 |
| 3.3. Geração das Análises – Programa OBSGRID | 73 |
| 3.4. Testes de Sensibilidade – Configuração dos Experimentos | 76 |
| 3.4.1. <i>Simulação de Alta Resolução e Teste de Sensibilidade ao Número de</i> | 76 |
| <i>Iterações</i> | |
| 3.4.2. <i>Sensibilidade ao Número de Estações Inseridas</i> | 84 |
| 3.4.3. <i>Sensibilidade às Configurações Físicas Refinadas</i> | 86 |

| | |
|--|-----|
| 3.5. Método de Análise dos Resultados | 86 |
| 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES | 92 |
| 4.1. Efeito da Assimilação de Dados nas Condições Iniciais | 92 |
| 4.2. Teste de Sensibilidade à Assimilação de Dados e Iterações | 95 |
| 4.3. Teste de Sensibilidade ao Número de Estações | 113 |
| 4.4. Teste de Sensibilidade às Opções Físicas Refinadas | 115 |
| 5. CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS | 134 |
| 6. REFERÊNCIAS | 143 |
| APÊNDICES | |
| A. Estabilidade na Camada Limite | 151 |
| B. Equações Governantes do Escoamento Turbulento e o Problema do Fechamento | 158 |
| C. Parametrizações do Escoamento Turbulento | 161 |
| D. Parametrizações Físicas no WRF | 168 |
| E. Breve Histórico da Modelagem | 171 |
| F. Breve Histórico em Geração de Análises Objetivas e Alguns Conceitos Básicos | 173 |
| G. Parametrizações de K | 176 |
| H. Teoria do Comprimento de Mistura | 178 |

INTRODUÇÃO

A utilização de modelos numéricos de previsão do tempo (MNPT) tem se tornado uma ferramenta fundamental no processo de tomada de decisões que influenciarão diretamente o bem estar da população e o funcionamento de serviços básicos, que são afetados por fenômenos atmosféricos. Tais fenômenos são extremamente relevantes para todos os setores da sociedade, uma vez que o tempo influencia, direta ou indiretamente, desde o dia a dia do homem comum até as decisões políticas mais complexas, tendo sido inclusive um fator imprescindível para os desfechos de alguns infelizes confrontos bélicos de nível mundial.

Uma atividade de alta relevância para a sociedade que sofre influência direta das condições meteorológicas, e tem recebido grande atenção nos últimos tempos em razão dos eventos de nível internacional sediados no Brasil, é o controle do tráfego aéreo. Sabe-se que para este setor em especial, o vento é uma variável de grande impacto, por ser um potencial causador de contratempos e até de acidentes fatais, dependendo da sua intensidade e dos seus gradientes horizontais e verticais.

Neste contexto, o fenômeno conhecido como “tesoura de vento” (“*wind shear*”), que é o cisalhamento, ou a variação, do vento no eixo vertical, apresenta-se como um dos fenômenos mais nocivos ao tráfego aéreo. Segundo Beaudette (2006), numa circular da FAA, *Federal Aviation Administration*, estes fenômenos oferecem mais perigo nos momentos de pouso e decolagem, quando pequenos deslizes podem causar uma colisão da aeronave com a superfície. Além disso, é sabido que nuvens cumuliformes, que detém altos valores de movimento vertical, podem também desestabilizar aeronaves, não só no momento do pouso ou da decolagem, mas em qualquer etapa do voo.

Na linha da modelagem regional, o modelo WRF – *Weather Research and Forecasting Model* (SKAMAROCK, 2008) – tem sido um dos mais difundidos internacionalmente, tanto no meio operacional, quanto no acadêmico/científico. Dentre diversas razões, isto ocorre pelo fato de ser um código livre e com uma ampla assistência fornecida pelos órgãos que o sustentam (MMM/NCAR). Estes fatores garantem ao WRF uma larga rede de usuários que testam o seu desempenho e oferecem revisões e avaliações, alertando sobre incoerências e falhas do sistema, além de proporem alterações no seu código com parametrizações e ferramentas mais sofisticadas que promovem melhorias constantes. O referido modelo de previsão numérica tem sido

utilizado em diversos estudos sobre o Brasil (HÄRTER *et al.*, 2008; PADILHA, 2011; DA SILVA e FISCH, 2014), apresentando resultados positivos de maneira geral, inclusive para o estudo do cisalhamento do vento.

As simulações de alta resolução – com $\Delta x \approx 1 - 10$ km, (ILLINGWORTH *et al.* 2015; e ZHENG, 2016) – são importante ferramenta no preenchimento de séries de dados em locais onde observações são escassas e para se estudar fenômenos de pequena escala que interagem com acidentes topográficos e/ou prédios em grandes cidades, como a tesoura de vento. Sabe-se que quanto maior a complexidade do terreno, maior o cisalhamento observado (RAY *et al. et al.*, 2006). Neste sentido, o modelo WRF apresenta uma série de melhorias na representação de características de pequena escala, além de opções avançadas com interação de locais urbanizados com a atmosfera (SKAMAROCK *et al.*, 2008; LUNDQUIST, 2010). Além disso, alguns trabalhos já utilizaram o modelo para aeródromos e eventos de *wind shear* (FERONI *et al.*, 2013 e DA SILVA e FISCH, 2014). Nestes trabalhos, apesar de apresentarem algumas tendências a superestimar o vento médio e subestimar máximos da velocidade do vento, os resultados foram considerados.

Em razão da previsão numérica do tempo ser um problema de condições iniciais – ou seja, altamente influenciada pelos valores fornecidos ao modelo – para que uma previsão seja bem sucedida, não basta que o modelo represente fielmente os processos atmosféricos (KALNAY, 2003). Como as equações que regem a atmosfera são oriundas de leis físicas determinísticas, dado um valor inicial, existe apenas um resultado para cada uma delas que as satisfazem, e este resultado é, portanto, altamente dependente das condições iniciais fornecidas. Faz-se indispensável, por conseguinte, que estas condições sejam tão próximas da realidade quanto possíveis, a fim de se garantir uma previsão mais realística.

Resultados mostram (Figura 1.1) que a melhoria nas previsões observada aproximadamente a partir do ano de 2000 está altamente ligada ao aperfeiçoamento do modelo de previsão (inclusão de processos e métodos de resolução das equações), dos métodos de análises usados na **assimilação de dados** e da qualidade dos dados, bem como do seu consequente controle de qualidade (KALNAY, 2003). Pode-se atribuir este avanço principalmente ao uso de informações de satélites relativas a variáveis meteorológicas nas condições iniciais dos modelos de previsão, através do processo

conhecido como assimilação de dados. Segundo Umeda e Martien (2002), o objetivo da assimilação de dados observacionais não é apenas o de aproximar os pontos de um modelo aos dados da estação mais próxima, mas também o de propagar a informação de uma dada localidade para regiões adjacentes.

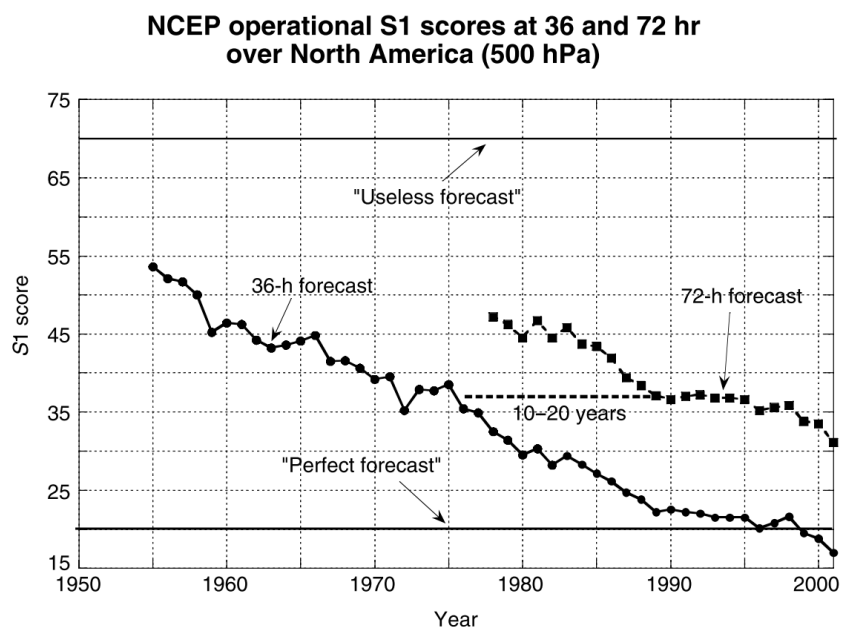


Figura 1.1. Evolução histórica da habilidade da previsão operacional dos modelos do NCEP sobre a América do Norte (500 hPa). O parâmetro S1 mede a média do erro relativo no gradiente horizontal de pressão sobre a região de interesse. Os valores $S1=70\%$ e $S1=20\%$ foram determinados empiricamente para corresponderem respectivamente a uma previsão “inútil” e “perfeita”. Fonte: Kalnay, 2003.

Dentro do paradigma da assimilação ou inserção de dados, diversos tipos de observações atmosféricas podem ser utilizados atualmente pelos MNPT na tentativa de se determinar com a máxima precisão possível o estado da atmosfera, o que é a definição de Talagran (1997) para a assimilação de dados. Em meio aos diversos tipos de observação, recentemente os SODAR tem se destacado no monitoramento e estudo de fenômenos na camada limite atmosférica. Tais instrumentos possibilitam, dentre outras, estimativas da direção e da intensidade do vento nos primeiros níveis da atmosfera com alta frequência temporal (ex.: 15 minutos). Muitos estudos têm se utilizado destes instrumentos, sobretudo para avaliar a estrutura da atmosfera dentro da camada limite planetária (ex.: BEYRICH, 1994 e 1997; ARGENTINI *et al.*, 2012). De acordo com Illingworth *et al.* (2015), apesar de seu enorme potencial positivo para as previsões do tempo, tais dados – bem como o de outros instrumentos relativamente recém-lançados – são muito pouco utilizados na análise objetiva, ainda menos em métodos mais complexos de assimilação, como os variacionais (3D-Var e 4D-Var). Isto

ocorre, dentre outros fatores, devido ao número reduzido de instrumentos deste tipo e à exígua disponibilidade de métodos de assimilação destes dados nos modelos de previsão do tempo de livre acesso, nada obstante sua forte similaridade com os dados de sondagens.

Por este motivo, poucos trabalhos fizeram uso de SODAR ou MINISODAR na sua base de dados assimilados ou inseridos nas análises, porém em modelos diferentes. Stauffer e Seaman (1994) utilizaram dados de SODAR em assimilações de dados multiescalar do tipo *nudging* (um tipo de assimilação de dados em 4 dimensões, ou em inglês *Four Dimension Data Assimilation*, FDDA) no modelo MM5, da Pennsylvania State University - National Center for Atmospheric Research (PSU-NCAR). Fast (1995) utilizou o modelo *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) assimilando dados de 2 MINISODAR, entre outros dados, via relaxação newtoniana para simular o vento na região do Coal Creek Canyon, no estado do Colorado, EUA. Umeda e Martien, (2002) também utilizaram o modelo RAMS com assimilação de dados de SODAR para estudar o comportamento do vento em região acidentada do estado da Califórnia, EUA, tendo obtido resultados positivos; eles utilizaram uma maior quantidade de dados observacionais que incluía assimilação de vento, temperatura e umidade de 28 radiossondas, 12 SODAR e 12 radares. Como se pode observar, em todo Hemisfério Sul, não foi encontrada nenhuma pesquisa que tenha trabalhado no sentido de assimilar os dados destes instrumentos sônicos, o que consiste numa das motivações do trabalho.

Na modelagem numérica da atmosférica, uma importante diretriz para se desenvolver um modelo é iniciar seu código com os princípios básicos mais significativos e, o mais importante, com as leis mais bem compreendidas. Posteriormente, adiciona-se elementos mais complexos que irão interagindo com os já inseridos, porém de maneira gradativa, visando-se compreender a natureza real do problema e seus processos (KALNAY, 2003). Tal lógica pode ser transportada, sem prejuízos, para os métodos de assimilação de dados, iniciando-se pelos métodos de análise objetivas.

Um método de análise objetiva relativamente simples que tem sido largamente utilizado em diversos estudos para a geração de condições iniciais visando à previsão numérica (BENJAMIN e SEAMAN, 1985; FACCANI *et al.*, 2003 e 2006; JIANG, 2009) é o método de Correções Sucessivas de Cressman (1954 e 1959). Nele, é feito um

determinado número de correções ao *first guess*, geralmente dados de uma rodada do modelo numérico (observações – *first guess*), a fim de que este se aproxime dos valores observados.

Resultados encontrados para o uso de AOC para assimilação de precipitação (FACCANI *et al.*, 2003), indicaram que este método produziu melhores resultados para resoluções maiores, quando comparado com o esquema Multiquadrático. Neste mesmo trabalho e em Kalnay (2003), o método de Cressman também foi mais indicado para regiões com baixa densidade de dados.

O presente estudo também se inspirou nos princípios da metodologia de separação das contribuições dos fatores de um modelo numérico, presente em Stein e Alpert (1993), na qual é possível determinar o impacto final de cada fator que constitui o modelo numérico separadamente, bem como a contribuição de um ou mais fatores combinados. Nos estudos revisados que foram mencionados (FACCANI *et al.*, 2003 e 2006), os autores destacam o benefício da assimilação de dados em mesoescala, ou em escalas locais ainda menores, na determinação das condições iniciais e seus consequentes impactos nas simulações com modelos regionais. Neste sentido, espera-se que a inserção de dados locais de SODAR nas condições iniciais das simulações provoque uma melhoria na caracterização inicial do vento e, conseqüentemente, na previsão do cisalhamento vertical do vento, ou na tesoura de vento, dentre outros benefícios.

Propõem-se uma metodologia para a replicação de dados de estação em áreas adjacentes ao local original com vistas à assimilação de dados. Tal método visa expandir a influência de determinado ponto de observação em regiões com certa homogeneidade, onde os dados observacionais são escassos.

Para a análise dos resultados dos experimentos, são feitas comparações entre os campos de vento dos experimentos com os dados do SODAR e alguns parâmetros estatísticos são propostos para a avaliação. Tais parâmetros foram utilizados em diversos trabalhos relacionados ao estudo do vento em modelos numéricos (STAUFFER e SEAMAN, 1994; FAST, 1995; UMEDA e MARTIEN, 2002; FACCANI *et al.*, 2003; FERONI *et al.*, 2013).

Tendo-se em vista os fatores acima, os objetivos deste trabalho foram: a) *analisar o impacto de configurações físicas específicas para simulações de alta resolução, com $\Delta x \approx \Delta z$, nas previsões para o aeródromo SBGR;* b) *avaliar o impacto da inclusão de dados de vento do SODAR no campo inicial de simulações da direção e da velocidade do vento de um caso de tesoura de vento (wind shear) com o modelo WRF, utilizando o método de análise objetiva de Cressman (1959);* e c) *propor uma metodologia de condução de estudos e verificação de resultados de modelos numéricos com alteração das condições iniciais por bases de dados esparsos.*

2. REVISÃO DA LITERATURA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Diante do problema proposto neste trabalho, percebe-se a necessidade de se analisar uma larga variedade de conteúdos em razão da forte interação existente entre as áreas em discussão: micrometeorologia, modelagem numérica, assimilação de dados, análise objetiva, tráfego aéreo entre outros.

Nesse sentido, este capítulo apresenta inicialmente uma revisão teórica sobre a Micrometeorologia com foco na camada limite planetária; num segundo momento, um resumo sobre o cisalhamento vertical do vetor vento com enfoque sobre seu impacto na aviação; em terceiro lugar, é apresentada uma breve discussão do modelo numérico utilizado, WRF, com maior enfoque na sua representação do vento; em seguida, descreve-se brevemente a ferramenta de geração de análise objetiva (OBSGRID) no contexto do WRF; posteriormente, descreve-se o método de análise objetiva de Cressman, a partir de agora denominado por AOC, selecionado para gerar as análises; por fim, apresenta-se uma breve exposição das ideias gerais relativas ao método de análise empregado, que serão mais explicitados na Metodologia, seção 3.

2.1. Micrometeorologia e Camada Limite Planetária (CLP)

O estudo das camadas de ar mais próximas do solo se faz necessário, pois o presente trabalho se dedica a analisar o comportamento do vento simulado nesta região da atmosfera, a qual possui características muito singulares e destoantes das demais camadas. Nos primeiros níveis da troposfera, os processos de transporte modificam a estrutura vertical entre 0 e 3000m, criando a camada limite planetária, CLP ou CL, a partir da agora. O restante do ar contido na troposfera é usualmente conhecido como atmosfera livre (AL). Este item tem foco na CL sobre o continente em latitudes médias, devido à referência bibliográfica consultada (STULL, 1988).

2.1.1. *Micrometeorologia*

Apesar de algumas pequenas discordâncias, os fenômenos com escalas espaciais inferiores a 3 km e de tempo de duração inferiores a 1 hora são classificados como de *microescala*, e Micrometeorologia é o estudo dos fenômenos desta escala. A Figura 2.1 apresenta uma divisão racional das escalas dos processos meteorológicos apresentada por Orlanski (1975).

| SCALE DEFINITION | | | | $\frac{T_5}{L_5}$ | 1 MONTH $(\frac{1}{30})^{-1}$ | DAY $(1)^{-1}$ | 1 HOUR $(\frac{1}{24})^{-1}$ | 1 MINUTE $(\frac{1}{60})^{-1}$ | 1 SEC |
|-----------------------|-----------------------|-------------|---------------------|-------------------|-------------------------------|------------------------------|------------------------------|--------------------------------|---------------------|
| MACRO-SCALE | MACRO-SCALE | MACRO-SCALE | MACRO-SCALE | 10,000 KM | Standing waves | Ultra long waves | Tidal waves | | |
| | | | | 2,000 KM | Baroclinic waves | | | | |
| INTERMEDIATE SCALE | | | | 200 KM | Fronts and Hurricanes | | | | |
| | MESO-SCALE | | MESO-SCALE | 20 KM | | Nocturnal low level jet | Squall lines | Inertial waves | Cloud clusters |
| | | | | 2 KM | | Thunderstorms | I.G.W. | C.A.T. | Urban effects |
| MESO SCALE | | | | 200 M | | | Tornadoes | Deep convection | Short gravity waves |
| | | | | 20 M | | | | Dust devils | Thermals |
| MICRO SCALE | MICRO-SCALE | | MICRO SCALE | | | | | | Wakes |
| | | | | | | | | | Plumes |
| | | | | | | | | | Roughness |
| | | | | | | | | | Turbulence |
| JAPANESE NOMENCLATURE | EUROPEAN NOMENCLATURE | G.A.T.E. | U.S.A. NOMENCLATURE | C.A.S. | CLIMATOLOGICAL SCALE | SYNOPTIC AND PLANETARY SCALE | MESO SCALE | MICRO-SCALE | PROPOSED DEFINITION |

Figura 2.1. Subdivisão racional das escalas meteorológicas. Fonte: Orlanski, 1975.

Dada a dificuldade em se representar todos os processos micrometeorológicos, a descrição determinística e a previsão de turbilhões individuais persistem sendo um desafio para a modelagem. Por isto, utilizam-se os seguintes meios de estudo:

- **Métodos estocásticos:** tratam dos efeitos estatísticos médios dos turbilhões.
- **Teoria de similaridade:** envolve o comportamento usual aparente exibido em diversos fenômenos observacionais.
- **Classificação fenomenológica:** as estruturas maiores como térmicas são classificadas e às vezes abordadas de uma maneira parcialmente determinística.

A Micrometeorologia necessita de uma vasta gama de observações, porém infelizmente faltam recursos para fazer os experimentos. Para tentar suprir esta ausência de dados, existem estudos alternativos usando simulações de laboratório e modelagem numérica, como este. No entanto, ocorrem problemas de fechamento nas equações dos modelos e naquelas que pretendem fazer uma abordagem analítica das equações, que são analisados na seção 2.2.

2.1.2. Definição de Camada Limite Planetária

Stull (1988) afirma que se pode definir camada limite planetária como sendo “uma parte da atmosfera que é diretamente influenciada pela superfície terrestre, e responde às forçantes desta superfície numa escala de tempo de uma hora ou menos”. Isto não significa que a CL atingiu seu equilíbrio neste espaço de tempo, e sim que as suas alterações já se iniciaram. As forçantes incluem: atrito por arrasto, evaporação e transpiração, transferência de calor, emissão de poluentes e mudança no escoamento induzido pelo terreno.

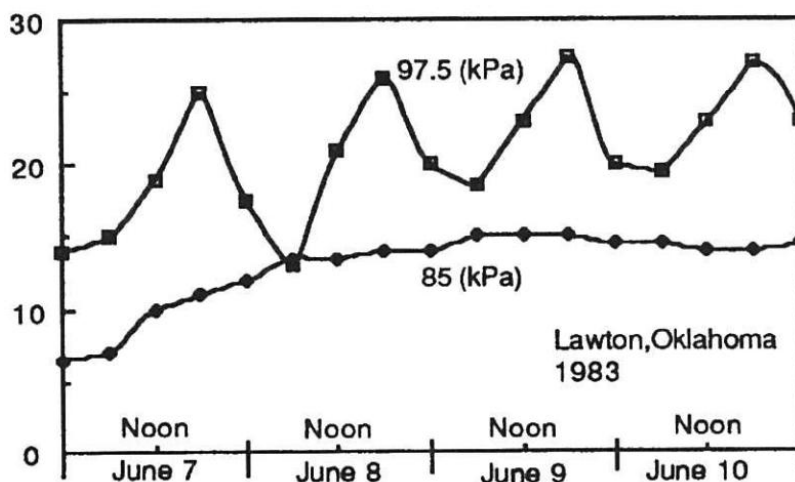


Figura 2.2. Evolução das temperaturas próximas à superfície (975 hPa) e a uma altura de aproximadamente 1100 m acima (850 hPa) oriundas de radiossondas. A temperatura está no eixo da ordenada e o tempo na abscissa. Fonte: Stull, 1988.

Na Fig. 2.2, os dados mostram uma variação diurna da temperatura perceptível somente próximo ao solo (linha de 975 hPa), e não nos demais níveis superiores (linha de 850 hPa). Percebe-se que o perfil vertical de temperatura na CLP, sobretudo na camada de superfície (os primeiros 10% da CLP), está intrinsecamente ligado às variações da temperatura da superfície. Esta variação não é causada *diretamente por força* da radiação solar. A maior parte dela é transmitida para a superfície que pode apresentar absorção da ordem de 90% desta radiação. Portanto, é a superfície que recebe a energia e aquece ou resfria a CL através de processos de transporte. A turbulência é um dos mais importantes processos de transportes e é muitas vezes utilizada para definir a camada limite. Além disso, as tempestades também podem interferir no regime da CL e serem influenciadas por seus processos, apesar de não serem consideradas fenômenos desta camada.

2.1.3. Vento e Escoamento na CLP - Turbulência

Pode-se dividir o escoamento do ar, ou vento, em três categorias distintas: *vento médio*, *turbulência* e *ondas* (Fig. 2.3, abaixo). Todos podem coexistir simultaneamente. No entanto, o **vento médio** (a) é o principal responsável pelo transporte **horizontal** de propriedades como umidade, calor e quantidade de movimento e poluentes; na **vertical**, a **turbulência** (c) exerce um papel mais predominante. O vento médio também é o responsável pela advecção e sua ordem de grandeza varia tipicamente entre 2 e 10 m/s na CL, porém decresce progressivamente, podendo ser considerada praticamente nula quando próximo da superfície. Os ventos verticais médios são de ordem bem inferior (cm/s ou mm/s), por isso a turbulência é o principal processo de transporte na vertical.

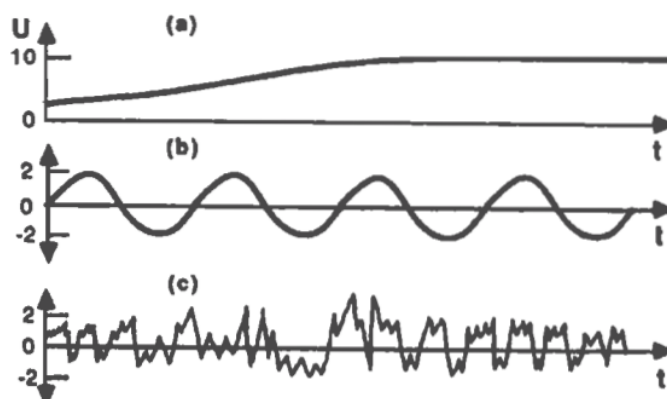


Figura 2.3. Idealização do a) vento médio, b) ondas e c) turbulência, sendo U a componente zonal do vento. Fonte Stull, 1988.

As ondas (b) são geradas por cisalhamento do vento médio e pelo escoamento do vento através de obstáculos. Elas são encontradas mais comumente na camada limite noturna (CLN). Estas ondas transportam pouco calor, umidade e outras variáveis escalares, no entanto são muito eficientes em transportar energia e quantidade de movimento.

Quanto à turbulência, uma das suas características é a de ocorrer principalmente por volta dos primeiros 1000 metros da atmosfera, isto é, na CL. Fora dela, a turbulência é encontrada próxima às correntes de jato noturnas (posicionadas em alturas em volta de 200 metros) que podem gerar turbulência de ar claro (CAT). A turbulência pode ser entendida como uma propriedade do escoamento, na qual ocorrem constantes flutuações em torno da média nas três direções espaciais (u' , v' e w'). Esta propriedade, marcada por um alto grau de aleatoriedade, faz com que o fluido se torne homogêneo em razão da mistura causada pelos turbilhões, o que mostra que a turbulência é uma

forma de transporte muito eficiente. Pode-se dividir a turbulência em duas partes: a **mecânica**, gerada pelo cisalhamento do vento, e a **térmica**, associadas aos bolsões ascendentes de ar quente que se formam por contato com a superfície aquecida.

Usualmente, utiliza-se uma abordagem de dividir as variáveis, como a temperatura e o vento, em uma parte média e noutra parte de perturbação nos estudos de turbulência ou de ondas. A parte média representa a temperatura média e o vento médio, enquanto as partes de perturbação podem ser efeitos de turbulências ou de ondas que são sobrepostas ao vento médio. Os termos referentes a movimentos lineares estão associados a ondas e são desprezados para efeito de estudos onde a turbulência predomina.

2.1.4. Transporte Turbulento

A turbulência pode ser visualizada a partir de redemoinhos chamados de vórtices, ou turbilhões (*eddies*). De fato, ela é composta por um somatório destes vórtices de diferentes tamanhos. O espectro de turbulência é definido pelas diversas variações da intensidade (velocidade) e extensão destes turbilhões.

Muito da turbulência na CL provém das forçantes da superfície (turbulência térmica), como: i) o aquecimento solar, causador das térmicas (grandes turbilhões) em dias de sol; ii) o atrito por arrasto, que gera um cisalhamento do vento que se torna turbulento; e obstáculos como árvores e prédios que provocam disparos turbulentos. Com relação ao atrito, existe uma medida muito usada na Micrometeorologia para representar este efeito produzido pelos elementos da superfície, conhecida como *comprimento de rugosidade aerodinâmico* (z_0), ou *comprimento de rugosidade*. Ele está associado à Teoria da Similaridade aplicada ao perfil médio do vento na camada de superfície (STULL, 1988, capítulo 9.7) e pode ser definido como a *altura na qual o vento é igual zero*. Ele se baseia na ideia de que o vento na camada de superfície apresenta um perfil vertical tipicamente logarítmico e o atrito causa a diminuição do vento até a nulidade próximo da superfície ou próximo a obstáculos que compõem a mesma, enquanto o gradiente de pressão decorrente faz que o vento se intensifique com a altitude. Pode ser facilmente determinado a partir das observações do vento em 2 ou mais alturas. Este valor é independente da estabilidade atmosférica, só variando em função da *aerodinâmica* da superfície. Neste sentido, quanto maior a altura dos obstáculos da superfície, maior será z_0 , e vice-versa, o que permite esperar que uma

superfície urbanizada com casas e prédios terá maior z_0 que uma pradaria ou um descampado.

Os turbilhões podem ser tão compridos quanto a própria profundidade da CL, isto é de 100 a 3000 m de diâmetro. Os menores turbilhões são fracos devido aos efeitos de dissipação por viscosidade molecular, mas alimentam os maiores.

A turbulência na CL é algumas ordens de grandeza mais eficiente no transporte de quantidades do que a difusividade molecular (*molecular diffusivity*). É a turbulência que permite que a CL responda às variações das forçantes da superfície em tão pouco tempo. Portanto, a atmosfera livre (AL) se comporta de maneira praticamente independente em relação à CL, exceto pelo escoamento no topo desta.

2.1.5. Estrutura e Profundidade da CLP

Tanto sobre o oceano quanto sobre o continente, a CL será mais “rasa” em regiões onde sistemas de alta pressão atuam provocando subsidência, do que naquelas de baixa pressão. Sob atuação destes últimos, no entanto, torna-se difícil identificar o topo da CL, Fig. 2.4.

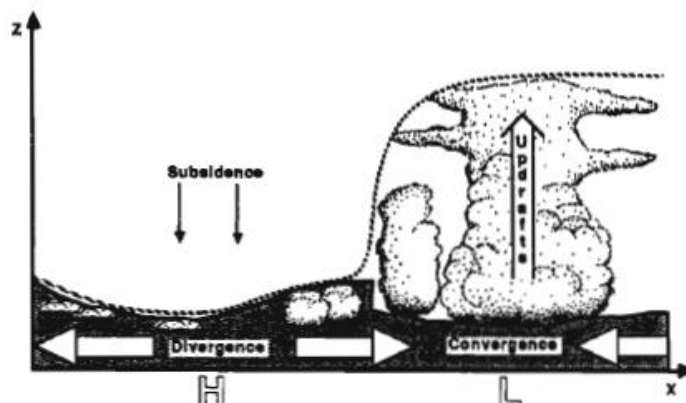


Figura 2.4. Influência de sistemas sinóticos de alta (H) e baixa (L) pressão na altura da camada limite. A linha pontilhada indica a altura idealizada do ar influenciado pela superfície e a linha sólida, a altura geralmente considerada para estudos na CL. Fonte: STULL, 1988.

Ao longo de superfícies continentais, e quando sob atuação de sistemas de alta pressão, como fora o caso analisado (vide seção 3.1), a camada limite tem uma estrutura bem definida que evolui ao longo do dia (Fig. 2.5). Os três principais componentes da CL são: a camada de mistura (CM), a camada residual (CR) e a camada limite estável (CLE). Quando ocorrem nuvens na camada de mistura, esta fica dividida em camada de nuvem (CN) e camada sub nuvem (CSN).

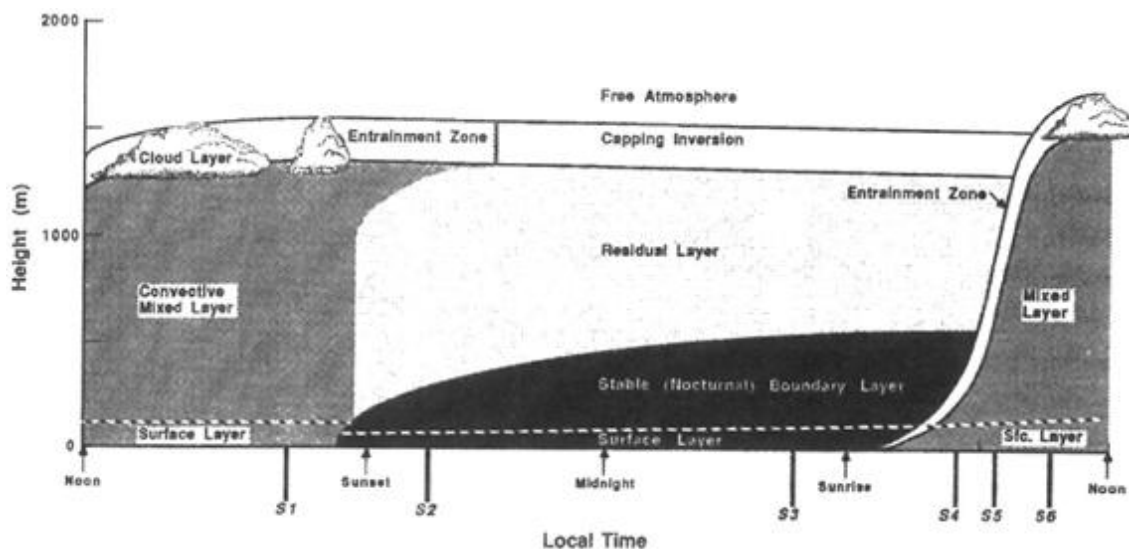


Figura 2.5. Evolução da CL ao longo do dia e suas sub-regiões. Fonte: Stull, 1988.

A camada superficial, ou camada de superfície (CS), é a região na base da CL onde o fluxo turbulento e a tensão variam menos de 10% da sua magnitude, isto acontece geralmente nos primeiros 10% da camada limite. Por último, ainda se observa a microcamada, subcamada viscosa ou camada de interface que são os primeiros centímetros de ar e que é dominada por transporte molecular (transporte por difusão molecular ou transporte difusivo molecular).

Nas próximas subseções, discute-se um pouco mais sobre a CM, a CR e a CLE, pois são as camadas mais extensas da CL e onde foi observado o caso de cisalhamento do vento em estudo.

2.1.6. Camada de Mistura

A turbulência na camada de mistura é usualmente dirigida pela convecção. As fontes convectivas incluem transferência de calor de uma superfície aquecida, e resfriamento a partir do topo da camada de nuvem. As térmicas de ar quente ascendem no ar enquanto as térmicas frias afundam atmosfera abaixo, ambas transportando suas respectivas propriedades.

Mesmo quando a convecção é o mecanismo predominante, é comum ocorrer **cisalhamento do vento** no topo da CM, o que contribui para a geração de turbulência. Esta situação está particularmente associada à turbulência de ar claro (*Clear Air Turbulence, CAT*). Em dias inicialmente sem nuvens, a CM cresce rapidamente com o aquecimento solar da superfície (30 min após o amanhecer) e por isso atinge sua

máxima extensão no final da tarde e cresce por entranhamento, ou mistura, do ar superior adjacente. O perfil vertical da CM se caracteriza por uma condição de instabilidade estática, ou seja, quando a temperatura da parcela em superfície é maior que as camadas superiores.

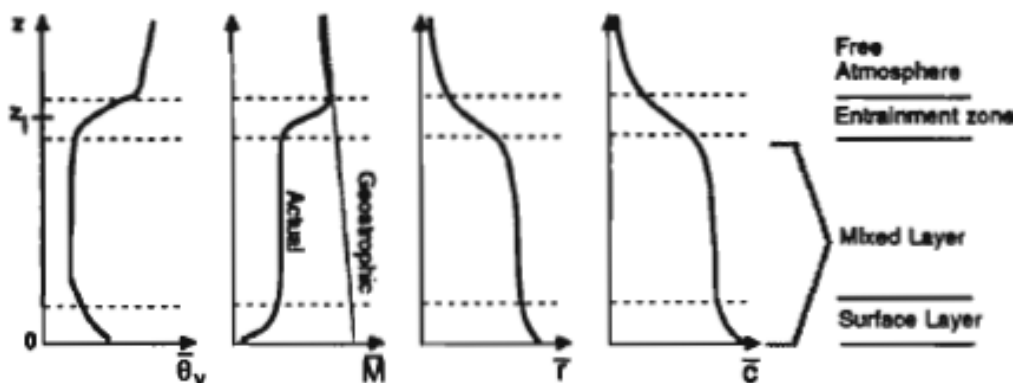


Figura 2.6. Perfis típicos para a temperatura potencial virtual, θ_v , intensidade do vento, \bar{M} ($\bar{M}^2 = \bar{u}^2 + \bar{v}^2$), razão de mistura do vapor, \bar{r} , e concentração de poluente, \bar{c} . Fonte: Stull, 1988.

A turbulência resultante desta configuração termodinâmica faz com que o calor, a umidade e a quantidade de movimento sejam bem distribuídos ao longo da CM, misturando-se uniformemente na mesma (Fig. 2.6).

Os perfis de temperatura virtual são praticamente adiabáticos no meio da CM. Uma camada estável no topo da CM age como uma barreira às térmicas em ascensão, bem como aos poluentes; esta região é conhecida como *zona de entranhamento* ou frequentemente como *camada de inversão*, pela mudança no comportamento da temperatura com a altitude.

Os ventos tendem a ser subgeostrófico na CM com direções que cruzam as isóbaras em ângulos pequenos em direção a baixas pressões; a direção do vento cruza as isóbaras em até 45° próximo à superfície. Na CS, o vento apresenta uma estrutura vertical logarítmica com a altura, sendo zero na superfície, quase uniforme (direção e intensidade) na porção central da CM e aumentando com a altura (Fig. 2.6). Os menores valores de razões de mistura com o aumento da altitude se devem ao entranhamento no topo; enquanto os maiores valores próximo ao solo são resultados da evaporação do solo e das plantas na superfície, Figura 2.6.

2.1.7. *Camada Residual*

Cerca de 30 min antes do pôr do sol, as térmicas cessam, permitindo que a turbulência decaia até a CM do dia anterior. Isto gera uma camada residual, que é formada pelas variáveis de estado médio e de concentração que formavam a CM recém-decaída.

A CR é neutralmente estratificada, o que permite que a turbulência se irradie isotropicamente. A turbulência isotrópica ocorre quando os produtos das componentes da velocidade e suas derivadas são iguais para uma dada distância radial em qualquer direção; difere da homogênea, que assume uma turbulência constante espacialmente. Esta condição de isotropia foi selecionada nas simulações deste trabalho, por se tratar de grades com $\delta x \approx \delta z$.

2.1.8. *Camada Limite Estável*

Ao longo da noite, o contato da base da CR com a superfície forma uma *camada limite estável* ou camada limite noturna (CLE ou CLN), que se caracteriza por ar estaticamente estável com turbulência ocasional, eminentemente mecânica.

Embora o vento na superfície se torne calmo à noite, com frequência os ventos acima (~150-200 m) podem se intensificar até velocidades supergeostróficas, da ordem de 10-30 m/s, num fenômeno conhecido como Jato Noturno ou Jato de Baixos Níveis (*Low-Level Jet*, LLJ). A presença desses jatos em contraste com o vento calmo próximo à superfície ocasiona um forte cisalhamento do vento (ou tesoura de vento), que gera intensa turbulência mecânica.

Diferentemente da CM, a CLE tem topo muito difícil de ser detectado, portanto, define-se seu topo como a base da CR. A propagação de ondas é muito comum na CLN, que não só tem suporte para ondas de gravidade como também as aprisionam próximo ao solo.

2.2. **Representação dos Fluxos Turbulentos**

Sendo o escoamento na camada limite caracterizado por uma forte turbulência, faz-se indispensável estabelecer meios de equacionar estes termos nas respectivas

equações governantes, a fim de que o vento e as demais variáveis atmosféricas sejam devidamente simulados.

Métodos computacionais empregados em modelos numéricos a fim de resolver as equações para o escoamento turbulento esbarram no problema do fechamento, o que força a utilização de parametrizações para os fluxos turbulentos. O mesmo ocorre com estudos de soluções analíticas, onde se consegue soluções diretas somente para modelos altamente simplificados da CL, que acabam não representando satisfatoriamente esta região. Existe uma corrente científica que acredita que os erros nas previsões do tempo e seu curto alcance estão ligados aos fenômenos desta pequena escala que não podem ser resolvidos corretamente pelas equações contidas nos modelos numéricos atuais.

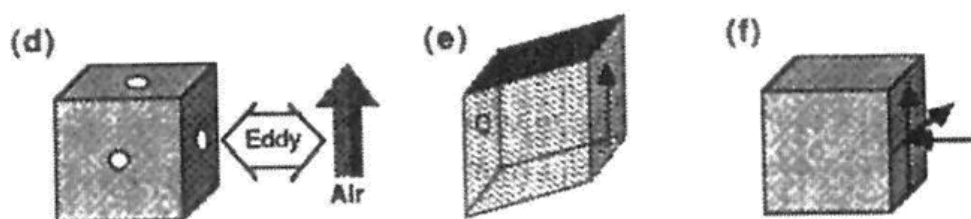
Nas próximas subseções, faz-se um resumo acerca da teoria existente para o problema da turbulência num escoamento, bem como apresenta-se as principais diferenças entre as abordagens da difusão turbulenta em esquemas de CLP. Para maiores informações, vide Apêndice C.

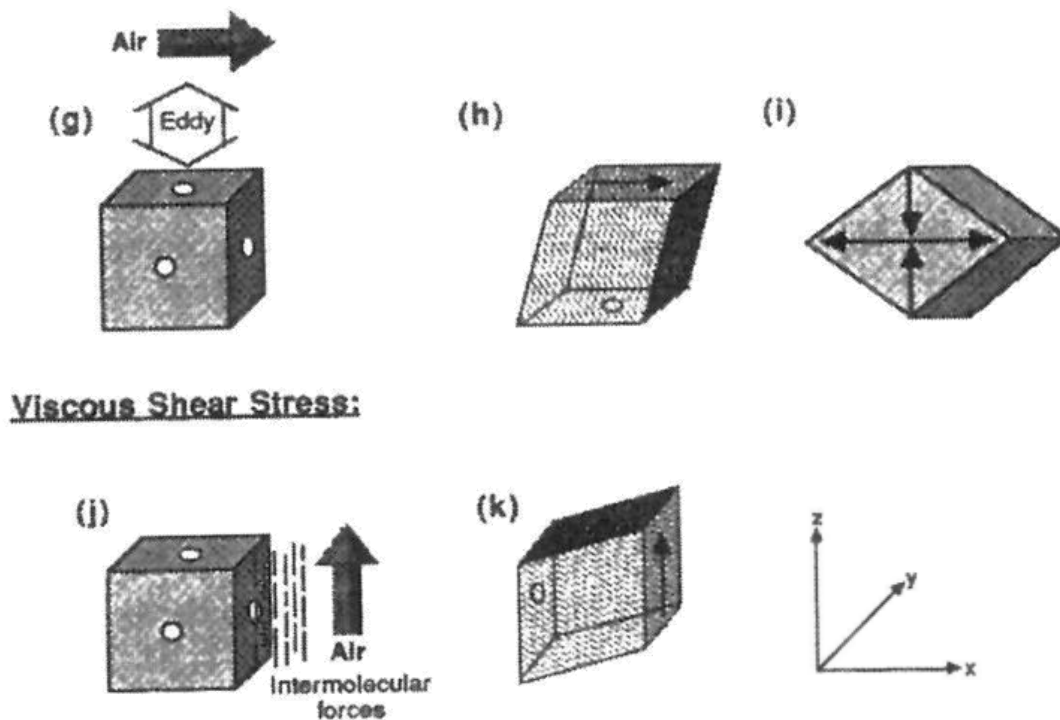
2.2.1. Analogia com a Viscosidade

Antes de entrar nas analogias entre a **viscosidade turbulenta** e a **tensão de cisalhamento viscosa**, é válido recordar os conceitos que envolvem essas variáveis.

Quando uma porção do fluido, na qual se encontra inserido um cubo de fluido, se move, suas forças intermoleculares tendem a arrastar as moléculas vizinhas para a mesma direção do movimento daquela porção (Fig. 2.7j e k). Este fenômeno gera uma tensão que causa uma deformação no cubo, e só acontece devido a uma característica do fluido: a **viscosidade molecular**, ou simplesmente **viscosidade**. A tensão que esta provoca é chamada de **tensão de cisalhamento viscosa**, que é um tensor com 9 componentes.

Reynold's Stress:





Viscous Shear Stress:

Figura 2.7. Esquema mostrando o efeito da tensão sobre um cubo conceitual de fluido.
Fonte: Stull, 1988.

Um turbilhão pode trazer ar de diferentes intensidades de vento para um dado cubo infinitesimal, como apresentado na Fig. 2.7d. Se este fluido de velocidade diferente for transportado pelo turbilhão para uma das faces do cubo e não para outras, isto gerará uma tensão neste cubo, que deformará (Fig. 2.7e). Os turbilhões só ocorrem em função das **características do escoamento**, qual seja, num **escoamento turbulento**. Por definição, a taxa com que este fluido de diferentes velocidades é transportado por qualquer uma das faces do cubo é simplesmente o fluxo de quantidade de movimento naquela face. Logo, percebe-se que o fluxo turbulento de quantidade de movimento se comporta de maneira semelhante a uma tensão, a qual é chamada de **Tensão Turbulenta de Reynolds**, ou apenas **Tensão de Reynolds**.

Para cada face do cubo, deve-se considerar a atuação da tensão de Reynolds nas 3 direções Cartesianas misturando ar de fora com o ar do cubo, como na Fig. 2.7f para um turbilhão no eixo x. Para esta situação, tem-se: $\overline{u'u'}$, $\overline{u'v'}$ e $\overline{u'w'}$, onde a primeira variável indica o sentido do transporte do turbilhão e a segunda indica a velocidade que está sendo transportada pelo turbilhão. Como se tem 6 faces para o cubo, tem-se 9 componentes da tensão de Reynolds, gerando o **Tensor de Reynolds**. Para exemplificar a atuação destas forças, pode-se supor uma rajada de vento u' sendo misturada na face

superior do cubo a uma taxa w' , Fig. 2.7g. A deformação resultante seria a apresentada na Fig. 2.7h, demonstrando o fluxo de quantidade de movimento $\overline{w'u'}$, da mesma natureza da Fig. 2.7e, com a diferença deste último estar rotacionado em 90° para a esquerda e com a rajada no sentido oposto em relação àquele. Baseado nisto e na natureza da turbulência, conclui-se que o Tensor de Reynolds é simétrico, ou seja, $\overline{w'u'} = \overline{u'w'}$:

$$\begin{bmatrix} \overline{u'u'} & \overline{u'v'} & \overline{u'w'} \\ \overline{v'u'} & \overline{v'v'} & \overline{v'w'} \\ \overline{w'u'} & \overline{w'v'} & \overline{w'w'} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \overline{u'u'} & \overline{u'v'} & \overline{u'w'} \\ \overline{u'v'} & \overline{v'v'} & \overline{v'w'} \\ \overline{u'w'} & \overline{v'w'} & \overline{w'w'} \end{bmatrix} = \overline{u'_i u'_j} \quad (2.1)$$

Os valores típicos para o tensor de Reynolds cinemático numa camada de superfície atmosférica usual é da ordem de $0,05 \text{ m}^2/\text{s}^2$. O fluxo de quantidade de movimento e a tensão de Reynolds são propriedades do **escoamento**, e **não do fluido**. Como se vê na equação 2.1, esta tensão está expressa em termos de velocidades e não em função dos componentes do fluido.

Fazendo uma analogia com a tensão molecular τ_{mol} , cuja expressão pode ser aproximada pela equação 2.2, a tensão de Reynolds pode ser expressa pela equação 2.3, com a substituição a viscosidade molecular ν pela viscosidade turbulenta K_m .

$$\tau_{mol} = \rho\nu \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \quad (2.2)$$

$$\tau_{Reynolds} = \rho K_m \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \quad (2.3)$$

Como a turbulência é muito mais eficaz do que a viscosidade na geração de mistura, os valores de $K_m > \nu$. Segundo Stull (1988), valores reportados na literatura para K_m variam de 0.1 a 2000 m^2/s , sendo comum encontrar valores de 1 a 10 m^2/s , enquanto os valores de ν são tipicamente de $1,5 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Conforme mencionado, além da diferença significativa na magnitude, existe uma diferença fundamental entre a viscosidade molecular (ν) e a turbulenta (K_m): a primeira depende somente da **composição química e o estado do fluido**, enquanto a segunda depende das **características do escoamento**, como por exemplo, a estabilidade. Por isso, parametrizações para K_m geralmente são funções de parâmetros de estabilidade como o número de Richardson ou o *lapse rate*. Para maiores informações sobre estabilidade atmosférica, vide apêndice A.

2.2.2. *Fechamento Local e Não Local*

Existem duas escolas principais de pensamento para o problema de fechamento da turbulência: a de fechamento local (FL) e a de fechamento não local (NL). Essas escolas se baseiam no conceito de estabilidade estática local e não local (vide apêndice A e C), e não há uma escola ideal, pois ambas apresentam limitações.

Na abordagem local, uma variável desconhecida, em determinado ponto do espaço, é parametrizada em função de valores e/ou gradientes de variáveis conhecidas no mesmo ponto ou imediatamente adjacentes a este ponto. Portanto, os fechamentos locais são análogos às difusões¹ moleculares. Na prática, isso quer dizer que este fechamento considera que somente os níveis verticais adjacentes a um dado ponto irão influenciar diretamente as variáveis deste ponto, como se somente os turbilhões menores fossem levados em conta.

No fechamento não local, as variáveis desconhecidas num dado ponto são parametrizadas por valores em diversos pontos do espaço. Assume-se que a turbulência é uma sobreposição de turbilhões (conforme considerado na subseção 2.1.4), transportando o fluido como um processo advectivo na vertical. Isto significa que níveis mais distantes de um dado ponto (aqueles dentro da CLP) também podem afetar as variáveis neste ponto, no sentido que gradientes existentes em regiões mais distantes do ponto considerado podem influenciá-lo. Notadamente, esta corrente representa mais apropriadamente aqueles turbilhões de maior extensão vertical, quais os presentes na camada de mistura.

Segundo Stensrud 2007 (apud COHEN, 2015), é um consenso geral que os esquemas locais apresentam uma desvantagem na representação da CLP, pois máximos de estabilidade localizados no perfil vertical de temperatura não são representativos do estado geral da mistura na CLP. Esta mistura é realizada primariamente pelos turbilhões maiores, os quais sofrem pouca influencia das condições locais de estabilidade estática.

Um local que comumente apresenta um máximo de estabilidade estática é o topo da CLP diurna simulada. Esta estabilidade é causada devido ao entranhamento do ar da atmosfera livre na CLP. Isto gera um fluxo de temperaturas potenciais maiores para

¹Fluxo ou deslocamento de alguma grandeza em função das diferenças espaciais de concentração da mesma. Ex.: fluxo de calor vai do mais quente para o menos quente.

temperaturas potenciais menores, ou seja, de cima para baixo, proporcionando um crescimento ínfimo da CLP. Na atmosfera real, turbilhões maiores podem transportar calor da superfície aquecida durante o dia para cima, independente de um máximo de estabilidade, produzindo o que é chamado de fluxo *contragradiente* (contrário à direção dos fluxos de calor que acompanham os gradientes de estabilidade).

Pelo fato da abordagem não local representar melhor os turbilhões maiores, estes esquemas geralmente representam melhor situações de CLP profunda. Contudo, o uso de fechamento local pode ser benéfico à medida que oferece fechamentos de ordens superiores. Alguns modelos de parametrização de CLP utilizam ambas as abordagens para compensar as respectivas deficiências, eles são chamados de *esquemas híbridos*.

Os benefícios dos esquemas não locais foram constatados em diversos estudos analisados por Cohen (2015). Dentre eles, ressalta-se a caracterização de uma CL mais quente e seca durante o dia, que foi observada para o centro-sul dos EUA em Hu *et al.* (2010); a mesma característica foi observada por Gibbs *et al.* (2011).

Apesar disso, Coniglio *et al.* (2013) faz a ressalva de que esses esquemas têm demonstrado uma superestimação da profundidade da CL para a primavera, o que resulta em um excessivo ressecamento próximo à superfície e subestimação da MLCAPE (*Mixing Layer Convective Available Potential Energy*).

2.3. Cisalhamento do Vento: Impactos no Tráfego Aéreo

Conforme a descrição do Glossário de Meteorologia da *American Meteorological Society*, dá-se o nome de cisalhamento do vento (“tesoura de vento”) ao *fenômeno da variação local do vetor do vento ou de qualquer uma de suas componentes numa dada direção*. Dependendo da intensidade desta variação do vento com a altitude, turbilhões (*eddies*) podem ser produzidos nestas regiões, inclusive sem a formação de nuvens, o que facilitaria a sua identificação. Uma situação onde não há presença de nuvens, mas que permite compreender claramente este fenômeno é na turbulência de ar claro. Nesta ocasião, pode-se imaginar uma camada estável, em alturas superiores da atmosfera, com cisalhamento vertical do vento. Caso haja pouco cisalhamento (no caso, unidirecional), ou seja, a diferença entre a intensidade dos ventos da camada superior e da inferior seja pequena, praticamente não haverá formação de turbilhões, como mostrada na figura 2.8a. Com o aumento desta diferença (figura 2.8b e 2.8c),

ondulações podem se formar. Se o cisalhamento atingir uma dada severidade (Figura 2.8d), estas ondulações se quebram dando origem a turbilhões que apresentam significativo movimento vertical.

Além disso, o cisalhamento vertical do vento, quando associado a alguns fatores termodinâmicos, podem produzir tempestades severas que apresentam um forte potencial destrutivo, inclusive produzindo mais cisalhamento vertical nas regiões ao seu redor (mais detalhes sobre este processo podem ser encontrados a seguir no texto). Maiores discussões sobre a importância do cisalhamento na formação de tempestades severas fogem do escopo do trabalho, mas podem ser encontradas em Browning, (1964) Byers e Braham (1949); Doswell (2001); Lemon e Doswell (1979); Marwitz, (1972) Newton e Frankhauser (1975).

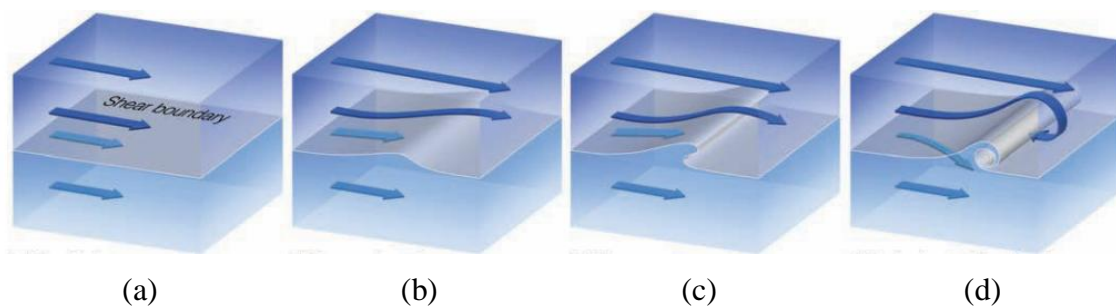


Figura 2.8. De (a) até (d), evolução temporal da formação de turbulência de ar claro (CAT) num limite com intensificação do vento com a altitude, tesoura de vento. Fonte: Ahrens, 2007.

Apesar da tesoura de vento acontecer em qualquer nível da atmosfera, os casos que levam mais risco ao tráfego aéreo são aqueles que se localizam mais próximo à superfície. Isto porque as etapas de pouso e decolagem são as mais críticas do voo, justamente devido à proximidade com a superfície. Decorre deste fato que uma tesoura de vento em altitude pode levar a aeronave a mudar bruscamente de direção, fugindo do seu curso, mas em geral é facilmente contornada, pois não há barreiras físicas nas proximidades; contudo, qualquer mudança de trajetória nos procedimentos de aterrissagem e decolagem pode resultar em colisão com o solo.

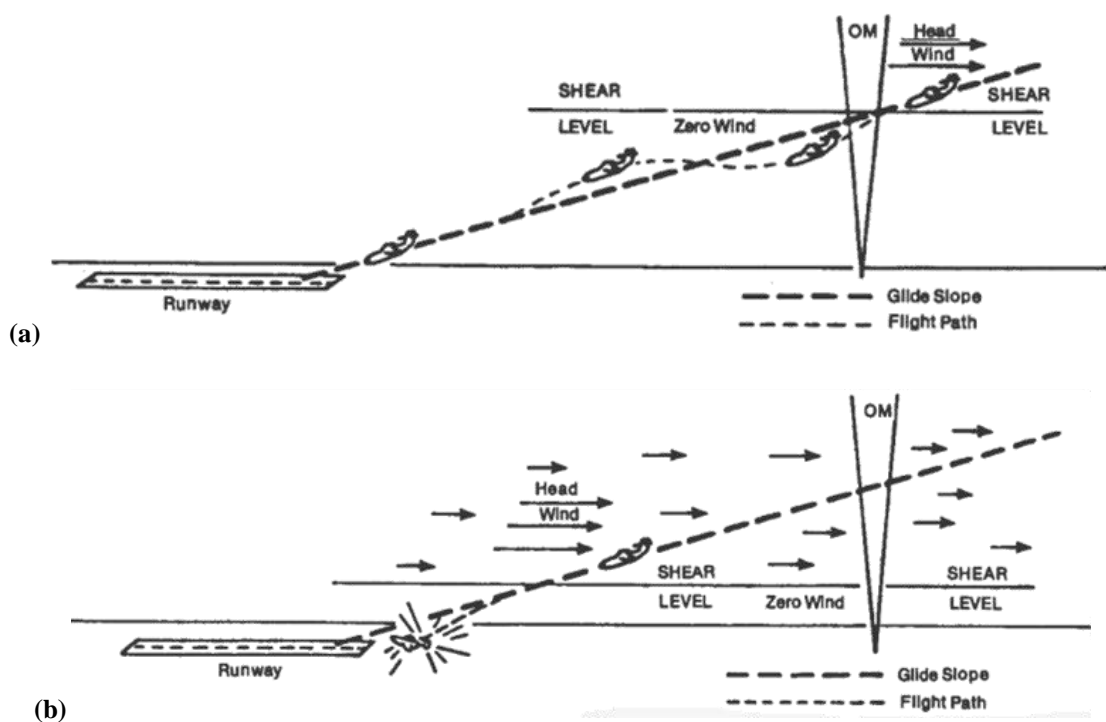


Figura 2.9. Situações de cisalhamento vertical de vento: (a) moderado à altitude suficiente para recuperação e (b) forte, próximo à superfície, impossibilitando recuperação. Fonte: Beaudette, 2006.

Nas frentes frias e nas tempestades, o cisalhamento ocorre de maneira similar, sobretudo no que tange a frente de rajada, que está presente em ambos os fenômenos, porém em maior escala no primeiro e em menor no segundo. Além de estragos associados à precipitação e à visibilidade que ocorrem em ambos os fenômenos, a presença de movimentos verticais dentro e fora de uma célula de tempestade causa instabilidades no voo.

Antes da chegada do sistema, uma frente de rajada se manifesta, formada a partir da divergência das correntes descendentes das nuvens convectivas, caracterizadas como uma região bem definida na forma de circunferência que se expande radialmente; os ventos nessas regiões podem variar em até 180° e podem alcançar 100 knots (50 m/s), a 16 km da célula. Com a chegada do sistema, as correntes frias descendentes associadas à evaporação da precipitação causam movimentos verticais abruptamente intensos, os quais são capazes de superar a capacidade da aeronave de se manter suspensa, mesmo das mais robustas, como um caça militar. Fenômenos deste gênero foram estudados recorrentemente no passado, citando-se como exemplo Wilson *et al.* (1984).



Figura 2.10. Formas de geração de cisalhamento do vento: (a) a partir de tempestades severas e (b) por inversões térmicas e pela topografia. Fonte: Beaudette, 2006.

De acordo com o Manual de Centros Meteorológicos MCA 105-12, existem diversos fatores que podem ocasionar a tesoura de vento; os mais comuns são: sistemas frontais, tempestades severas, inversões térmicas e topografia local.

Nas inversões de temperatura, o resfriamento radiativo noturno se encarrega de gerar duas camadas de características bastante distintas, sendo uma de ar mais frio próximo à superfície (por volta dos 500 m) e outra mais quente posicionada acima desta. Quando acoplado aos ventos intensos encontrados na camada superior próximo à interface com a camada inferior, conhecidos como “jato noturno” ou “jato de baixos níveis” (vide seção 2.1), pode-se experimentar fortes cisalhamentos que chegam a alcançar a superfície. Este processo está expresso pela Figura 2.10b.

Por último, as cortantes de vento também podem ser derivadas da interação do escoamento com a topografia local, assim como mostrado na figura 2.10b. A incidência de ventos fortes nestes obstáculos, que podem ser inclusive prédios e outras construções civis, gera cisalhamento do vento na vertical a sotavento, onde a intensidade do vento abaixo do obstáculo é muito menor do que acima deste. Neste caso, a altura do

obstáculo ditará a altura do cisalhamento. Tal fenômeno foi estudado por Ray *et al.* (2006) e Doyle e Jiang (2006).

Ainda existem diversas outras aplicabilidades relacionadas ao fenômeno do cisalhamento do vento. Uma delas vem ganhando cada crescente atenção, até mesmo em razão da corrente crise do sistema elétrico nacional: a energia eólica. Num trabalho recente, Draxl *et al.* (2014) estudou o comportamento de diversos tipos de parametrizações de camada limite do modelo WRF no perfil do vento nos primeiros níveis da atmosfera, com vistas ao impacto do cisalhamento vertical do vento no desempenho das turbinas eólicas.

2.4. *Weather Research and Forecasting (WRF)*

A modelagem tem se mostrado um dos principais meios de se desenvolver pesquisas na área de ciências atmosféricas e correlatas, bem como nas demais áreas do conhecimento humano. A ideia por trás desse ramo da ciência é simular, através de equações matemáticas, o comportamento do ambiente que se pretende analisar. Dentre suas diversas vantagens, está a possibilidade de se gerar dados para regiões inóspitas, onde observações se tornam inviáveis ou impossíveis.

O modelo numérico regional de previsão do tempo WRF, sigla para *Weather Research & Forecasting Model* (SKAMAROCK *et al.*, 2008), possui variadas ferramentas que fazem dele um dos modelos mais utilizados pela comunidade científica da Meteorologia ou das áreas afins. A gratuidade, relativa facilidade na obtenção do código e o extenso número de usuários e colaboradores fazem com que este se torne cada vez mais robusto, além de ampliar as ferramentas e possibilidades acadêmicas.

Além disto, alguns trabalhos apresentaram resultados positivos em simulações com o modelo WRF, inclusive em aplicações operacionais. Chen *et al.* (2009) utilizou um ciclo de assimilação rápida para a previsão numérica com este modelo durante o jogos olímpicos de 2008 em Pequim, China, tendo obtido resultados satisfatórios. Bright *et al.* (2009) estudou o uso de sistemas de previsão do tempo por conjunto (ensemble) utilizando membros com perturbações condições iniciais e parametrizações físicas; ele sugere que este tipo de previsão de tempo severo - incluindo turbulência de céu claro e cisalhamento do vento - voltada para escalas de nuvem ($dx \approx 1\text{km}$) oferece grande potencial, mas que ainda necessita que a capacidade dos computadores avance

para que possa se tornar operacional. Noutra pesquisa, Feroni *et al.* (2013) utilizaram este modelo para estudar um caso de frente de rajada nas proximidades do aeroporto de Vitória – ES, verificando resultados coerentes com as observações do perfil do vento local, sendo capaz de capturar a rápida variação da direção e velocidade dos ventos no horário de ocorrência do fenômeno.

Este modelo é resultado de um esforço colaborativo entre diversas agências americanas associadas à pesquisa e universitário (NCAR-MMM, NOAA, NCEP, ESRL, AFWA, NRL, UO-CAPS e FAA). Seu código herdou muito da estrutura presente no modelo atmosférico MM5 (Mesoscale Model 5), tal como a relativa facilidade para alterar suas opções físicas, o que permite ao usuário uma maior flexibilidade para alterar alguns parâmetros do modelo, o que podem ser importantes para a sua finalidade.

Ele possui capacidade de simular praticamente todas as escalas do tempo meteorológico, desde a sinótica até a microescala (LES²). Possui dois núcleos dinâmicos para resolver as equações: o ARW e o NMM. O primeiro, *Advanced Research WRF*, é conhecido também como “resolvedor de massa euleriano” (em) e foi o escolhido para este trabalho. O segundo, *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (NMM), compartilha a mesma estrutura do ARW, bem como a maior parte das opções físicas. O ARW tem a possibilidade de ser utilizado em modo real ou idealizado, sendo possível, neste último, modificar parâmetros astronômicos, efeitos físicos entre outros. Como o objetivo deste trabalho foi simular as condições encontradas na atmosfera real, foi utilizado, naturalmente, o núcleo ARW com a opção real.

A versão utilizada para o presente estudo foi a 3.6. O núcleo ARW pode ser descrito da forma com segue. Ao final de cada característica, a opção utilizada no presente trabalho estará assinalada entre parênteses, quando se aplicar.

- Equações: Totalmente compressíveis, eulerianas não hidrostáticas, com possibilidade de seleção de um esquema de solução incompressível. Respeita a lei de conservação para variáveis escalares. (**Resolução de equações totalmente compressíveis, não hidrostática**)
- Variáveis Prognósticas: Englobam as componentes de velocidade u e v em coordenadas cartesianas, velocidade vertical w , perturbação da

²Large Eddy Simulation

temperatura potencial, perturbação do geopotencial e perturbação da pressão do ar seco à superfície. Pode-se optar por prever a energia cinética turbulenta e qualquer número de escalar, tais como a razão de mistura de vapor d'água, de chuva, de neve, de água de nuvem, de gelo de nuvem, e ainda espécies químicas e gases traço.

- Coordenadas Verticais: Acompanha o terreno (σ), pressão hidrostática seca, com possibilidade de aumentar o espaçamento na vertical. Pode-se definir os níveis do modelo manualmente pela função `v_interp`. O topo do modelo é determinado por um valor constante de pressão, que pode ser definido no `namelist.input`. (**Pressão do topo de 5 hPa**)
- Grade Horizontal: Com escalonamento de grade **Arakawa C**.
- Integração do Tempo: Utiliza divisão do tempo (*time-split*) usando o método de resolução numérica Runge-Kutta de 2ª e 3ª ordem, com passo de tempo (*time step*) menor para modos de ondas acústicas e de gravidade. Possibilidade de alterar passo de tempo e de usar passo de tempo adaptativo. (**R-K de 3ª ordem. Foi utilizado o passo de tempo adaptativo**)
- Discretização Espacial: opções de advecção de 2ª a 6ª ordem na horizontal e na vertical.
- Mistura Turbulenta e Filtros do Modelo: formulação de turbulência da escala de sub-grade nas coordenadas e no espaço físico. Amortecimento na divergência, filtragem de modos externos, passo acústico descentralizado implícito verticalmente, com opção de tratamento explícito. (**K para difusão horizontal e vertical pelo esquema de CLP. Sem amortecimento**)
- Condições Iniciais: tridimensionais para dados reais e uni, bi ou tridimensional para dados idealizados. Possibilidade de inicialização com filtragem digital (*digital filtering initialization*, DFI) para casos reais. (**Dados de análise do GFS 0,5°. Usado relaxamento de inclinação linear**)

- Condições de Contorno Laterais: disponibilidade de escolha entre periódica, aberta, simétrica e especificada. (**GFS especificado para a primeira grade, demais retiradas das grades geradas pelo modelo**)
- Condições de Contorno Superiores: absorção de ondas de gravidade (opção de difusão, amortecimento Rayleigh, ou amortecimento Rayleigh implícito para velocidade vertical). Pressão constante no topo ao longo de uma superfície material. Opção de barreira rígida. (**Sem amortecimento**)
- Condições de Contorno Inferiores: físicas ou *free-slip*.
- Rotação da Terra: todos os termos de *Coriolis* inclusos. (**Não aplicados nas perturbações**)
- Projeções: quatro projeções suportadas para simulações de casos reais: Polar estereográfica, Lambert conformada, Mercator e Latitude-Longitude. Incluindo termos de curvatura. (**Mercator**)
- Aninhamento: de mão única (*one-way*³) interativo, de mão dupla (*two-way*⁴) interativo e de grades móveis. Níveis e razões de proporção variados. (**Aninhamento de mão dupla**)
- Aproximação (*Nudging*) e Análise Objetiva: opções de aproximação entre a grade do modelo e a grade de observação. (Utilizado OBSGRID, com análise objetiva pelo método de correções sucessivas de Cressman, 1959)
- Grade Global: possibilidade de simulação global usando filtro de Fourier e condições leste-oeste periódicas.

As parametrizações físicas do modelo podem ser resumidas como se segue e as interações diretas entre elas podem ser visualizadas na Tabela 2.1. Esta tabela indica se a parametrização gera (o) ou usa (i) a grandeza em seus processos. Pode-se destacar as parametrizações de superfície e de camada limite planetária (em vermelho), que são as

³ *One-way* – Tipo de aninhamento que permite que a grade menor utilize os dados da maior, sem atualizar as informações da maior a cada passo de tempo.

⁴ *Two-way* – Análogo ao de mão única, com a diferença de que as informações da grade maior são atualizadas a cada passo de tempo pelas informações da grade menor.

responsáveis pela representação do vento nos primeiros níveis do modelo. Percebe-se que a CLP recebe a tensão superficial e os fluxos de calor e umidade advindos do modelo de superfície e fornece os estados e as tendências de quantidade de movimento, temperatura potencial, razões de mistura de vapor d'água e de nuvem atualizados pelos dados de entrada: Ao passo que o MS recebe onda longa e curta para baixo da RA e os acumulados de precipitação convectiva e de microfísica respectivamente da PC e da PM, em troca, ela fornece valores atualizados de onda longa e curta para cima para a RA, e tensão superficial e fluxos de calor e umidade para a CLP.

- Radiação Atmosférica (RA): esquemas de onda longa e curta com múltiplas bandas espectrais e um esquema de onda curta simples aplicável para fins climáticos ou de tempo. Efeitos de nuvens e fluxos de superfície estão inclusos.
- Modelo de Superfície (MS): modelos de terra com várias camadas, que vão desde modelos térmicos simples até modelos de vegetação completa e de umidade do solo, incluindo cobertura de neve e gelo marinho.
- Camada Limite Planetária (CLP): previsão da energia cinética turbulenta ou esquemas de K não local.
- Parametrizações de Cumulus (PC): esquemas de ajustamento e de fluxo de massa para modelagem de mesoescala.
- Parametrizações de Microfísicas de Nuvens (PM): esquemas variando desde os que apresentam física simplificada atendendo casos idealizados, até os de física mais sofisticada com fase mista, adequados para previsão do tempo e estudos de processos reais.

Tabela 2.1. Resumo das interações entre as diferentes parametrizações físicas do modelo WRF versão 3. Fonte: Skamarock, 2008.

| Tipo | Grandeza | RA | PM | PC | CLP | MS |
|----------------------------------|-------------------------|----|----|----|-----|----|
| Variável de Estado ou Tendências | Quantidade de Movimento | | | i | io | |
| | Temperatura Potencial | io | io | io | io | |
| | Vapor D'Água | i | io | io | io | |
| | Nuvem | i | io | o | io | |
| | Precipitação | i | io | o | | |

| | | | |
|-----------------------------|---------------------------------|---|------------|
| Fluxos de Superfície | Onda Longa Cima | i | o |
| | Onda Longa Baixo | o | i |
| | Onda Curta Cima | i | o |
| | Onda Curta Baixo | o | i |
| | Chuva Convectiva na Superfície | o | i |
| | Chuva Microfísica na Superfície | o | i |
| | Fluxo de Calor | | i o |
| | Fluxo de Umidade | | i o |
| | Tensão na Superfície | | i o |

A sequência de funcionamento do modelo está estruturada conforme a descrição da Figura 2.11. Nela, é possível verificar que as fases de utilização do modelo podem ser divididas em fase de pré-processamento, resolução das equações e pós-processamento; as elipses mostram os componentes utilizados neste trabalho. Obviamente, o usuário apenas necessita atuar no pré e no pós-processamento. Pode-se resumir o fluxo da seguinte forma:

- O pré-processamento inclui a escolha das condições de contorno que serão fornecidas para o WPS, onde são definidos os domínios da simulação, onde é feita a interpolação dos dados terrestres (terreno, cobertura de solo entre outros) e onde se realiza a transformação do dado de entrada (muitas vezes em GRIB 1 ou 2) para o formato intermediário (NETCDF) e a interpolação dos dados meteorológicos de superfície para o domínio especificado.
- É ainda no contexto do pré-processamento que se insere a assimilação de dados e a análise objetiva (um dos passos de um ciclo de assimilação), a qual permite a inserção de observações nas análises geradas pelo WPS, além da possibilidade de ser usada para fornecer condições iniciais para o WRF quando em modo de ciclo de assimilação. O OBSGRID está situado nesta etapa.
- Após as definições iniciais e de preparação dos dados terrestres, são escolhidas as opções da simulação que dizem respeito à resolução das equações e como os resultados serão disponibilizados ao final da mesma.

Este é o último procedimento antes do acionamento do modelo em si (núcleo ARW). Neste momento, são definidas as opções de parametrizações físicas desejadas, o esquema de advecção, o passo de tempo entre outros. É também neste momento em que se define as opções de interpolação vertical das condições iniciais, através do módulo “real.exe”. Ao final deste passo, o modelo está apto a ser acionado.

- Quando o processo estiver concluído, prossegue-se para o pós-processamento. Existe, conforme mostra a Figura 2.11, diversas ferramentas gráficas para a visualização dos resultados do modelo. No presente momento, optou-se por utilizar o GrADS. Para tanto, utilizou-se o módulo “ARWpost”, que gera os arquivos no formato que o GrADS precisa para a manipulação.

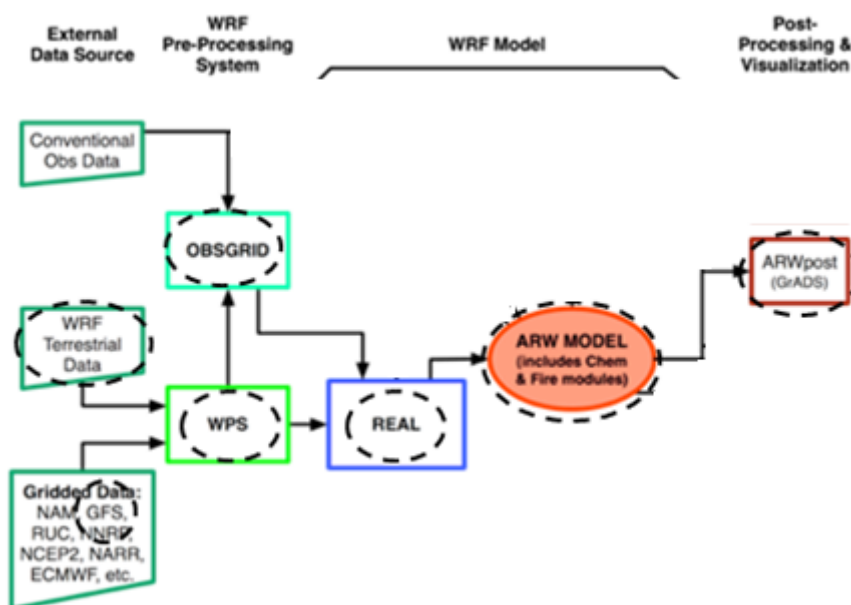


Figura 2.11. Fluxograma do sistema de modelagem do WRF, com destaque para os módulos utilizados neste trabalho. *WRF Terrestrial Data* é a base terrestre do modelo (GEOGRID); *Gridded Data* é a base de dados de contorno/iniciais, geralmente de um modelo global; as demais etapas estão explicadas no texto. Fonte: Skamarock *et al.*, 2008.

2.5. Representação do Vento no WRF

Antes de verificar o impacto da utilização dos dados de SODAR na representação do vento no modelo WRF, é interessante ter em mente como algumas noções sobre a maneira com que este prevê a referida variável. No sentido de se entender qual são os cálculos que a física do modelo (suas parametrizações, ou pacotes

físicos) realiza para gerar o vento, discorre-se um pouco sobre como o WRF representa o vento, seguindo Skamarock (2008).

A primeira informação importante sobre o vento no modelo WRF é que o vento não é apenas um resultado das derivadas espaciais do geopotencial e das suas próprias, mas também é composto por contribuições de forçantes vindas de outros componentes do modelo. De acordo com o Skamarock (2008), essas forçantes incluem a parte física do modelo (CLP, microfísica de nuvens, camada de superfície entre outros), mistura turbulenta, projeções esféricas e a rotação da Terra.

Neste sentido, Skamarock (2008), em seu capítulo 8, descreve o funcionamento da parte física do WRF versão 3. Verifica-se que o modelo possui certa variedade de parametrizações para cada tipo de processo físico parametrizado. São eles: microfísica (de nuvens), parametrização cumulus, camada limite planetária (CLP), modelo de superfície terrestre e radiação. A difusão também pode ser considerada parte da física, porém seu detalhamento não faz parte dos objetivos deste trabalho, ficando a critério do leitor.

Dentro do modelo, a seção de física se divide em duas partes: uma preparação pré física e as modificações pós física das tendências. A primeira (pré física) envolve o preenchimento da matriz com variáveis necessárias às parametrizações tais como temperatura, pressão, alturas, espessura de camada e outras variáveis de estado no sistema de unidades MKS em pontos de grade intermediários e nos níveis cheios, ou níveis normais do modelo. As velocidades são igualmente deslocadas da grade regular para permitir que a parte física seja independente da dinâmica neste primeiro momento. O pacote físico calcula as tendências para as componentes da velocidade (deslocadas), a temperatura potencial e os campos de umidade. A segunda parte (pós física) irá recolocar essas tendências na grade regular, quando necessário, acoplar tendências com os fatores de projeção e converter em variáveis ou unidades apropriadas ao solucionador dinâmico.

No primeiro passo do esquema de cálculo numérico de Runge-Kutta, antes dos passos acústicos, são calculadas as tendências para as parametrizações físicas de radiação, camada de superfície, CLP e cumulus. Portanto, a inicialização da física é chamada antes do primeiro passo de tempo do modelo, pois fornece informações necessárias para as demais contas realizadas. Por exemplo, a parametrização de radiação é a primeira a ser realizada, por ser ela a que fornece a energia ao sistema, através da

radiação solar; a partir dessa forçante inicial, dá-se a resposta dos demais processos físicos (superfície, camada de superfície, CLP entre outros). É neste momento em que são lidos os arquivos de tabelas físicas (como LANDUSE.TBL) e são calculadas tabelas de consulta (*look-up tables*) das funções. Maiores informações sobre o modo de funcionamento das parametrizações do WRF, vide Apêndice D.

2.5.1. Mistura Turbulenta no WRF

Como descrito em Skamarock (2008), os modelos de CLP parametrizam a mistura vertical mediante diversas propostas, pois este processo turbulento geralmente não consegue ser perfeitamente resolvido nas simulações, por pertencer à escala de subgrade. Porém, quando a parametrização de CLP está desativada, alguns filtros são utilizados na tentativa de representar tais processos, o que é um tipo de formulação explícita da difusão espacial em 3 dimensões. Estes filtros removem energia excedente das soluções e são formulados com base na teoria da turbulência e em dados experimentais. Dada esta sua característica, frequentemente, estes filtros estão incorporados em termos de sumidouro nas equações de Euler. Decorre deste fato que, quando a parametrização de CLP está ativada, esta fornecerá informações sobre a mistura vertical e todos os filtros serão desativados.

A difusão espacial explícita pode se dar de 3 maneiras no modelo WRF: a) difusão ao longo das coordenadas de superfície, b) difusão no espaço físico (x,y,z) e c) difusão de 6th ordem nas coordenadas horizontais de superfície (x,y). Nestas formulações, as viscosidades horizontal e vertical estão posicionadas sobre os pontos de escalares na grade do modelo, no caso de Arakawa C, no centro da caixa. No presente estudo, foi utilizada a difusão no espaço físico (x,y,z). Para maiores informações, vide Skamarock (2008), seção 4.2.

2.6. Programa de Análise Objetiva – *OBSGRID*

Dentro do sistema do WRF, existe um componente que tem como objetivo melhorar as análises, ou campos iniciais (*first guess*) de escalas menores através da incorporação de informações observacionais, chamado de *OBSGRID*. Dentre suas capacidades, ele permite escolher entre os métodos de análise de Cressman (1959) e Multiquadrático (NUSS e TITLEY, 1994), porém estudos (FACCANI *et al.*, 2003) mostram que a AOC apresenta melhores resultados para áreas com dados esparsos. Na

geração das análises, o programa possibilita a visualização dos dados para encontrar observações potencialmente suspeitas; além de possuir a capacidade de selecionar uma área menor que o domínio original, o que pode ser utilizado para a geração de melhores condições de contorno. Neste último caso, o domínio deve ser definido numa área maior do que a pretendida no estudo.

A partir dos dados do metgrid.exe e das observações, o OBSGRID gera novos arquivos meteorológicos horizontais (metoa_em*), os quais em teoria trazem informações mais próximas da realidade nos pontos do *first guess* que foram afetados pelas observações.

Um importante componente do OBSGRID é o sistema de detecção de erros nas observações, usualmente chamado de controle de qualidade. Esta etapa faz-se imprescindível pelo fato das observações conterem falhas que podem causar problemas nas condições iniciais e de contorno, tornando-as piores do que eram antes da análise objetiva.

Atualmente o OBSGRID realiza três tipos de verificação que podem ou não ser opcionais: i) controle de qualidade em bases individuais (parcialmente obrigatória), ii) teste de erro máximo (ERRMAX) e iii) teste de vizinhança (*Buddy Test*). As possibilidades no controle de qualidade individual são:

- Checagem de Erros Grosseiros: onde são verificados possíveis erros simples como pressão aumentando com a altitude, umidade realtiva negativa, valores absurdos de variáveis, valores repetidos entre outros.
- Remove *outliers* dos perfis de temperatura e de vento.
- Ajusta os perfis de temperatura para remover camadas superadiabáticas, isto é, camadas nas quais a queda de temperatura com a altitude é superior a 10 °C/km.
- Nenhuma comparação com outras observações ou com o *first guess*.

O teste de erro máximo permite que o usuário defina os limiares para cada variável, por nível ou por hora do dia. As observações são comparadas com o campo de FG e se a *diferença entre observação e FG* (obs - FG) for maior que certo limiar, a observação é descartada. Este teste tem um bom desempenho se o FG é confiável.

No teste de vizinhança, também conhecido como *buddy test* ou *buddy check*, as observações são comparadas tanto com o FG quanto com as observações vizinhas, de forma que se a diferença entre observação e FG divergir significativamente da diferença da observação em relação ao valor médio ponderado pela distância espacial das observações vizinhas, a observação é descartada. Logo, se a diferença entre a observação e o FG for de 10°C e a diferença entre a observação e a média ponderada das observações vizinhas for 8°C, este dado não será descartado, apesar de ser 10°C diferente do FG. Este procedimento permite que dados aparentemente descartáveis por não se encaixarem no limiar estabelecido sejam revistos e considerados procedentes para a análise. Em regiões de alta densidade observacional, este teste é bastante eficiente.

Explicações adicionais serão fornecidas nas seções subseqüentes, que tratam especificamente do tópico de inserção de dados observacionais em campos de modelos numéricos, com foco no esquema de Cressman (seção 2.7).

2.7. Método de Correção Sucessiva de Cressman

Dentro dos métodos de análise empíricos, existem os Métodos de Correção Sucessiva (SCM) e o *Nudging*. O primeiro SCM usado em FDDA foi desenvolvido por Bergthorsson e Doos (1955), na Suécia, e por Cressman (1959) do Serviço Meteorológico Americano. No SCM, a primeira estimativa é dada por um campo inicial, ou *background* (equação 2.4), de forma que f_i^b é o campo do campo inicial avaliado no i -ésimo ponto de grade regular e f_i^0 é a iteração inicial do campo regular.

$$f_i^0 = f_i^b \quad (2.4)$$

Após a primeira estimativa, as iterações subseqüentes (f_i^{n+1}) são realizadas de acordo com a expressão (2.5), onde em cada iteração são feitas correções sucessivas.

$$f_i^{n+1} = f_i^n + \frac{\sum_{k=1}^{K_i^n} w_{ik}^n (f_k^0 - f_k^n)}{\sum_{k=1}^{K_i^n} w_{ik}^n + \varepsilon^2} \quad (2.5)$$

Onde os pesos w_{ik}^n de cada observação são dados por Cressman (1959) da seguinte forma (vide Fig. 2.12):

$$\begin{cases} w_{ik}^n = \frac{R_n^2 - r_{ik}^2}{R_n^2 + r_{ik}^2}, & \text{para } r_{ik}^2 \leq R_n^2 \\ w_{ik}^n = 0 & , \text{para } r_{ik}^2 > R_n^2 \end{cases} \quad (2.6)$$

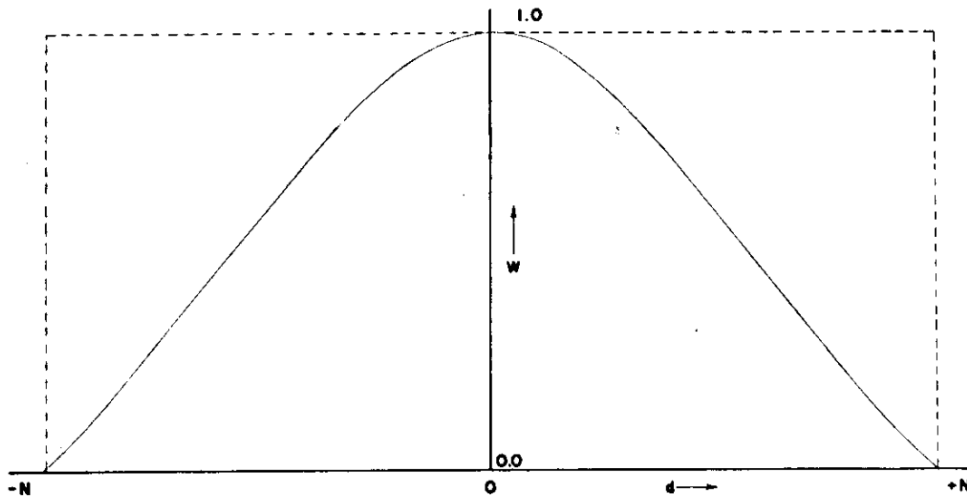


Figura 2.12. Curva da função peso w_{ij} x distancia r_{ik} ; linha cheia é referente à equação 2.6.
Fonte: Cressman, 1959.

Nestas expressões,

R_n é o raio de influência que pode ser considerado a partir do ponto i da grade regular ou do ponto k de observação, n é o número da iteração,

K_i^n é o total de observações dentro do raio de influência da n -ésima iteração,

f_i^n é a n -ésima (estimativa anterior) do ponto i da grade regular do campo,

f_k^0 é uma das observações (k -ésima) dentro do raio de influência do ponto de observação k ,

f_k^n é a estimativa anterior do ponto ith para o ponto k da observação (é feita uma interpolação dos pontos de grade mais próximos) e

ε^2 é uma estimativa da razão entre a variância do erro observacional e a variância do erro do *campo inicial*.

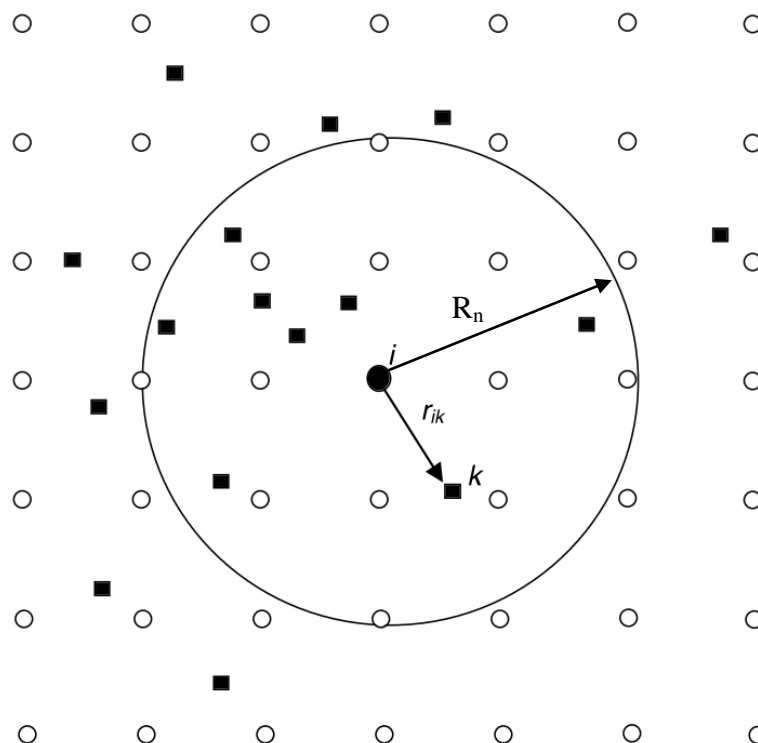


Figura 2.13. Esquema SCM de Cressman, função peso no ponto i da grade regular em função das observações irregularmente distribuídas. Fonte: Kalnay, 2003.

O peso definido na equação 2.6 é o considerado padrão, no qual se prevê uma área de influência circular dentro do RIN, como mostra a figura 2.13. Contudo, nas análises de vento e umidade relativa, campos altamente influenciados pelo vento, os círculos tradicionais são alongados podendo tomar formatos variados seguindo a orientação do escoamento, como mostra a figura 2.14.

Nesta definição de peso, r_{ik}^2 é a distância entre um ponto de observação r_k e um ponto de grade r_i , destacado na figura 2.13. Pode-se tirar algumas graves conclusões da expressão 2.6, como por exemplo:

- i. Quanto maior a distância espacial entre o ponto i da grade regular e o ponto k da observação, menor será o numerador da expressão para o peso, conseqüentemente menor será o peso que tal observação terá naquele ponto (i) e menor é a correção feita na iteração.
- ii. O valor do RIN pode variar a cada iteração. Em geral, define-se um raio maior na primeira e raios menores nas seguintes a fim de que se possa dar mais peso às observações locais, mais próximas do ponto de grade. Isto decorre da formulação do peso de Cressman (2.6), que prevê que as

observações fora do RIN sejam desconsideradas. Como consequência, as observações locais serão levadas em conta mais vezes do que as mais distantes para o cálculo das correções.

- iii. Se ε^2 for igual a zero, as observações são consideradas de boa qualidade e seu peso nas correções é maior. Isto porque os pesos são máximos, pois como $\varepsilon^2 = 0$, os pesos do numerador e do denominador se cancelam, ficando somente o valor integral do incremento $[1*(f_k^0 - f_k^n)]$. Em oposição a isso, quanto maior for ε^2 , menor será o incremento (ou correção) em relação à iteração anterior, pois que isso aumenta o denominador do peso, diminuindo-o.

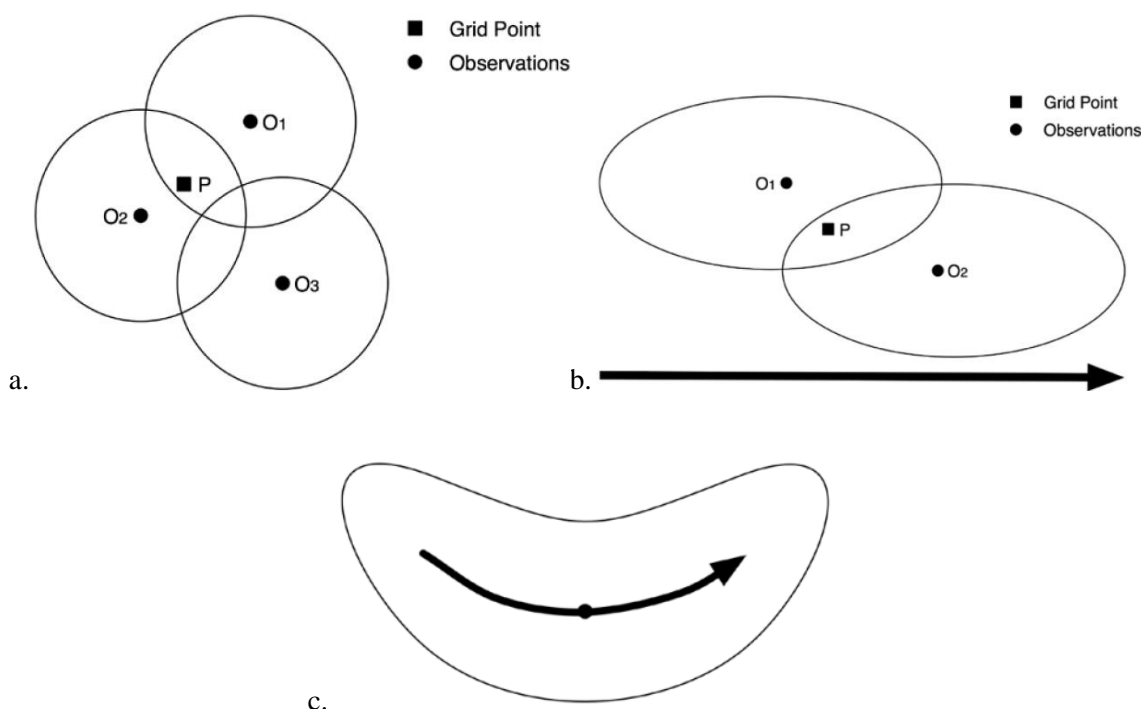


Figura 2.14. Área de influência do tipo (a) circular usada na determinação do peso do esquema de Cressman, 1959; (b) elíptico; e (c) banana, de acordo com a proposta de Benjamin e Seaman, 1985. Fonte: Skamarock *et al.*, 2008.

Para um escoamento retilíneo com valores de vento superior a um dado limiar, a área de influência as observações que causam impactos num dado ponto de grade de umidade relativa e do vento sofre algumas modificações. Portanto, nestas condições de vento, o formato da função peso se aproxima de uma elipse, na qual quanto maior a intensidade do vento, maior a sua excentricidade. A formulação para o caso elíptico apresentada por Benjamin e Seaman (1985) foi inspirada na proposta de Inman (1970), que tem um formato de amendoim (lobulada). Porém, a proposta de Inman é funcional

somente para pontos que estão experimentando confluência a barlavento e difluência a sotavento ($1 + \cos^2\theta$). Para garantir a generalidade, Benjamin e Seaman (1985) propuseram um formato de elipse simples para a área de influência, desenvolvendo uma função de peso verdadeiramente elíptica tal que:

$$w_{ijk} = \begin{cases} \frac{R^2 - d_m^2}{R^2 + d_m^2}, & \text{para } d_m^2 < R^2 \\ 0, & \text{para } d_m^2 \geq R^2 \end{cases} \quad (2.7)$$

onde

$$d_m^2 = \left(\frac{x'^2}{E_k^2(|V|)} + y'^2 \right) \quad (2.8)$$

$$x' = \frac{(\mathbf{D}_{ijk} \cdot \mathbf{V}_k)}{|\mathbf{V}_k|} = d_{ijk} \cos\theta = \frac{[(x_{ij} - x_k)u_k + (y_{ij} - y_k)v_k]}{|\mathbf{V}_k|} \quad (2.9)$$

$$y' = \frac{\mathbf{k} \cdot (\mathbf{D}_{ijk} \times \mathbf{V}_k)}{|\mathbf{V}_k|} = d_{ijk} \sin\theta = \frac{[(x_{ij} - x_k)v_k + (y_{ij} - y_k)u_k]}{|\mathbf{V}_k|} \quad (2.10)$$

$$E_k(|V|) = (1 + \beta|\mathbf{V}_k|)^{1/2} \quad (2.11)$$

Nestas equações,

R é o raio de influência na direção normal ao vento no ponto de observação k .

x_{ij}, y_{ij} são as coordenadas cartesianas da posição do (i, j) da grade regular.

x_k, y_k são as coordenadas cartesianas da posição do ponto de observação k .

$V_k = iu_k + jv_k$ é o vetor horizontal do vento em coordenadas Cartesianas para o k -ésimo ponto de observação.

$\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k}$ vetores unitários para as duas dimensões horizontais e para a vertical.

β é uma constante de alongamento (geralmente entre 0,02 e 0,20).

d_{ijk} é a distância linear entre o ponto (i,j) da grade regular para o ponto k de observação.

\mathbf{D}_{ijk} é o vetor posição definido desde o ponto (i,j) da grade regular até o ponto k de observação.

$E_k(|V|)$ é um fator de alongamento que será tão maior quanto a intensidade do vento.

Num caso onde o escoamento além de intenso apresentar curvas, a área de influência pode tomar outro formato, seguindo as linhas de corrente. Este esquema é conhecido como banana e requer um peso diferente daquele referente às equações 2.6 e 2.7 a fim de poder acompanhar o escoamento. De acordo com Benjamin e Seaman (1985), algumas tentativas de formulação de esquemas para escoamento curvilíneo foram propostas (INMAN, 1970 e BERGMAN e CARLSON, 1975), porém elas eram muito complexas ou não se ajustavam bem a qualquer situação de vento, pois não seguiam o formato mais genérico preferível (de elipse curvada, ou banana).

A função peso banana proposta por Benjamin e Seaman (1985) segue a formulação de Cressman (1959) para a situação circular, porém faz uma correção para valores de vento superiores a um valor crítico (v_c) que depende do nível de pressão. Isto permite uma expressão semelhante à circular de Cressman, tal que:

$$w_{ijk} = \begin{cases} \frac{R^2 - d_m^2}{R^2 + d_m^2}, & \text{para } d_m^2 < R^2 \\ 0, & \text{para } d_m^2 \geq R^2 \end{cases} \quad (2.12)$$

Contudo, a distância d_m^2 sofre algumas alterações, ficando:

$$\begin{aligned} d_m^2 &= \left[\frac{r_k^2 (\theta_k - \theta_{ij})^2}{1 + \beta |V_k|} + (|r_k| - r_{ij})^2 \right] \\ &= \left(\frac{x'_b{}^2}{E_k^2(|V|)} + y'_b{}^2 \right) \end{aligned} \quad (2.13)$$

Na expressão 2.13, temos que:

r_k é o raio de curvatura da linha de corrente que passa no ponto de observação k. Encontrado pela equação da vorticidade relativa em coordenadas naturais (2.14).

r_{ij} distância de C_k (centro de curvatura da linha de corrente para o ponto de observação k) até o ponto (i, j) da grade regular. Determinado após a definição do centro de curvatura.

θ_k ângulo azimutal no centro de curvatura (C_k) traçado desde a direção positiva do eixo x (direção leste) seguindo no sentido anti-horário até o ponto de observação k. Para a

direção do vento D (ângulo matemático em radianos), e o sinal do raio de curvatura S (giro ciclônico positivo), $\theta_k = D - S\pi/2$.

θ_{ij} ângulo azimutal no centro de curvatura (C_k) traçado desde a direção positiva do eixo x (direção leste) seguindo no sentido anti-horário até o ponto de grade (i, j).

As relações geométricas dessas variáveis são apresentadas na figura 2.17. Nela, a curva pontilhada é parte da linha de corrente que gera um padrão de círculo, permitindo a definição do raio de curvatura. Percebe-se também que y'_b está definido conforme a equação 2.13 em função de estar ao longo da direção de r_{ij} e ser um acréscimo em relação a r_k . A distância d_m representa um termo de conversão do sistema de coordenadas cartesiano para o polar, no qual a distância tangencial $r_k \Delta\theta = x'_b$ é dividida pelo fator de alongamento $E_k(|V|)$. Logo, o segmento de linha d_m é curvo (uma espécie de arco), já que está definido em coordenadas polares. O uso de uma distância efetiva (d_m) do ponto de grade ao de observação é o conceito fundamental usado para desenvolver o formato elíptico e banana aqui apresentados.

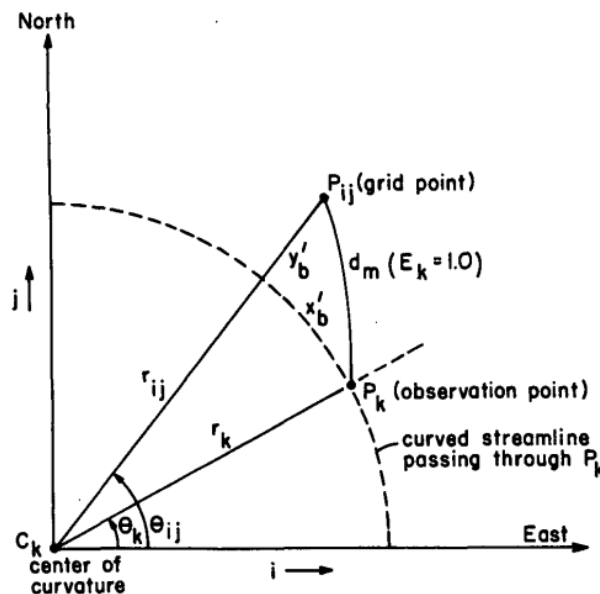


Figura 2.15. Representação das variáveis utilizadas na função de peso banana e suas relações geométricas. Fonte: Benjamin e Seaman, 1985.

As variáveis $r_k, \theta_k, E_k(|V|)$ e as coordenadas do centro de curvatura C_k são calculadas somente uma vez para cada observação. As demais variáveis, r_{ij}, θ_{ij}, d_m e w_{ijk} são calculadas para cada ponto de grade na vizinhança do ponto de observação k para o qual $d_m^2 < R^2$.

A determinação da variável r_k é condição *sine qua non* para a determinação das demais. Ela pode ser encontrada através de um campo de vento inicial (*first guess*) utilizando a equação para a vorticidade relativa em coordenadas naturais (2.14), na qual n é a direção perpendicular à esquerda do escoamento.

$$r_k = \frac{|\mathbf{V}|}{\zeta_r + \partial|\mathbf{V}|/\partial n} \quad (2.14)$$

Vale ressaltar que em condições de escoamento intenso não curvilíneo, o esquema banana se transforma em elíptico, e em situações de ventos pouco intensos, ele se transforma na expressão circular original. Dessa forma, somente é necessário de fato a formulação da distância d_m para o formato banana (equação 2.13), a qual se adaptará às condições do vento observado. Esta foi, portanto, a equação utilizada no método de correções sucessivas utilizado neste trabalho.

Diversos autores (KALNAY, 2003; FACCANI *et al.*, 2003) indicam o uso deste esquema de correções sucessivas para regiões com poucas observações, como é o caso em análise, onde somente são utilizados dados de dois instrumentos. Isto porque o esquema multiquadrático é um esquema de cunho estatístico que necessita de um número mínimo significativo de observações para produzir bons resultados. No esquema de Cressman, por se tratar de um método de correções sucessivas, ele conseguirá gerar resultados positivos mesmo que haja poucas observações, porém também causa erros de representatividade, que são aqueles no qual as observações podem não refletir o real estado atmosférico da região afetada pelo ponto de grade do modelo.

2.8. Métodos de Análises dos Impactos da Inserção de Dados de SODAR e das Configurações Físicas do Modelo

Alguns métodos são utilizados para a avaliação dos processos de assimilação/inserção de dados por análise objetiva, porém, dependendo dos objetivos científicos, esses procedimentos podem variar. Em geral, existem duas etapas de análise: i) análise das condições iniciais, e às vezes de contorno; e ii) análise dos impactos dessas condições nas simulações/previsões (FACCANI *et al.*, 2003).

Cressman (1959) utilizou apenas a primeira etapa (i), uma vez que seus objetivos estavam focados na geração das análises objetivas em si. Portanto, para verificar os

resultados da formulação de análise objetiva proposta, fez uso da raiz do erro quadrático médio, um parâmetro estatístico simples. Ele realizou a verificação de diversas formas de análises, variando o campo inicial e os dados observacionais inseridos.

Diferentemente de Cressman (1959), Faccani *et al.* (2003), de agora em diante também FFV, tinha o objetivo de verificar os impactos da inserção de dados observacionais na previsão de precipitação numa região da Itália. Alguns métodos de análise objetiva (AO) foram utilizados visando a melhoria das condições iniciais e de contorno. Para alcançar este objetivo, FFV realizou 10 experimentos com o modelo numérico regional MM5, para diversas configurações, inclusive usando condições iniciais e de contorno do ECMWF. Além disso, foram realizados testes de sensibilidade, com relação: a) aos parâmetros da AO; b) ao número de estações; e c) à resolução das simulações. Além deste, outros trabalhos seguiram linhas de pesquisa similares, sempre se utilizando de estatísticas, relativamente simples, para a verificação dos resultados das simulações, além de séries temporais das variáveis (FAST, 2001; UMEDA e MARTIEN, 2002; DRAXL *et al.*, 2014).

Devido à atual complexidade dos modelos numéricos de previsão do tempo, não se pode avaliar a contribuição de um fator específico sem lançar mão de uma análise especial que permita isolar tal contribuição dos demais processos físicos simulados.

Neste sentido, o trabalho de Stein e Alpert (1993) propõe uma interessante metodologia que possibilita realizar a análise tanto do impacto exclusivo dos fatores em si, quanto das suas interações com os demais processos representados pelo modelo; de forma qualitativa e também quantitativa. Este método já foi extensivamente utilizado na comunidade científica (ex.: MENEZES, 1998 e CARDOSO, 2014) e pode ser utilizado no presente trabalho juntamente com as metodologias anteriormente citadas, mais especificamente na etapa da comparação das simulações.

Para tanto, faz-se necessário um número de 2^n simulações, sendo “n” o número de parâmetros a serem analisados, a partir da qual se realizar operações de subtração e adição que promovem o isolamento das contribuições. No presente estudo, não são feitas as referidas subtrações e adições dos campos, mas apenas a comparação direta dos resultados com os dados de referência (SODAR).

3. METODOLOGIA E DADOS

Conforme já estabelecido na seção 2.10, a metodologia utilizada na análise de resultados de modelos numéricos varia em função dos objetivos da pesquisa engendrada. Neste sentido, é necessário ter claramente definido o objetivo do presente estudo, que é o de avaliar o impacto das configurações físicas e da inserção de dados de SODAR nas condições iniciais de previsões numéricas do operacionais de vento com o modelo WRF utilizando o método de análise objetiva de Cressman (1959).

Foi utilizado um método simples e direto para realizar estas análises, o qual pode ser descrito, resumidamente, como:

1. São geradas somente **condições iniciais** diferentes utilizando o modelo global do NCEP, o GFS (*Global Forecast System*) como campo inicial (*background*), e outras a partir da AOC com algumas variações dos seus parâmetros;
2. Simulações são feitas com estas diferentes análises e os resultados das mesmas são avaliados comparando com os dados observacionais dos SODAR para todo o período da simulação.

Nas seguintes subseções, apresenta-se a área de estudo, o caso de tesoura de vento utilizado, a criação da distribuição de dados observacionais fictícios, as configurações das simulações e os métodos de análise do dado, bem como os demais procedimentos executados visando atingir o objetivo proposto.

3.1. Área de Estudo e Evento Selecionado

Nesta seção são apresentadas as descrições referentes à área de estudo, incluindo discussão sobre as características do escoamento da região, bem como ao caso selecionado para as simulações e as motivações que levaram à escolha dos mesmos.

Em razão da documentação angariada pela Força Aérea Brasileira (FAB), foi escolhido um caso de tesoura de vento (*wind shear*) ocorrido nas proximidades do aeródromo do Aeroporto de Guarulhos (SBGR) no dia 12 de agosto de 2013. Além da documentação levantada, outra razão para a escolha deste evento foi o fato de que o SBGR possui dois equipamentos SODAR instalados no aeródromo, sendo um no início da pista 09R e outro no início da pista 27R, de acordo com a Figura 3.1. Nesta Figura, a área de estudo este destacada dentro do retângulo preto e o posicionamento dos instrumentos e das pistas estão sinalizados em vermelho.

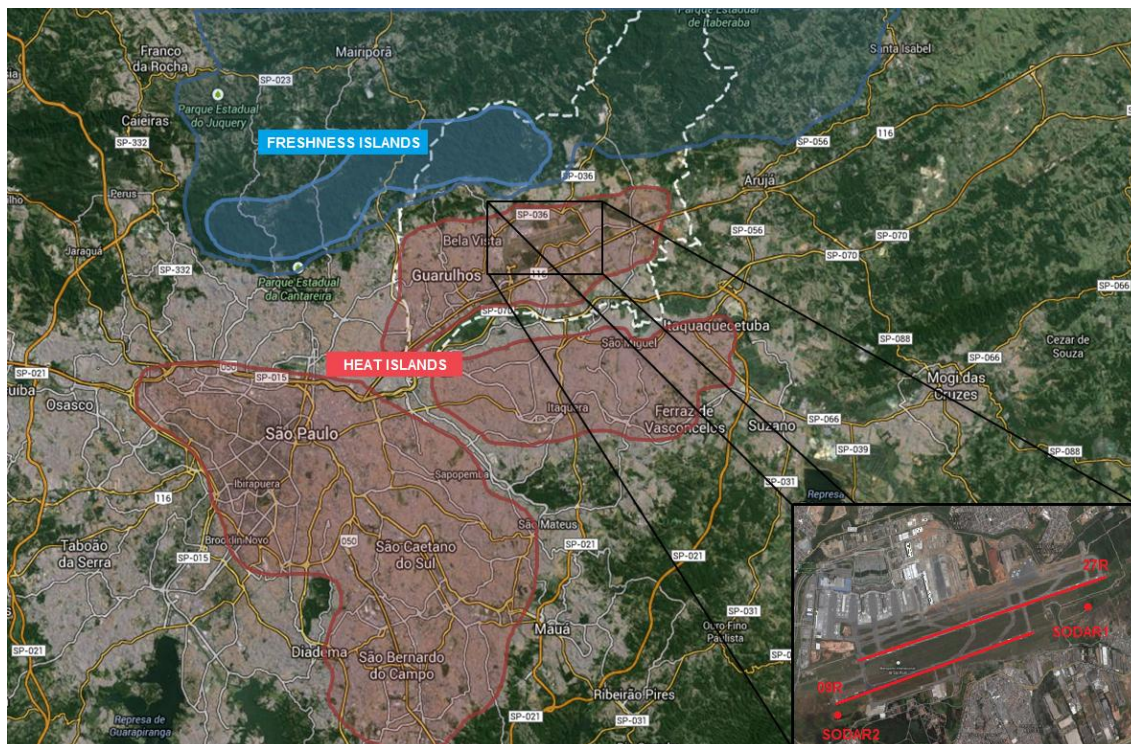


Figura 3.1. Entorno da área de estudo (aeródromo SBGR), com destaque para as pistas onde estão instalados os instrumentos de SODAR. Fonte: Relatório II de Progresso de Pesquisa, LMA.

Conforme descrito no Relatório I de Progresso de Pesquisa (RPP1), LMA, o Aeroporto de Guarulhos está a uma altitude de 750 m acima do nível do mar. A noroeste, norte, e nordeste do Aeroporto de Guarulhos está localizada a Serra da Cantareira, com altitude média de 850 m e pico de 1215 m. A oeste do Aeroporto está a área urbana da cidade de Guarulhos. A sudoeste/sul, a poucas dezenas de quilômetros, encontram-se a cidade de São Paulo e o ABC paulista. Ao sul, em torno de 70 km, encontra-se a baixada santista e o oceano. A sudeste, em torno de 55 km, encontram-se as escarpas paulistas da Serra do Mar, conforme mostra a Figura 3.1.

Esta configuração topográfica pode induzir a ocorrência de circulações térmicas locais ou de mesoescala, que são aquelas relacionadas à diferença de temperatura entre regiões adjacentes. Primeiramente, percebe-se que a presença da Serra da Cantareira induz uma circulação típica de *brisa de vale/montanha*, conforme destacado em RPP1. Durante o dia, este fenômeno ocorre devido às temperaturas mais altas da região serrana em relação à parte mais baixa, o que provoca a formação de uma célula de circulação cujo ramo inferior produz ventos do vale (aeroporto) para a serra (montanha); este padrão se inverte à noite, isto é, o vento escoa da montanha para o vale. Tal padrão de circulação é menos intenso na região em virtude do maior aquecimento do vale (área

urbanizada). Outra circulação térmica observada nesta região ocorre devido à presença de ilhas de calor (área urbanizada, ao sul do SBGR) e ilhas de frescor (Serra da Cantareira, ao norte do SBGR). No caso do aeródromo de Guarulhos, o aquecimento mais intenso da região urbanizada provoca a ascensão do ar, criando uma célula cujo ramo inferior produz ventos da região serrana para o aeródromo.

O conjunto dessas e de outras influências, tais como a presença da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), provoca um regime de vento característico na região do SBGR. No RPP1, foi gerada a Figura 3.2 com 13 anos de dados de vento a 10 metros do aeródromo. Nela se observa a predominância de ventos de E/NE, com um pequeno módulo de NW e de SE.

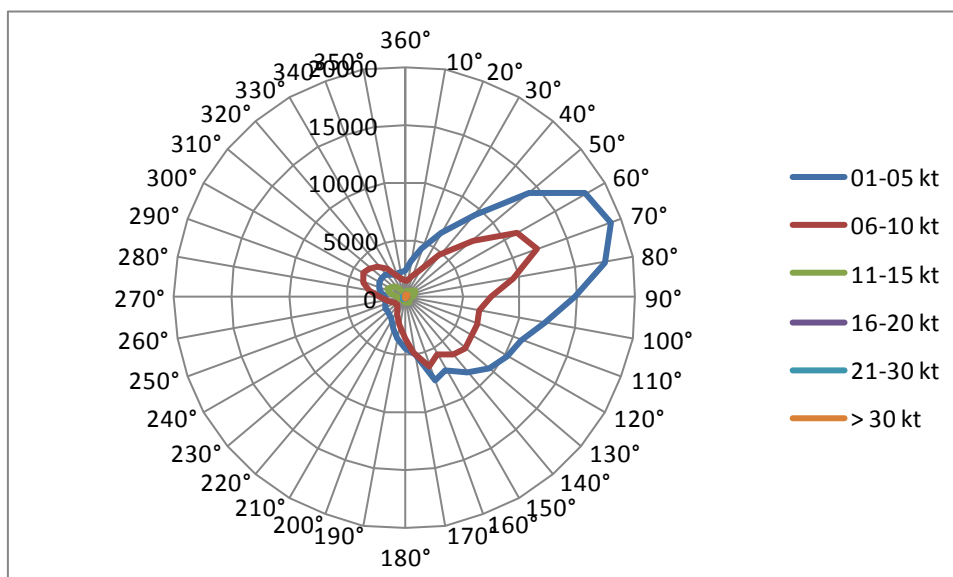


Figura 3.2. Rosa dos ventos para o aeroporto de Guarulhos no período de 00 Z às 23 Z, de 2000 a 2012. Frequência de ocorrência acumulada e velocidade em nós. Fonte: Comando da Aeronáutica.

Além desta, consta no RPP1 a Figura 3.3 contendo as rosas dos ventos para diversos horários. Observa-se que entre 21 e 11 HL há uma predominância de ventos de NE, que provavelmente estão associados à circulação geral (ASAS), uma vez que neste período as forçantes locais estão menos intensas.

Entre 09 e 18 HL, existe um sinal de vento mais intenso (06-10 nós ou 03-05 m/s) de NW, cuja causa indica uma possível relação com a geração de células de circulação térmica geradas pelo aquecimento diferencial entre as ilhas de calor e de frescor mencionadas anteriormente, que neste momento teriam seu ramo inferior induzindo vento de NW. Além disso, um vento de SE aparece entre 14 e 23 HL, com

picos de até 10 nós (≈ 5 m/s) entre os horários de 15 e 17 HL; a forçante para este vento ainda não foi totalmente compreendida.

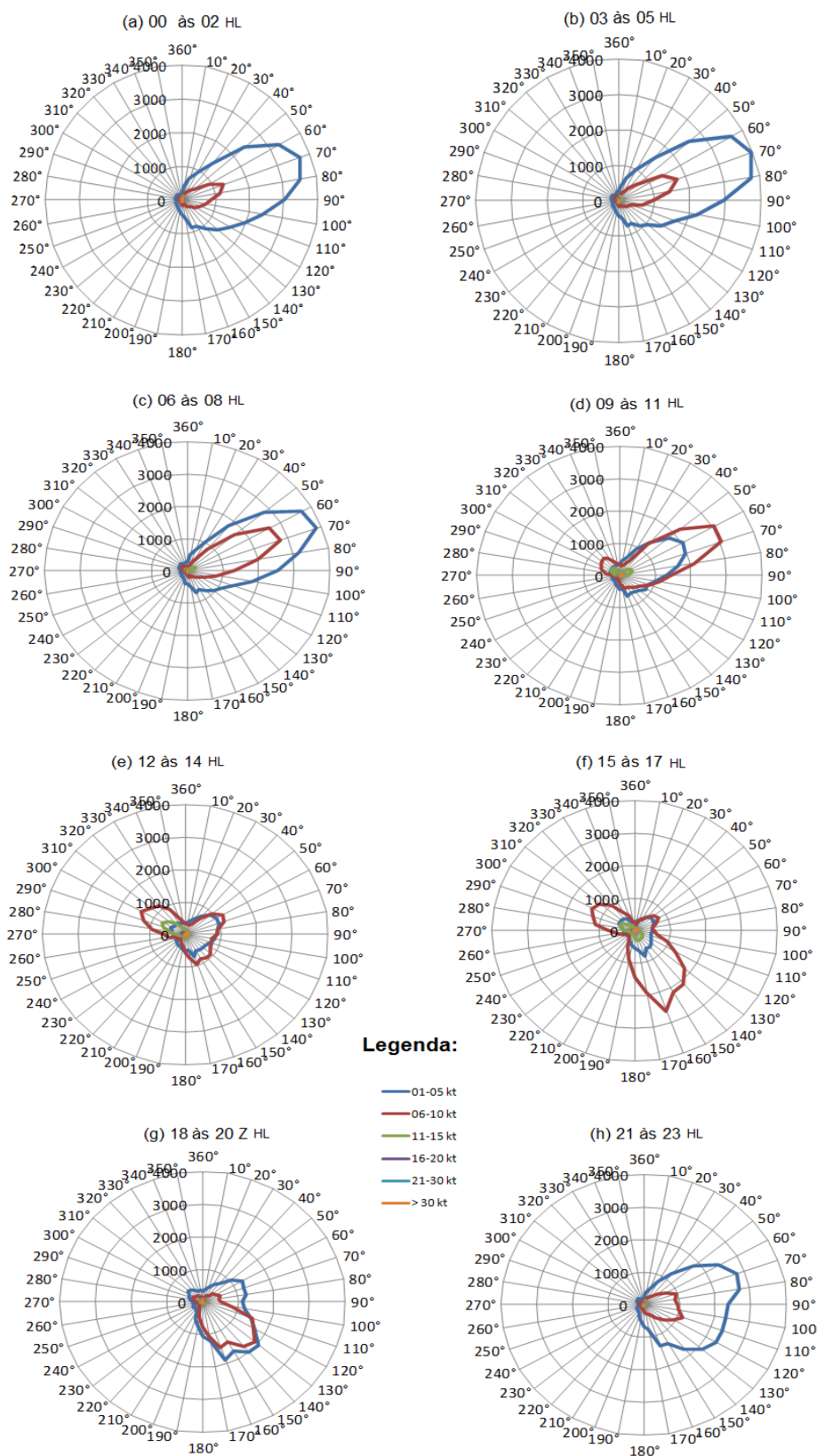


Figura 3.3. Rosa dos ventos do SBGR para os intervalos horários locais (a) 00-02, (b) 03-05, (c) 06-08, (d) 09-11, (e) 12-14, (f) 15-17, (g) 18-20 e (h) 21-23, para os anos de 2000 a 2012. Fonte: Comando da Aeronáutica.

O fenômeno permaneceu desde o início da manhã até aproximadamente as 16Z do dia em questão, conforme mostra a Figura 3.4 (linha preta tracejada). Contudo, o horário reportado no METAR foi o de 15Z (12HL). Nela, a direção das setas indica a direção do vento, enquanto a intensidade do vento é dada pela cor das mesmas; ressalta-se que o vento apresentado é o horizontal (composição do vento zonal, U e do meridional, V). Percebe-se que há, principalmente, um nítido cisalhamento direcional, e muito pouco cisalhamento na intensidade do vento nos primeiros níveis da atmosfera em ambos os instrumentos, no qual o vento, inicialmente calmo, de leste/nordeste nos primeiros níveis de medição, passa rapidamente para noroeste/oeste com intensificação entre os níveis 160 e 240 m, vide Figura 3.3. Vale ressaltar que, apesar dos dados mostrarem velocidades de aproximadamente 14 m/s, o horário de ocorrência inviabiliza a caracterização do fenômeno como LLJ, conforme consta na seção 2.1.8.

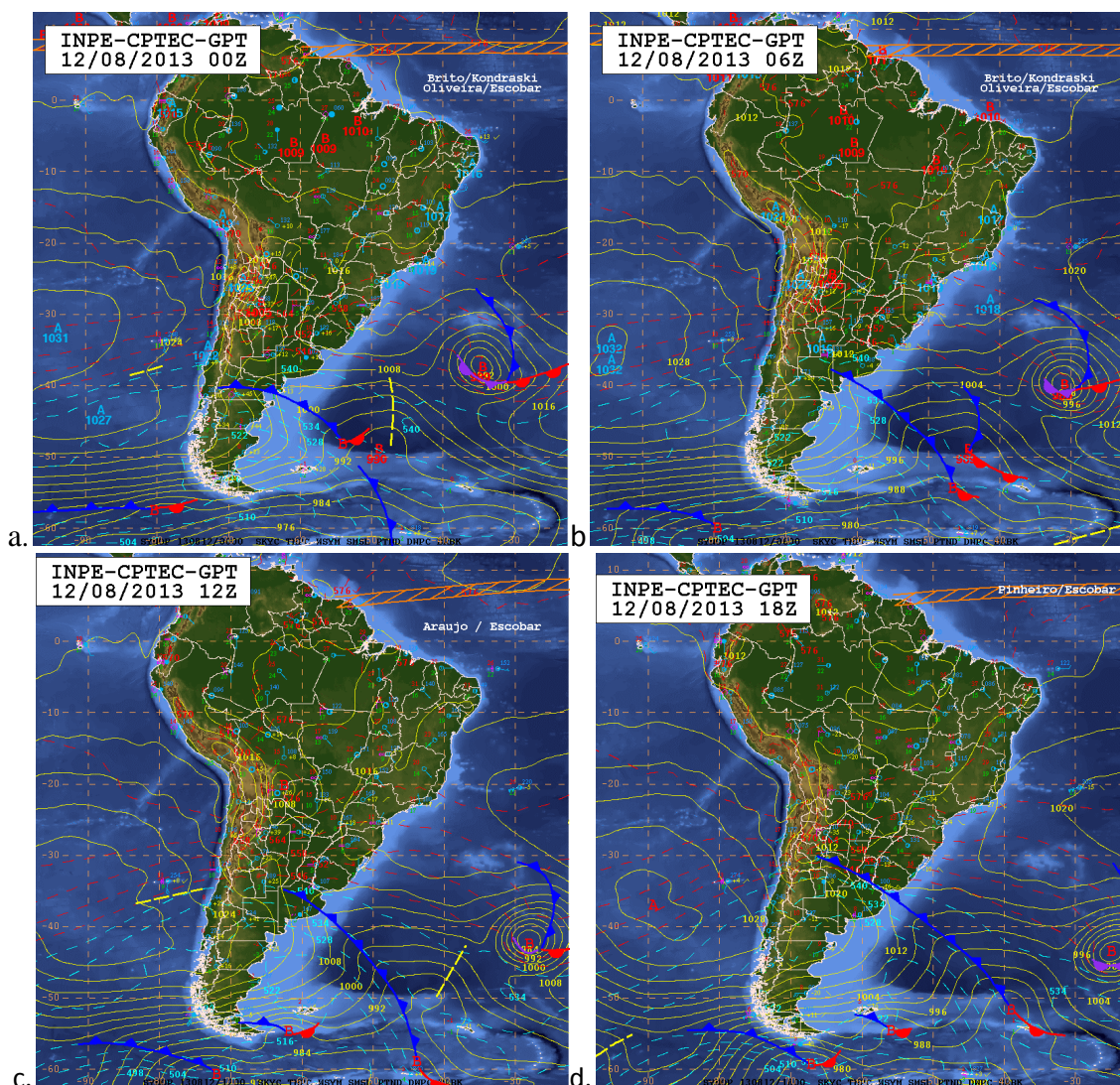
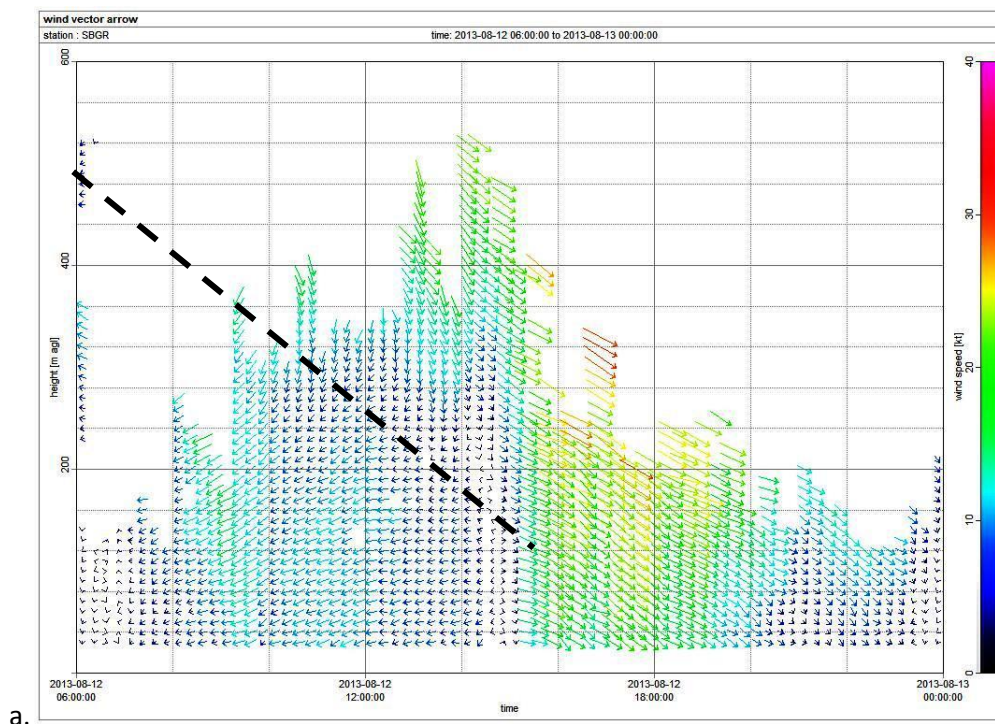


Figura 3.4. Cartas de superfície do dia 12.08.2013 às (a) 00Z, (b) 06Z, (c) 12Z e (d) 18Z.
Fonte: CPTEC/INPE.

No dia do evento, observou-se a presença de um sistema de alta pressão pós-frontal atuando na região de interesse, como se pode verificar pela Figura 3.4. É possível notar que este sistema vai gradualmente adquirindo características subtropicais ao longo do dia, de forma que, na carta das 18Z (Figura 3.4), a área de interesse está sob influência da borda oeste da ASAS; lembrando que este horário (18Z) não foi o horário de ocorrência do evento (15Z).

Em função de algumas interferências, o SODAR2 (09R) apresenta algumas falhas nos perfis, sendo o SODAR1 (27R) considerado o que melhor representa as condições do vento observadas (Figura 3.5). Isto se dá em função da maior intensidade do ruído na região do SODAR da pista 09R em relação ao da pista 27R, onde há menos ruídos. Este fato foi relatado no documento “Acordo de Cooperação Técnica entre a CTCEA e a Fundação José Pelúcio Ferreira - Termo Complementar 001: Proposição para Localização de Equipamentos SODAR”. Quanto maior a intensidade do ruído ambiente, maior é a interferência deste na captação das ondas sonoras do SODAR; isto faz com que o controle de qualidade do instrumento descarte um grande número de observações e perca um pouco do seu alcance, limitando a poucas centenas de metros. Vale ressaltar que, para garantir uma resolução temporal satisfatória para a aviação (15 min), o máximo alcance vertical de ambos os SODAR é de 520 m acima da superfície.



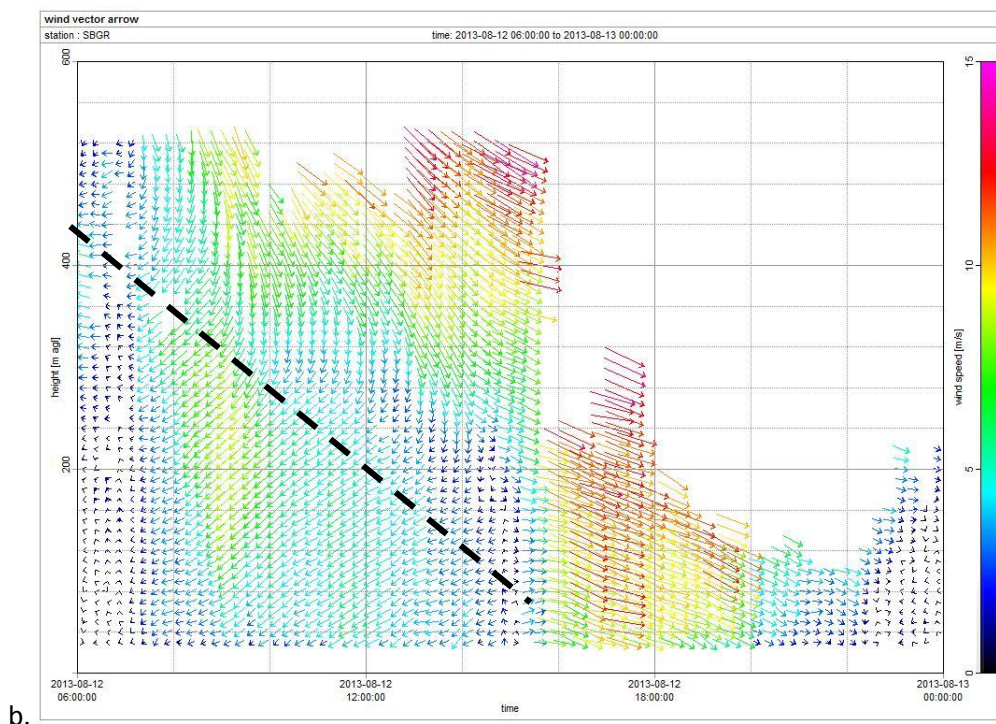


Figura 3.5. Perfil vertical do vento horizontal para o período das 06Z até às 24Z do dia 12.08.13 para a pista (a) 09R e (b) 27R do SBGR estimados pelos sensores do SODAR.

Apesar da pequena distância entre os dois instrumentos (4 km), pode-se observar algumas diferenças nos seus registros de vento. A Tabela 3.1 mostra que de 44 casos, de tesoura de vento reportados no SBGR, em 10 deles o SODAR 09 não observou, ou não foi capaz de captar devido aos já mencionados problemas relacionados a ruídos; sendo este número de 3 para o SODAR 27. Isto também evidencia a necessidade de se ter diversos instrumentos para captar tal fenômeno de microescala, cuja dimensão pode ser bastante reduzida (algumas centenas de metros, vide seção 2.1.1).

Tabela 3.1. Contingência de casos de tesoura de vento reportadas no SBGR no período de agosto de 2011 a julho de 2012. Fonte: RODRIGUES, 2016.

| Tesouras de Vento | | SODAR 09 | |
|-------------------|-----|----------|-----|
| | | SIM | NÃO |
| SODAR 27 | SIM | 31 | 10 |
| | NÃO | 3 | X |

3.2. Geração das Análises (Condições Iniciais)

Conforme descrito na seção 3, algumas análises são geradas para se estudar o evento. Sabe-se que pequenas variações nas condições iniciais de um modelo numérico determinístico de previsão do tempo podem gerar resultados fortemente discrepantes

(BENGTSSON, 1978 e 1981; LORENZ, 1982), o que faz surgir o questionamento sobre o tipo de análise a ser utilizado. Neste sentido, esta seção contém uma descrição das análises utilizadas nos experimentos, bem como uma discussão acerca do procedimento utilizado na obtenção/geração das mesmas.

Inicialmente, pode-se dividir as análises aqui apresentadas em:

1. **GFS** – análise única; pode ser obtida pelo download das análises do modelo global do [NCEP \(GFS\)](#)⁵ geradas numa frequência temporal de 6h; destas são utilizadas apenas as análises do modelo;
2. **PSA** – Gerada a partir da combinação dos dados dos 2 SODAR com a análise do GFS no instante inicial utilizando-se o método Automático 1 (vide seção 3.3 Programa de Análise Objetiva – OBSGRID). Este é o método padrão (*default*) do programa OBSGRID e foi empregado inicialmente para realizar os experimentos preliminares da pesquisa. Estas análises foram usadas nas simulações com opções físicas Padrão. Dividiu-se em 2 análises:
 - **PSA** – Aplicou-se o método acima utilizando-se apenas os 2 dados originais de SODAR.
 - **PFA** – Aplicou-se o método acima utilizando-se as estimativas fictícias dos SODAR (vide seção 3.2.1).
3. **RFM** - Gerada a partir da junção dos dados dos SODAR, incluindo os Fictícios, com a análise do GFS **no instante inicial** utilizando-se o método Manual, o qual permite a seleção do número de iterações e do raio de influência. O RIN para cada iteração foi fixado como 4, indicando que um ponto de grade é influenciado por uma observação posicionada até 4 vezes o valor da resolução horizontal da grade ($\Delta x \approx 686\text{m}$). Estas análises foram usadas nas simulações com opções físicas Refinadas. Divide-se em RFM:
 - Com **4** iterações (**RFM4**) – aplica-se o método de RFM configurado para realizar 4 iterações até chegar ao valor final. RIN=4,4,4,4.
 - Com **8** iterações (**RFM8**) – aplica-se o método de RFM configurado para realizar 8 iterações até chegar ao valor final. RIN=4,4,4,4,4,4,4,4.

Isto foi assim definido pelo fato de que quanto maior o número de iterações, mais próximo do valor observado torna-se o valor corrigido do *campo inicial*, uma vez

⁵ <http://www.emc.ncep.noaa.gov/GFS/doc.php>. Acessado em 23 de maio de 2016.

que mais correções são realizadas. Sendo assim, no caso da RFM4, espera-se que os valores sejam mais próximos das observações que os da análise RFM8. Acredita-se que dessa forma, seja possível a avaliação dos experimentos quanto à sensibilidade ao número de estações, de iterações e às opções físicas.

Em virtude do escasso número de observações, foram feitas replicações dos dados dos SODAR disponíveis para pontos geográficos nas suas redondezas. Este procedimento é descrito em detalhe adiante, na Seção 3.2.1.

A Tabela 3.2 esquematiza sinteticamente o processo de geração das análises aqui utilizadas. Na prática, a configuração do número de iterações é feita através da definição da variável relativa ao raio de influência (*radius_influence*) no arquivo de namelist do programa OBSGRID (*namelist.oa*), conforme descrito na seção 2.6.

Tabela 3.2. Resumo dos processos de geração das análises e suas nomenclaturas.

| Fonte | Análises |
|----------|----------|
| GFS | AGFS |
| GFS+PSA | PSA |
| GFS+PFA | PFA |
| GFS+RFM4 | RFM4 |
| GFS+RFM8 | RFM8 |

3.2.1. Replicação dos Dados de SODAR

A pequena disponibilidade de dados de SODAR para a alteração da análise foi colocada como um dos possíveis fatores impactante para a reduzida diferença entre os experimentos de análises com e sem dados de SODAR mesclados em Cardoso *et al.* (2014). Para contornar este problema, foi proposto um artifício computacional para gerar dados fictícios de SODAR nas proximidades dos locais de instalação dos instrumentos.

Os locais de replicação dos dados originais foram escolhidos tendo em vista os seguintes fatores:

- *Uso de solo representado pelo modelo* – A Figura 3.6 mostra as categorias de uso do solo representadas pelo modelo WRF. Nela se observa uma predominância da categoria “Urbana com Muitas

Construções” (*Urban and Built-Up*, 13, em vermelho), com uma região em cor roxa de índice 2 – isto é, *Evergreen Broadleaf Forest* (Floresta de Folhas Largas Permanente) – associadas à floresta presente na Serra da Cantareira. Esta categoria procura retratar a ocupação urbana bem desenvolvida, com alta densidade de casas, prédios e outros tipos de construções. Algumas de suas propriedades de cobertura de solo, tanto para o verão quanto para o inverno, são: albedo = 15%; disponibilidade de umidade = 10%; emissividade da superfície = 88% a 9 μm ; comprimento de rugosidade da superfície = 80 cm; inércia termal⁶ = 3 cal $\text{cm}^{-2} \text{K}^{-1} \text{s}^{-1/2}$. Por definição, sabe-se que o escoamento dentro da camada limite é altamente afetado pelas características da superfície e que varia muito com as especificidades de cada região. Desse modo, caso os dados de superfície estejam indicando um relevo destoante, uma categoria de uso de solo diferente da real ou se as propriedades de uma dada categoria estiverem inexatas, o modelo fornecerá fluxos incompatíveis com os verdadeiros. Logo, a distribuição procurou restringir-se entre os locais compreendidos num raio de 4 a 5 pontos de grade a partir do local da observação, mantendo somente os pontos que possuíam a mesma categoria de solo do local referente à observação enxergada pelo modelo (13).

- *Efeito de circulação térmica de mesoescala e ilhas de calor/frescor* - Devido à presença da Serra da Cantareira e da diferença de uso de solo entre a serra e a área urbanizada;
- *Regime predominante de vento de NE/E* – A análise do regime de vento do SBGR apresentada no RPP1 evidenciou a predominância destes ventos associados à ASAS.
- *Posicionamento dos SODAR* – O SODAR 27 está posicionado na pista 27, que se localiza mais próxima à Serra da Cantareira e, conseqüentemente, é mais influenciada pelas circulações relacionadas à mesma. Além disso, conforme mencionado na Seção 3.1, o maior distanciamento deste SODAR aos locais mais ruidosos faz com que ele

⁶ Tempo em que a temperatura de um corpo se aproxima da temperatura do ambiente ao redor.

tenha uma maior gama de dados, sendo favorável no momento da inserção dos dados e da verificação das previsões.

- *Representatividade dos dados do SODAR* – Em conformidade com a afirmativa de Umeda e Martien (2002), o SODAR, por ter um alcance de até 500 m aproximadamente, não fornece dados que possam ser considerados representativos de grandes áreas, como são os dados das sondagens atmosféricas, que podem ser representativos de ≈ 250 km, de acordo com a OMM (WMO, 2013). Isto porque quanto mais próximo da superfície, mais influenciado pelas características dela será o regime de vento, podendo variar significativamente dentro do domínio de referência devido às grandes diferenças nas superfícies locais (Figura 3.1). Daí a necessidade de se restringir a área de replicação de dados a um círculo com raio de no máximo 5 pontos de grade, o que equivale a 5×680 m, ou $\approx 3,4$ km.

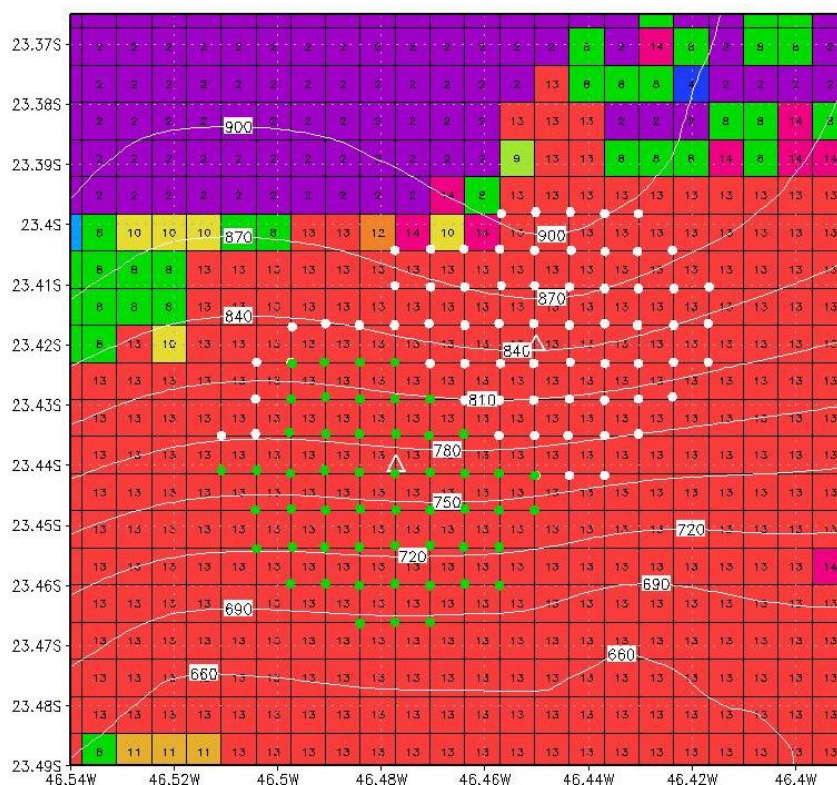


Figura 3.6. Distribuição de pontos fictícios de SODAR utilizada nas simulações. Os pontos replicados com os dados do SODAR 09 (SODAR 27) estão em verde (branco). Os quadrados simbolizam a cobertura do solo e as linhas brancas denotam a elevação do terreno representadas pelo modelo.

Considerando-se estes fatores, foi definida a área de influência de cada SODAR num raio de 4 a 5 pontos de grade a partir da localização do instrumento, considerando

apenas os pontos com categorias de solo 13. Em seguida, destes pontos, aqueles mais próximos à serra foram replicados com os dados do SODAR 27, pois acredita-se que este consegue captar melhor sua influência do que o SODAR 09. A Figura 3.5 oferece uma visão geral da distribuição, indicando os locais que receberam os dados do SODAR 09 com os pontos verdes (52 pontos) e do SODAR 27 com pontos brancos (64 pontos), totalizando 116 pontos.

Vale ressaltar que o programa OBSGRID descartou automaticamente pontos considerados muito próximos um do outro, de modo que, ao todo, apenas 65 pontos, dos 116 fornecidos ao programa, foram utilizados. Isto demonstra que é desnecessário o uso de dados fictícios com espaçamento tão pequeno; possivelmente, o dobro do espaçamento já seria suficiente. Todavia, deve-se atentar para que os dados replicados estejam em locais homogêneos em relação ao local dos dados observados, pois a representatividade do dado meteorológico é restrita; sobretudo aqueles referentes à camada limite.

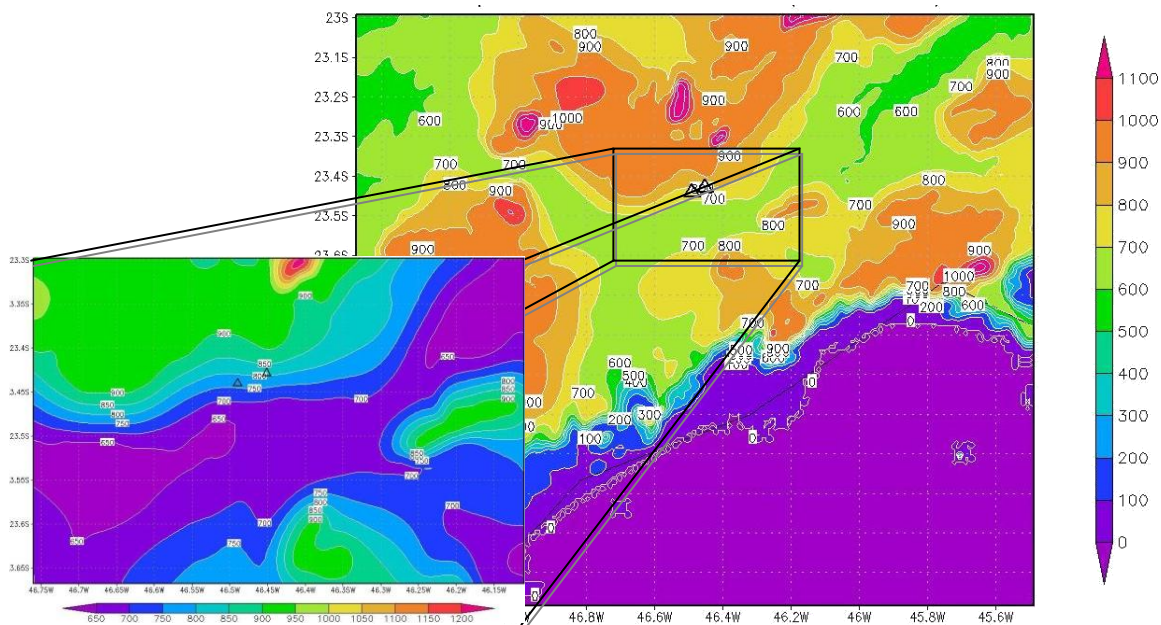


Figura 3.7. Topografia do modelo WRF, as linhas brancas denotam a elevação do terreno representada pelo modelo.

Um ponto digno de menção é que, pela Figura 3.7, o modelo posiciona um acive sobre o local do aeroporto, quando na verdade a elevação se encontra mais ao norte do aeródromo. Tal problema do modelo provoca consequências graves na simulação, as quais são abordadas ao longo da seção 4.

3.3. Geração das Análises – Programa OBSGRID

Conforme mostrado na Tabela 3.2, as configurações específicas para cada um dos 7 experimentos, referentes à grade 4 de maior resolução ($\Delta x \approx 685 \text{ m}$), podem ser descritas da seguinte forma:

- **EPGFS** – Utiliza as condições iniciais diretamente do GFS, as quais NÃO contém informações de SODAR. As configurações físicas selecionadas para este experimento foram as preliminarmente empregadas e constam na Tabela 3.9.
- **EPSA** – Utiliza a análise PSA e as configurações da Tabela 3.9.
- **EPFA** – Utiliza a análise PFA e as configurações da Tabela 3.9.
- **ERGFS** – Assim como o PSA_NODA, utiliza as condições iniciais diretamente do GFS. Porém, usa as configurações físicas da Tabela 3.4.
- **ERFM4** – Utiliza a análise RFM4 e as configurações físicas da Tabela 3.4.
- **ERFM8** – Utiliza a análise RFM8 e as configurações físicas da Tabela 3.4

O programa OBSGRID está situado no módulo de pré-processamento (WPS), conforme retrata a figura 3.8. Como se observa, ele é acionado após o metgrid.exe e utiliza os arquivos de saída deste (met_em*) como dado de entrada. Estes dados serão posteriormente mesclados com as observações. Ressalta-se que o formato que as observações devem estar para serem utilizadas pelo programa é o *little_r*. Este é um formato de texto relativamente comum para dados meteorológicos (METAR, SYNOP, AIREP entre outros) e foi herdado também do MM5. Para algumas bases de dados, existem programas que realizam a transformação para *little_r*. Contudo, como não existiam tais programas para os dados de SODAR (.mnd) foi necessário criar um programa específico para tal finalidade.

Neste sentido, para a realização dos experimentos com a análise objetiva, o fluxograma normal do modelo foi ligeiramente modificado, de acordo com a Figura 3.7. Observa-se que, inicialmente, foi feita a inserção dos dados de SODAR transformados no formato *little_r* (caixa verde), por meio do programa OBSGRID, para cada horário de análise do GFS ao longo da simulação. Porém, como a ideia é a de se aplicar o procedimento de assimilação de dados à previsão operacional, este procedimento foi aplicado somente nas condições iniciais.

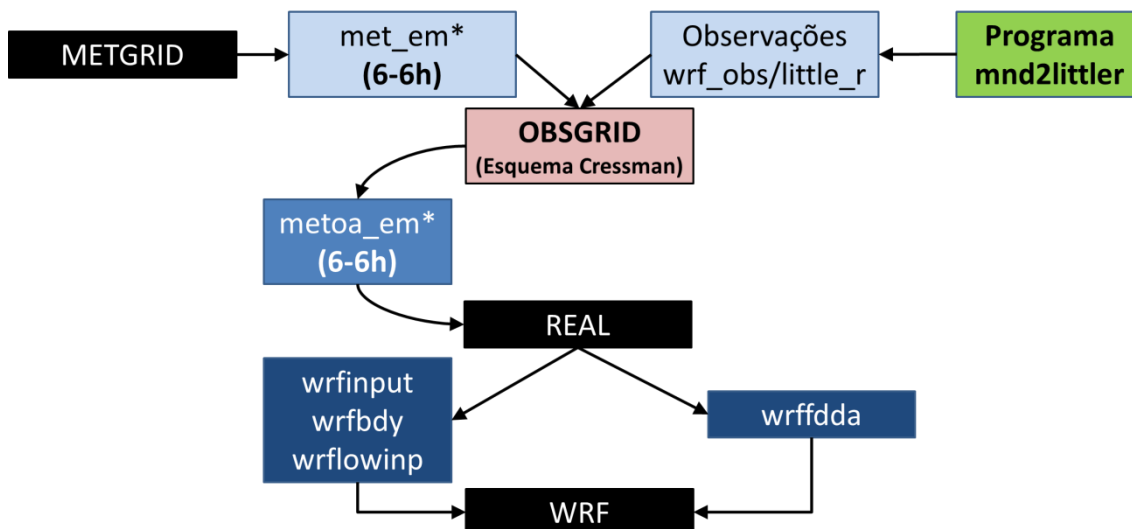


Figura 3.8. Fluxograma representativo do método da estimativa da TSM. Adaptado de Skamarock, 2008.

As saídas do programa podem ser utilizadas para diversas finalidades. O número entre parênteses é correspondente à posição de cada possibilidade de saída do OBSGRID, são elas:

- Fornecer condições iniciais e de contorno (1). Conforme dito anteriormente, estes arquivos (*metoa_em**) têm formatação idêntica aos originais (*met_em**), porém trazem informações observacionais em alguns pontos do domínio.
- Fornecer campos de superfície para o *nudging* de superfície FDDA (2). Quando usando o arquivo *wrfsfdda* como dado de entrada no WRF, é recomendado igualmente o uso do arquivo FDDA 3-D (*wrffdda*) como dado de entrada. Este arquivo (*wrffdda*) pode ser gerado pelo programa REAL através da definição da variável específica (`grid_fdda = 1`).
- Fornecer dados para *nudging* observacional (3). Estes arquivos OBS_DOMAINdxx são lidos diretamente pelo código de *nudging* observacional.
- Fornecer saídas ASCII (4). Estes arquivos oferecem informações sobre as observações e as bandeiras de controle de qualidade atribuídas a elas. Estes arquivos são interessantes para casos onde há muitas fontes observacionais, pois permite a visualização destas no mapa através de ferramentas de desenho.

Apesar da aplicação dos testes mencionados na seção 2.6 ser altamente recomendada, não foram aplicados nenhum dos testes opcionais, em virtude do dado do SODAR já ter recebido um tratamento prévio, tanto pelo programa de gerenciamento dos dados quanto pela equipe que verifica a integridade destes dados. Pelos mesmos motivos erros instrumentais também não foram contabilizados para este estudo. A única alteração dos dados do SODAR foi a interpolação vertical intrínseca feita pelo programa OBSGRID. Com relação ao esquema de análise objetiva de Cressman dentro do OBSGRID, verifica-se que o usuário não precisa escolher o tipo de esquema a ser usado (circular, elíptico ou banana), pois o programa já faz a alteração em função das condições do vento (maior detalhamento sobre os tipos de esquema de Cressman é encontrado na seção 2.7). Dentro das possibilidades de modificação dos parâmetros de Cressman, o OBSGRID permite três opções que facultam a alteração do tamanho do raio de influência (RIN) e do número de iterações ou exames:

- Manualmente: Definindo o RIN e o número de iterações manualmente. Exemplo: 5,4,3,2 resultará em 4 iterações, sendo a primeira englobando uma distância espacial de 5 pontos de grade a partir do ponto de grade de referência e o último (quarto) englobando apenas 2 pontos. Permite definir manualmente o número de iterações e o RIN para cada iteração.
- Automaticamente 1: Definindo $RIN=0$ o código irá calcular o RIN baseado nas dimensões do domínio e numa estimativa da densidade de observações num raio de 325 km a partir do ponto de grade. Por padrão, são feitas **4 iterações**. Não permite definir manualmente nem o número de iterações, nem os seus RINs.
- Automaticamente 2: Definindo o RIN igual a um número negativo e será realizado processo análogo ao anterior, porém o número de iterações será definido pela magnitude do valor negativo. Ex.: Para -5, serão feitas 5 iterações ao invés das 4 padrão. Permite definir manualmente o número de iterações, porém não os RIN.

Conforme mencionado na seção 3.2.1, foram utilizados 65 dos 116 pontos replicados. Dos 65 pontos, o programa OBSGRID gerou dados observacionais para somente 2 níveis verticais de cada um deles, uma vez que os SODAR instalados no SBGR não contemplam uma extensão vertical muito superior à 500 metros. Os níveis

alterados para cada um dos pontos de replicação foram os níveis de 121,03 m e 369,58 m, referentes aos níveis de pressão 1000hPa e 975hPa, equivalentes aos níveis $\eta=3$ e $\eta=5$ do modelo.

3.4. Testes de Sensibilidade – Configuração dos Experimentos

Nesta seção, é apresentada uma descrição detalhada do procedimento utilizado para se extrair as informações referentes ao desempenho da modelagem de alta resolução e sobre o impacto da inserção dos dados de SODAR nas simulações.

As análises apresentadas se dividem em 4 seções: a) efeito da análise objetiva nas condições iniciais, b) simulação de alta resolução e teste de sensibilidade quanto ao número de iterações, c) teste de sensibilidade quanto às opções físicas e d) teste de sensibilidade quanto ao número de estações.

De maneira geral, espera-se que a grade mais refinada apresente melhores resultados do que uma de menor resolução, pois mais pontos podem se beneficiar com os dados observacionais de um local. Soma-se a isto, o fato dos instrumentos de SODAR utilizados neste trabalho estarem a uma distância de aproximadamente 4 km, o que faz com que grades com espaçamentos maiores tenham ainda menos pontos influenciados pelas estimativas. Esta afirmativa foi corroborada por Kuo e Guo (1989), e pelos resultados de Faccani *et al.* (2003) e de Fast (1995), os quais mostraram que a simulação de maior resolução se beneficiou mais do que as de menor resolução com o uso dos dados observacionais. Por estes motivos, as comparações se detém ao domínio de maior resolução (domínio 4), não havendo nenhum tipo de teste de sensibilidade à resolução da grade. Por estes motivos, utilizou-se apenas o domínio com resolução horizontal mais alta (domínio 4, $\Delta x = 686m$, vide Figura 3.5) para as comparações e análises dos resultados. Contudo, vale ressaltar que a melhoria de cada simulação pode variar de acordo com os dados utilizados, os dados de entrada ou *first guess*, entre outros.

3.4.1. Simulação de Alta Resolução e Teste de Sensibilidade ao Número de Iterações

Nesta seção, descreve-se o procedimento de configuração dos experimentos voltados para a análise do impacto da alteração da condição inicial e a forma de avaliação destes. Tendo em vista as possibilidades de análises utilizadas para o presente

estudo, apresenta-se a Tabela 3.3. Ela resume a descrição das análises que foram usadas para cada experimento realizado.

Tabela 3.3. Resumo dos experimentos para a avaliação do impacto da alteração do número de iterações.

| Experimento | Análise |
|--------------------|----------------|
| ERGFS | GFS |
| ERFM4 | RFM4 |
| ERFM8 | RFM8 |

Os experimentos são comparados frente aos dados dos SODAR das duas pistas, sendo utilizadas as estatísticas e as formas de apresentação descritas na seção 3.4 para determinar possíveis ganhos com a combinação entre o campo inicial e os de dados estimados pelo sensor, bem como com a alteração do número de iterações. Ressalta-se que as configurações do modelo selecionadas são comuns a todos os 3 experimentos que constam na Tabela 3.3. A Tabela 3.4 resume as configurações utilizadas para as simulações mencionadas.

Tabela 3.4. Resumo das configurações das simulações ERGFS, ERFM4 e ERFM8.

| PARÂMETROS | OPÇÕES UTILIZADAS |
|--|--|
| Núcleo | ARW Totalmente Compressível |
| Dados de Entrada | GFS 0,5° (Somente Análise) |
| Tempo Simulação | 00Z 12 – 00Z 13.08.2013 (domínios 1 e 2) 06Z 12 – 00Z 13.08.2013 (domínios 3 e 4) |
| Níveis Verticais | 40 níveis verticais. |
| Aninhamento | 4 domínios aninhados, sendo 1 principal e 3 aninhados (vide Figura 3.4), de mão dupla (<i>two-way</i>). |
| Passo de tempo (<i>time step</i>) | Adaptativo. |
| Radiação Onda Curta | MM5 Dudhia (ra_sw_physics=1). |
| Radiação Onda Longa | Rapid Radiative Transfer Model, RRTM (ra_lw_physics=1). |
| Modelo de Superfície | Noah (sf_surface_physics=2). |

| | |
|---------------------------------|--|
| Camada de Superfície | MM5 Monin-Obukhov (sf_sfclay_physics=1). |
| Camada Limite Planetária | YSU para d1, d2 e d3 (bl_pbl_physics=1). |
| Cumulus | Kain-Fritsch (cu_physics=1). |
| Microfísica de Nuvens | WRF Single-Moment 6-class (mp_physics=6). |
| Topografia | MODIS 20 categorias. |

- **Níveis Verticais** – 40 níveis verticais. Entre os primeiros 8 níveis σ do modelo ($z \leq 1000\text{m}$), altitude até onde se estende a CL, a grade fica com um espaçamento menor entre os primeiros níveis (Tabela 3.5), que é o mesmo independente do número de níveis escolhido (teste não mostrado). A partir do 13º nível, o espaçamento é praticamente constante, $\approx 628,99\text{ m}$.

Tabela 3.5. Equivalência entre os seis primeiros níveis verticais (η) do modelo e as respectivas alturas das observações na simulação.

| Eta (modelo) | Altura (m) | SODAR (m) |
|---------------------|-------------------|------------------|
| 1 | 0,0 | 30,0 |
| 2 | 56,6 | 55,0 |
| 3 | 137,9 | 135,0 |
| 4 | 244,7 | 245,0 |
| 5 | 377,6 | 375,0 |
| 6 | 546,3 | 520,0 |

- **Aninhamento** - 4 domínios aninhados, sendo 1 principal e 3 aninhados, de mão dupla (*two-way*) foram definidos para se chegar a uma resolução horizontal que atendesse aos testes de sensibilidade (vide Tabela 3.3). O domínio 2 está aninhado ao 1, o 3 está aninhado ao 2 e o 4 está aninhado ao 3. A Figura 3.9 fornece uma visão geral dos domínios.
- **Passo de Tempo** - Adaptativo. Permite que o passo de tempo (*time step*) se ajuste de acordo com o critério de estabilidade Courant-Friedrichs-Lewy (CFL). Isto possibilita um tempo de integração menor, uma vez que a dinâmica é integrada mais rapidamente e a física é chamada menos frequentemente, somente quando é necessária para a estabilidade do modelo.

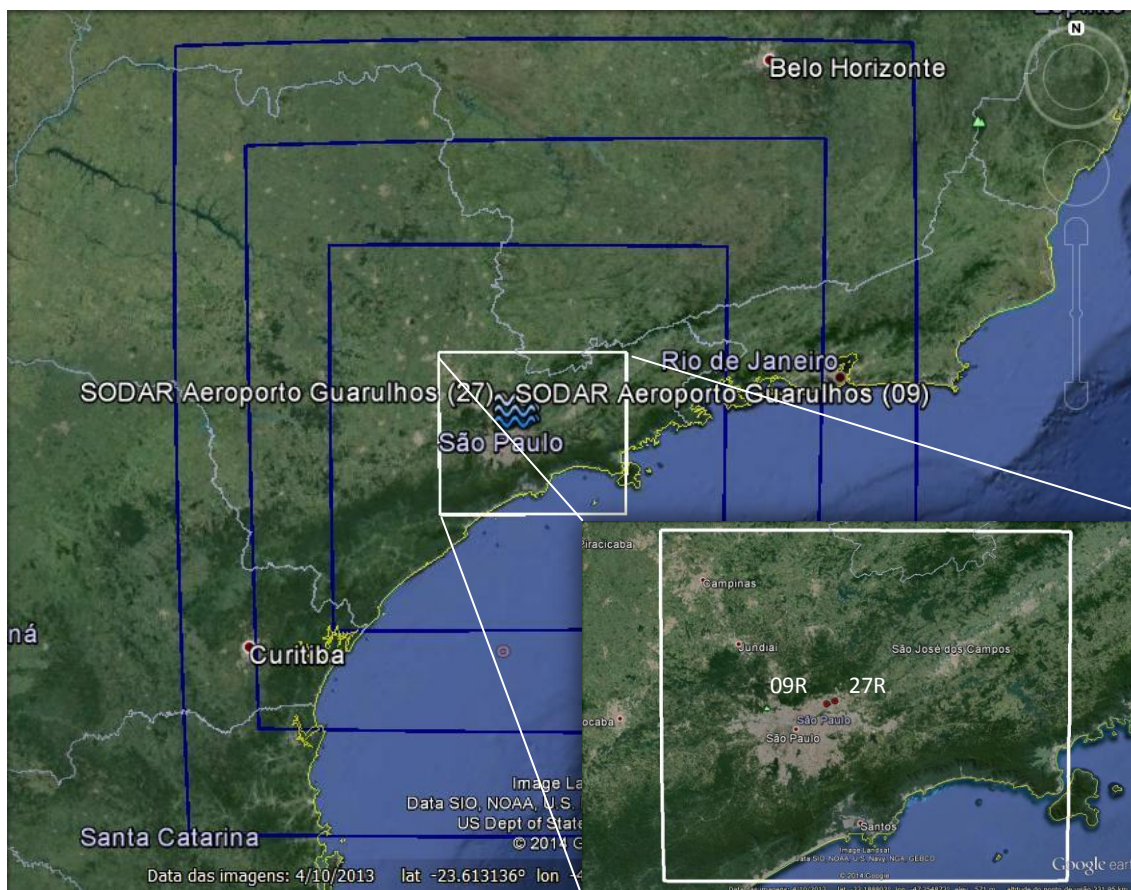


Figura 3.9. Domínios das grades utilizadas para as simulações com o modelo WRF, com destaque para a última grade (branca). Fonte: Google Earth.

- **Radiação de Onda Curta** - MM5 Dudhia ($ra_sw_physics=1$). Integração descendente simples do fluxo solar, considera espalhamento de céu limpo, absorção de vapor d'água e absorção e reflexão pelas nuvens. Usa tabelas de consulta para nuvens de Stephens (1978).
- **Radiação de Onda Longa** - *Rapid Radiative Transfer Model*, RRTM ($ra_lw_physics=1$). Baseado em Mlawer *et al.* (1997), este é um esquema de banda espectral que usa o método K. Utiliza tabelas pré-definidas para representar adequadamente os processos associados ao vapor d'água, ao ozônio, CO₂ e gases traços (quando presentes), bem como leva em consideração a profundidade ótica da nuvem.
- **Modelo de Superfície Terrestre** - Noah ($sf_surface_physics=2$). Desenvolvido em conjunto pelo NCAR e NCEP, este modelo visa atender demandas operacionais e acadêmicas. Tem o benefício de ser consistente com os campos de solo variáveis no tempo dos dados da análise. O modelo possui 4 camadas para temperatura e umidade, com umidade do dossel e previsão de cobertura de neve (desnecessário para o local de estudo, mas não interfere na simulação). As

camadas são em 10, 30, 60 e 100 cm de profundidade a partir da superfície. Também inclui zona de raiz, evapotranspiração, drenagem de solo, runoff, leva em conta categorias de vegetação, fração mensal da vegetação e textura de solo. Ele oferece fluxos de calor sensível e latente à parametrização de CLP. Além disso, este esquema melhora a representação de áreas urbanas e considera propriedades de emissividade da superfície.

- **Camada de Superfície** - MM5 Monin-Obukhov (`sf_sfclay_physics=1`). O esquema usa funções de estabilidade de Paulson (1970), Dyer e Hicks (1970) e Webb (1970) para calcular os coeficientes de troca da superfície para o calor, a umidade e o quantidade de movimento. Utiliza uma velocidade convectiva seguindo Beljaars (1994) para aprimorar os fluxos de calor e umidade na superfície. Não há parametrização do comprimento de rugosidade termal. Quatro regimes de estabilidade são incluídos, seguindo Zhang e Anthes (1982). Só aceita os esquemas de CLP MRF ou YSU.
- **Camada Limite Planetária (CLP)** - YSU para `d1`, `d2` e `d3` (`bl_pbl_physics=1`). Utiliza os termos de contra-gradiente para representar os fluxos relativos aos gradientes não locais, o que se espera para o evento em análise (vide seção Fechamento Local e Não-Local). Contém tratamento explícito da camada de entranhamento no topo da CLP; o entranhamento é função do fluxo de fluabilidade da superfície, seguindo resultados de Noh *et al.*, 2003. O topo da CLP é definido quando o número de Richardson *bulk* é zero, de maneira que depende do perfil de fluabilidade, no qual o topo é definido como a camada de máximo entranhamento. Este esquema produz um perfil bem misturado da camada limite, corrigindo um problema do esquema MRF de superestimar a estabilidade na porção superior da camada de mistura. Um algoritmo desenvolvido para a difusão na camada limite estável permite uma maior mistura em condições de ventos mais intensos.
- **Cumulus** - Kain-Fritsch (`cu_physics=1`). Utiliza um modelo de nuvem simples com correntes ascendentes e descendentes de umidade, incluindo efeitos de desentranhamento, entranhamento, e alguns aspectos microfísicos simples. Uma taxa mínima de entranhamento é imposta para suprimir o excessivo espalhamento da convecção em ambientes instáveis e relativamente secos nas margens do ponto da coluna, e é função da convergência em baixos níveis. Convecção rasa (não precipitante) é permitida para qualquer levantamento que

não alcance o mínimo de profundidade de nuvem para precipitar; este mínimo varia de acordo com a temperatura da base da nuvem. As correntes descendentes consideram a camada de 150-200 mb imediatamente acima da base da nuvem como camada fonte; o fluxo de massa é especificado como uma fração do fluxo de massa ascendente na base da nuvem, tal fração é função da umidade relativa da camada fonte, desconsiderando a antiga relação de eficiência de precipitação; desentranhamento é especificado para ocorrer na corrente ascendente da camada fonte e abaixo.

- **Microfísica de Nuvens** - WRF Single-Moment 6-class (mp_physics=6). Prevê a razão de mistura de 6 categorias de hidrometeoros: vapor, água de nuvem, gelo de nuvem, chuva, neve e graupel. Inclui sedimentação de gelo e outras parametrizações de fase de gelo. Uma diferença em relação a outras abordagens é o uso de uma relação diagnóstica para o número de concentração de gelo, baseada no conteúdo de massa de gelo, no lugar da temperatura. Os processos de congelamento/derretimento são calculados durante os sub-passos do termo de queda para melhorar a acurácia no perfil vertical de aquecimento destes processos. Permite existência de água super-resfriada e derretimento gradual da neve caindo abaixo da camada de derretimento. O ajuste na saturação segue Dhudia (1989) e Hong *et al.* (1998), tratando separadamente processos de saturação de gelo e de água. Alguns dos termos associados ao graupel seguem Lin *et al.* (1983), mas suas fases de gelo seguem Hong *et al.* (2004). Utiliza um novo método para representar as velocidades de queda de partículas de fase mista para neve e graupel, atribuindo uma única velocidade aos dois, a qual é pesada pelas razões de mistura, e aplicando esta velocidade única aos processos de sedimentação e acreção (DHUDIA *et al.*, 2008).
- **Cobertura de Solo** –MODIS 20 Categorias de 15'' ($\Delta x \approx 417$ metros) Modificado pelo IGBP (geog_data_res= 'modis_15s+30s'). Esta base é oriunda da classificação do Programa Geosfera-Biosfera Internacional (International Geosphere-Biosphere Program, IGBP) e modificada pelo modelo de superfície Noah via VEGPARM.TBL, que atualiza alguns valores do LANDUSE.TBL.

Visando uma melhor representação da física de camada limite dentro das dimensões das simulações, algumas opções adicionais foram utilizadas. Estas opções foram indicadas no Manual do Núcleo ARW do Modelo WRF (2009) para uso em

simulações numéricas de alta resolução, quando o $\Delta x \cong \Delta z$ e em ambientes urbanos. São elas:

- **Velocidade de Fricção e Fluxos de Calor e Umidade** - (isfflx=1) Quando esta opção é utilizada com a parametrização de camada limite ativada (domínios 1, 2 e 3), aciona os fluxos de calor e de umidade na superfície; quando utilizada com a parametrização de CLP desativada (domínio 4), com as opções diff_opt=2 e km_opt=3, esta opção controla os valores dos fluxos de calor e umidade e a utilização da velocidade de fricção (u^*). Neste estudo, a opção utilizada (isfflx=1) determina o uso de u^* , dos fluxos de calor e umidade *calculados pelo modelo*, ao invés de fluxos constantes definidos pela TKE ou prefixados.
- **Comprimento de Rugosidade Termal Terrestre** - (iz0tln=1) Esta opção faz com que o comprimento de rugosidade termal seja dependente do tipo de vegetação sobre a superfície terrestre, e não constante.
- **Modelo de Dossel Urbano** - (sf_urban_physics=0, 0, 1, 1) Esta opção só pode ser utilizada juntamente com o modelo de superfície Noah, uma das razões pelas quais o mesmo foi utilizado. Com esta opção ativada, a representação dos efeitos de escala urbana (os quais são notados no caso em análise) é aprimorada. Ele inclui: i) parametrização de cânions urbanos; ii) sombreamento de prédios e reflexão da radiação; iii) perfil exponencial do vento na camada do dossel; e iv) equação de calor multicamadas das superfícies dos telhados e das ruas, usada para estimar a temperatura na superfície. Além disso, o modelo calcula as trocas de quantidade de movimento entre as superfícies urbanas e a atmosfera. Somente os domínios 3 e 4 utilizaram esta opção.
- **Tipo de Difusão** - (diff_opt=1, 1, 1, 2) Esta opção possibilita a utilização de todos os termos geométricos para mais fielmente calcular os gradientes horizontais em locais inclinados, e não apenas o cálculo do gradiente horizontal ao longo das coordenadas verticais do modelo (padrão). Somente o domínio 4 utilizou esta opção, enquanto os demais seguiram a formulação padrão. A Figura 3.10 demonstra as referidas diferenças.

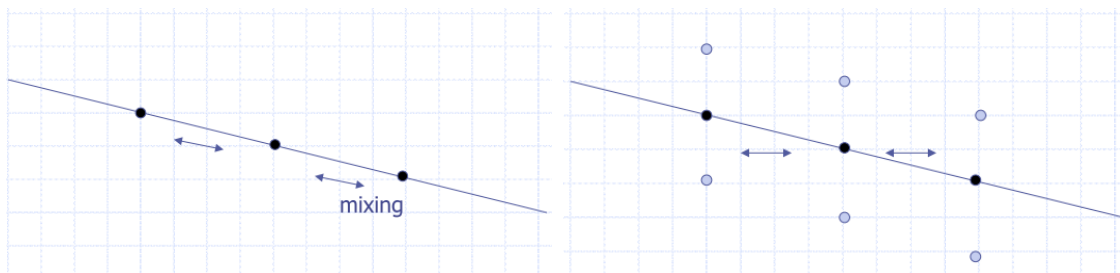


Figura 3.10. Diferença entre as opções de difusão do modelo WRF: a) difusão ao longo da coordenada η e b) difusão completa. Fonte: DHUDIA, 2010.

- **Viscosidades Turbulentas (K_h , K_v)** - (km_opt=4, 4, 4, 2) Quando selecionada, permite usar a equação da TKE para fazer o fechamento da equação que determina K. Stull (1988) já asseverava que a parametrização de K em função da TKE gera um ganho considerável em relação aos parâmetros usuais, como os tensores de deformação, conforme consta na seção 2.2.1 e no Apêndice C. Somente o domínio 4 utilizou a opção com prognóstico de TKE (km_opt=2), os demais usaram a o modelo baseado nos tensores de deformação (km_opt=4).
- **Tipo de Mistura** - (mix_isotropic=1) Nesta opção, determina-se que a mistura será isotrópica (vide seção 2.1.7), isto é, as viscosidades turbulentas (K_h e K_v) serão iguais. Conforme o indicado em Skamarock (2008), este pressuposto se adéqua melhor a simulações onde $\Delta x, \Delta y \approx \Delta z$, como é o caso.
- **Mistura dos Campos** - (mix_full_fields= .false., .false., .false., true.) Mais uma possibilidade para uso conjunto com a difusão completa (diff_opt=2). Esta opção permite que a difusão ocorra em todos os campos, e não somente nas perturbações (padrão), o que seria mais condizente com as observações. Somente o domínio 4 utilizou a opção mais realística.

Tabela 3.6. Resumo de características comuns aos domínios nas simulações.

| Domínio | Nº. Pontos em x (we) | Nº. Pontos em y (sn) | $\Delta x = \Delta y$ (m) |
|---------|----------------------|----------------------|---------------------------|
| 1 | 46 | 46 | 18500 |
| 2 | 106 | 100 | 6000 |
| 3 | 211 | 190 | 2000 |
| 4 | 298 | 244 | 685 |

3.4.2. Sensibilidade ao Número de Estações Inseridas

Nesta seção, apresenta-se uma descrição sobre o procedimento utilizado para avaliar a sensibilidade do modelo ao número de estações combinadas com o campo inicial, a fim de se conferir se houve algum ganho com a replicação de dados de SODAR fictícios.

Para tanto, faz-se necessário comparar experimentos cujas configurações sejam exatamente iguais, diferindo somente pelo fator número de estações utilizadas, seguindo a proposta de Stein e Alpert (1993). A fim de manter as configurações que foram utilizadas em experimentos anteriores aos da Tabela 3.4, o modelo foi configurado diferentemente da forma descrita na seção anterior (3.4.1). Segue um resumo das configurações anteriormente usadas (Tabela 3.7), com destaque para as diferenças (em negrito) entre as configurações mais recentemente incorporadas (seção 3.4.1) e as anteriores (entre parênteses):

Tabela 3.7. Resumo das configurações das simulações preliminares usadas, com destaque para as diferenças (em negrito) entre estas e as configurações mais recentes (Tabela 3.4).

| PARÂMETROS | OPÇÕES UTILIZADAS |
|--|---|
| Núcleo | ARW Totalmente Compressível |
| Dados de Entrada | GFS 0,5° (Somente Análise) |
| Tempo Simulação | 00Z 12 – 00Z 13.08.2013 (domínios 1 e 2) 06Z 12 – 00Z 13.08.2013 (domínios 3 e 4) |
| Níveis Verticais | 60 (40) níveis verticais. |
| Aninhamento | 4 domínios aninhados, sendo 1 principal e 3 aninhados (vide Figura 3.4), de mão dupla (<i>two-way</i>). |
| Passo de tempo (<i>time step</i>) | Adaptativo. |
| Radiação Onda Curta | MM5 Dudhia (ra_sw_physics=1). |
| Radiação Onda Longa | Rapid Radiative Transfer Model, RRTM (ra_lw_physics=1). |
| Modelo de Superfície | Noah (sf_surface_physics=2). |
| Camada de Superfície | MM5 Monin-Obukhov (sf_sfclay_physics=1). |
| Camada Limite Planetária | YSU (bl_pbl_physics=1) para todos os domínios. |

| | |
|------------------------------|--|
| Cumulus | Kain-Fritsch (cu_physics=1) para todos os domínios. |
| Microfísica de Nuvens | WRF Single-Moment 6-class (mp_physics=6). |
| Topografia | USGS 24 categorias. (MODIS 20 categorias) |

- **Níveis Verticais** – 60 níveis verticais. Entre os primeiros 8 níveis σ do modelo ($z \leq 1000\text{m}$), altitude até onde geralmente se estende a CL, a grade fica com um espaçamento menor entre os primeiros níveis (Tabela 3.5), que é o mesmo independente do número de níveis escolhido (teste não mostrado). A partir do 13º nível, o espaçamento é praticamente constante, $\approx 377,54 \text{ m}$.
- **Comprimento de Rugosidade Termal Terrestre** - (iz0tInd=0) Esta opção faz com que o comprimento de rugosidade termal **não** seja dependente do tipo de vegetação sobre a superfície terrestre, e não constante.
- **Modelo de Dossel Urbano** - (sf_urban_physics=0, 0, 0, 0) Com esta opção desativada, a representação dos efeitos de escala urbana (os quais são notados no caso em análise) **não** é aprimorada para os domínios mais refinados.
- **Difusão** - (diff_opt=1, 1, 1, 1) Esta opção possibilita **apenas o cálculo do gradiente horizontal ao longo das coordenadas verticais do modelo** (padrão).
- **Viscosidades Turbulentas (K_h , K_v)** - (km_opt=4, 4, 4, 4) K baseado **apenas** nos tensores de deformação, gradientes verticais do vento e da temperatura.
- **Tipo de Mistura** - (mix_isotropic=0) Nesta opção, determina-se que a mistura será **anisotrópica**, isto é, as viscosidades turbulentas (K_h e K_v) serão **diferentes**.
- **Mistura dos Campos** - (mix_full_fields=.false.,.false.,.false.,.false.) Esta opção faz que a **difusão ocorra somente nas perturbações** (padrão), diferentemente das observações.
- **Cobertura de Solo** – USGS 24 Categorias de 30’’ ($\sim 900 \text{ m}$). Esta é a opção padrão do modelo.

A partir dos resultados do experimento EPSA, contendo somente a informação dos 2 pontos de dados originais, e do experimento EPFA com os dados fictícios de SODAR, estes foram comparados às estimativas do SODAR, conforme descrito na seção 3.5.

3.4.3. Sensibilidade às Configurações Físicas Refinadas

Nesta seção, descreve-se o procedimento utilizado para avaliar a sensibilidade do modelo às opções físicas mais adequadas ao tipo de simulação (alta resolução, com $\Delta x \approx \Delta z$), a fim de se verificar se houve efetivamente algum ganho com estas alterações.

Foram utilizados os experimentos feitos sem inserção de dados usando as configurações descritas na seção 3.4.1 (ERGFS) e aquelas descritas na seção 3.4.2 (EPGFS), de modo que não houve diferença entre os experimentos em nenhum outro fator além das configurações físicas. Em posse dos resultados, os mesmos foram comparados com os dados estimados pelos SODAR, utilizando-se a metodologia descrita na seção 3.5. A fim de sintetizar as configurações de cada um dos 6 experimentos realizados nos testes de sensibilidade, apresenta-se a Tabela 3.8.

Tabela 3.8. Resumo das configurações dos experimentos realizados nos testes de sensibilidade.

| Experimento | Análise | Física | Método |
|--------------------|------------------------|---------------|---------------|
| EPGFS | GFS | Padrão | - |
| EPSA | GFS+2 SODAR | Padrão | Automático 1 |
| EPFA | GFS+SODAR Fictícios | Padrão | Automático 1 |
| ERGFS | GFS | Refinada | - |
| ERFM4 | GFS+RFM4 | Refinada | Manual |
| ERFM8 | GFS+RFM8 | Refinada | Manual |

3.5. Método de Análise dos Resultados

Para o pós-processamento dos resultados das simulações, utilizou-se o programa ARWpostv3.1, com a opção de interpolação para níveis de pressão padrão desativada, a fim de que os dados saíssem nos *níveis do modelo* apresentados pela Tabela 3.3 visando evitar a inserção de erros de interpolação. A visualização e extração dos dados foi feita através do programa GrADS (*Grid Analysis and Display System*).

Para realizar as análises dos experimentos, foi feita uma comparação destes com os dados observados dos SODAR para os demais horários da previsão. A exemplo de Umeda e Martien (2002), não foram utilizados os pontos de grade mais próximos dos

locais de posicionamento dos dois instrumentos, mas foi feita a interpolação da grade do modelo para os locais de observação. Isto foi feito a fim de se obter o ponto mais próximo possível da observação e evitar erros de localização. Também visando este fim, foi necessário realizar uma interpolação simples dos níveis verticais dos instrumentos para os do modelo. Tal interpolação consiste numa média aritmética dos níveis mais próximos e foi feita de seguinte maneira: dado dois níveis verticais do SODAR, z_2 e z_1 , com velocidades respectivas $|V_2|$ e $|V_1|$, o módulo do vento do modelo, $|V_m|$, no nível do modelo tal que $z_1 < z_m < z_2$ pode ser encontrado pela expressão 3.9.

$$|V_m| = \frac{|V_1| + |V_2|}{2} \quad (3.9)$$

Além da velocidade do vento, foram utilizadas as componentes zonal e meridional do vento (\mathbf{u} e \mathbf{v}) e o parâmetro α . O WRF já fornece a variável u e z , pois é desta maneira que elas são calculadas no seu código. Porém os dados de vento do SODAR utilizados não estavam decompostos em componentes, apesar do programa APRun oferecer essa possibilidade. Logo, foi feita a decomposição do vento utilizando-se da velocidade e da direção estimada pelo SODAR. Tal procedimento foi realizado utilizando a referência do *Earth Observing Laboratory* do NCAR, seguindo a relação:

$$U_{geo} = -Spd * \text{sen}(Dir_{geo} * RperD) \quad (3.10)$$

$$V_{geo} = -Spd * \text{cos}(Dir_{geo} * RperD) \quad (3.11)$$

Onde Spd é a velocidade do vento; Dir_{geo} é a direção do vento no círculo geográfico; e $RperD$ é o fator de transformação de radiano para graus ($\pi/180$).

A partir das interpolações, além das **Séries Temporais** para as variáveis mencionadas, são geradas algumas estatísticas para cada um dos 3 experimentos, a fim de definir o que mais se aproximou do observado, são elas: **Viés**, **Erro Simples**, **Root Mean Squared Error**, **RMSE**, **Vector Wind Difference**, **VWD** (Diferença Vetorial do Vento), **Desvio Padrão** (*Standard Deviation*, σ) e o **Coefficiente de Correlação**, **R**.

O Viés, ou BIAS, pode ser definido como a média das diferenças entre o previsto e o observado, conforme mostra a equação 3.12. Percebe-se que esta estatística avalia a existência de uma tendência nas diferenças entre o previsto (y) e o observado (o), permitindo afirmar se a previsão está super ou subestimando o observado.

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - o_i) \quad (3.12)$$

O Erro Simples (*Gross Error*, GE) é basicamente definido como a média do módulo da diferença entre o previsto e o observado e pode ser expresso pela equação 3.13. Verifica-se que é uma medida que avalia diretamente da exatidão de uma previsão, sem dar informações sobre a tendência, isto é, sem dizer se o erro é para mais ou para menos.

$$GE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |y_i - o_i| \quad (3.13)$$

A Raiz do Erro Quadrático Médio (*Root Mean Square Error*, RMSE), pode ser definida como a raiz quadrada da média do quadrado das diferenças entre o previsto e o observado. Tal medida é largamente utilizada na avaliação da precisão de previsões do tempo não probabilísticas (determinísticas), tendo sido utilizado inclusive por Cressman (1959). Uma de suas vantagens é a de ser dado na mesma unidade da variável analisada. Ele pode ser definido adaptado de Wilks (2011):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - o_i)^2} \quad (3.14)$$

Assim como para as demais equações, o_i é o valor da i -ésima observação do SODAR, y_i é o valor da análise gerada e N é o número de pares de observações versus previsões. Esta medida tem a vantagem de manter a unidade original da variável analisada, o que permite interpretá-la diretamente como uma típica magnitude do erro em relação à observação, porém sem trazer informações sobre a tendência.

Para avaliar a direção, evitou-se o uso de uma avaliação desta variável diretamente, tendo em vista os possíveis equívocos associados à questão das direções 360 e 0, na avaliação dos erros. Por esta razão, foi utilizada a Diferença do Vetor do Vento (*Vector Wind Difference*, VWD), utilizada por diversos autores (STAUFFER e SEAMAN, 1994; FAST, 1995; UMEDA e MARTIEN, 2002). Esta formulação permite avaliar concomitantemente a velocidade e a direção do vento, como se observa na equação 3.15.

$$VWD = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1, N} (u_{mi} - u_{oi})^2 + (v_{mi} - v_{oi})^2} \quad (3.15)$$

Para todas estas estatísticas, quanto menor os valores encontrados, ou mais próximos de 0 (no caso do Viés), mais próxima do observado será a previsão. O mesmo não ocorre para o desvio padrão e para a correlação.

O Desvio Padrão é uma medida associada ao espalhamento, ou à dispersão e consequentemente da variabilidade da base de dados. Não há um valor alvo a ser atingido. O que se procura no presente caso é que as previsões tenham desvio padrão próximo ao das observações.

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2}{N}} \quad (3.16)$$

O coeficiente de correlação (R) mede o grau de relação linear entre duas variáveis x (observação) e y (previsão), podendo variar entre $-1 < R < 1$. Quanto maior a relação linear entre as variáveis, mais próximo de 1 (correlação positiva) ou -1 (correlação negativa) estará o valor de R (equação 3.17). Na ausência de relação linear, o R assumirá o valor 0 (zero). Neste trabalho, o objetivo é que o R assumia valores positivos e próximos de 1 indicando que a relação entre as observações e previsões se aproxima de uma reta onde $y=x$, ou seja, evidenciando que os valores previstos são próximos ou iguais aos valores observados.

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (f_n - \bar{f})(r_n - \bar{r})}{\sigma_f \sigma_r} \quad (3.17)$$

Esta medida permite aferir a semelhança entre o comportamento de uma dada série f e o de outra série r , isto é, quando um sobe o outro desce (<0) ou sobe (>0), mas não tem informações sobre a magnitude, ou amplitude da correlação, como na variância. Elevando-se R ao quadrado, obtém-se o coeficiente de determinação (R^2), que informa qual a porcentagem dos dados observados puderam ser explicados pelas previsões.

No presente caso, a correlação é feita entre os valores previstos e observados para se verificar qual dos 3 experimentos mais se aproximou do padrão de variação dos dados observados. Segundo a Tabela 3.9, existe uma forma de interpretar os valores do coeficiente de correlação (ρ), apesar de não ser totalmente absoluta. De forma que para $R = -0,79$ e $R^2 = 0,62$ ou 62%, tem-se uma **correlação negativa forte** entre a previsão e o observado, sabendo-se que **38% das observações não puderam ser explicadas somente pela variável prevista**.

Tabela 3.9. Sugestão de interpretação dos coeficientes de correlação. Fonte: <http://leg.ufpr.br/~silvia/CE003/node74.html>, acessado em 17.06.2016.

| Valor de ρ (+ ou -) | Interpretação |
|--------------------------|----------------------------|
| 0.00 a 0.19 | Uma correlação bem fraca |
| 0.20 a 0.39 | Uma correlação fraca |
| 0.40 a 0.69 | Uma correlação moderada |
| 0.70 a 0.89 | Uma correlação forte |
| 0.90 a 1.00 | Uma correlação muito forte |

Destaca-se que apesar do primeiro nível do modelo (0 m) diferir significativamente do primeiro nível do SODAR (30 m), devendo-se olhar com especial atenção estes resultados. Apesar de não ser o ideal, este procedimento foi utilizado em Umeda e Martien (2002) que comparou dados de temperatura a 2 m com o primeiro nível do modelo RAMS, 12 m. Um impactante para esta escolha foi a escassez de dados observacionais.

Além dessas estatísticas, foi calculado o parâmetro α proposto por Draxl *et al.* (2014) para avaliar o cisalhamento do vento, objetivo inicial do presente estudo. A

formulação proposta está na equação 3.17. Ressalta-se que este parâmetro só avalia o cisalhamento da velocidade (intensidade) do vento e não do seu vetor (direção + intensidade). Porém, isto não se torna um problema pois, conforme colocado na seção 3.1, o evento em análise tem características eminentemente mais próximas de um cisalhamento de velocidade, do que direcional.

$$\alpha = \frac{\ln(u_2/u_1)}{\ln(z_2/z_1)} \quad (3.17)$$

Onde u_1 e u_2 são as velocidades do vento nos níveis z_1 e z_2 respectivamente. Para fins deste estudo, foi utilizado $z_1 = 135 \text{ m}$ e $z_2 = 245 \text{ m}$, os quais foram os níveis aproximados de ocorrência do evento (vide seção 3.1). Na equação 3.17, como o denominador não varia, percebe-se que o numerador vai reger a variação do parâmetro. O sinal será determinado de modo que se a velocidade do nível superior for maior que a do inferior, $\alpha > 0$; analogamente, quando a velocidade do nível inferior for maior que a do superior, $\alpha < 0$. A magnitude será diretamente proporcional à da diferença entre as velocidades dos níveis.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Nesta seção, são apresentados e discutidos os resultados das comparações e estatísticas citados na metodologia (seção 3); recordando, foram utilizadas as seguintes estatísticas e formas de apresentação das variáveis: Viés, Erro Simples, RMSE, VWD, Desvio Padrão (*Standard Deviation*, σ) e a Correlação, R; além das Séries Temporais. A seção está dividida da seguinte forma: a) comparação das análises, b) verificação dos experimentos com o SODAR, c) sensibilidade do modelo quanto ao número de estações e d) sensibilidade quanto às opções físicas mais realísticas.

As estatísticas para o ponto relativo à pista 09 devem ser analisadas atentando-se para o fato de que este instrumento possui ligeiramente menos observações para comparação, isto é, menor amostragem, especialmente para os níveis mais altos. Ao todo, para as variáveis SPD (velocidade do vento, m/s), DIR (direção do vento, °), U (componente zonal do vento, m/s), V (componente meridional do vento, m/s), obteve-se 67 pares (observação vs previsão) para a pista 09, e 76 para a pista 27. Para o parâmetro α , obteve-se um número bem menor de pares, com 8 para a pista 09 e 10 para a pista 27. Esta menor amostragem decorre do fato deste parâmetro verificar apenas uma camada (135-245 m) por horário, e não todos os níveis por horários, como se deu na verificação global para as demais variáveis.

4.1 Efeito da Inserção de Dados nas Condições Iniciais

Nesta seção, é discutido o impacto da combinação feita pelo programa OBSGRID no campo inicial (GFS) de 06Z do dia 12.08.2013 interpolado para o 4º domínio. O objetivo desta seção é verificar qual dos métodos de análise objetiva utilizados por este programa conseguiu fazer o campo inicial (*background*, GFS) se aproximar mais fielmente dos dados do SODAR.

Em todas as 4 análises objetivas realizadas, os níveis alterados para cada um dos pontos, incluindo os de replicação, foram os níveis de 121,03 m ($\eta=3$, do domínio 4) e 369,58 m ($\eta=5$, do domínio 4), referentes aos níveis de pressão 1000hPa (nível 2) e 975hPa (nível 3) dos dados do campo inicial interpolados para o domínio 4 (vide seção 3.4.1). Os resultados das análises geradas para cada experimento estão sintetizados nas Tabelas 4.1 e 4.2; as menores diferenças (*previsto – observado*) para cada nível estão destacadas em negrito.

Tabela 4.1. Diferença entre as análises utilizando o método Automático 1 (padrão do programa) e estimativa do SODAR para os 2 níveis alterados pelo programa OBSGRID. Os dados brutos do campo inicial (GFS) também são comparados com o SODAR.

| PISTA 09 | | | | | PISTA 27 | | | |
|-----------------|----------------|-----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|
| Nível | Vel | Dir | U | V | Vel | Dir | U | V |
| PFA | | | | | PFA | | | |
| 1000 hPa | -0,6746 | 26,2284 | 0,1330 | 0,6982 | -0,2136 | 19,6486 | -0,0064 | 0,2468 |
| 975 hPa | 4,1890 | 46,9250 | -3,8846 | -1,8987 | 4,2078 | -50,1045 | -3,6016 | -2,4426 |
| PSA | | | | | PSA | | | |
| 1000 hPa | -0,4935 | -13,5825 | 0,2712 | 0,4394 | -0,0172 | -15,7268 | 0,1310 | -0,0112 |
| 975 hPa | 4,5335 | 53,7450 | -4,4446 | -1,5455 | 4,5459 | -43,2710 | -4,1591 | -2,0906 |
| GFS | | | | | GFS | | | |
| 1000 hPa | 1,2116 | 56,2072 | -1,7643 | 0,3699 | 1,6549 | 55,2706 | -1,9040 | -0,0817 |
| 975 hPa | 1,7243 | 62,6298 | -1,9647 | -0,1343 | 1,7326 | -34,9116 | -1,6813 | -0,6780 |

É possível perceber que, para o método Automático 1¹ (Tabela 4.1, experimentos PSA e PFA), o nível que mais se aproximou das estimativas do SODAR foi o nível de 1000 hPa. Todas as variáveis deste nível, sobretudo a direção e em U, apresentaram as menores diferenças com relação aos SODAR, com exceção da componente V da pista 09. Para o nível de 975 hPa, o método de inserção dos dados surtiu efeito contrário, afastando os valores das análises dos SODAR, ou aumentando a diferença entre eles; exceto para a direção da pista 09, que foi melhor para o PFA. Ainda para a Tabela 4.1, verificou-se que, no geral, não houve uma melhoria significativa das análises com a inserção dos dados fictícios de SODAR (Tabela 4.1). Contudo, para o nível de 1000 hPa, o experimento PSA realizou as maiores correções (menor diferença) para a velocidade, a direção e V, comparado com o PFA. Nada obstante, para o mesmo nível, a componente U corrigida pelos SODAR fictícios (PFA) apresentou uma menor diferença com relação aos SODAR.

Tabela 4.2. Diferença entre as análises utilizando o método Manual e as estimativas do SODAR para os 2 níveis alterados pelo programa OBSGRID. Os dados brutos do campo inicial (GFS) também são comparados com o SODAR.

| PISTA 09 | | | | | PISTA 27 | | | |
|-----------------|----------------|-----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|
| Nível | Vel | Dir | U | V | Vel | Dir | U | V |
| RFM8 | | | | | RFM8 | | | |
| 1000 hPa | -0,6345 | 24,2440 | 0,1112 | 0,6632 | -0,2282 | 16,7050 | 0,0131 | 0,2502 |
| 975 hPa | 4,1434 | -46,5082 | -3,8285 | -1,9046 | 4,2359 | -50,2767 | -3,6189 | -2,4688 |
| RFM4 | | | | | RFM4 | | | |
| 1000 hPa | -0,5933 | 29,2921 | 0,0618 | 0,6558 | -0,1742 | 25,5079 | -0,0554 | 0,2391 |
| 975 hPa | 4,0786 | 46,6901 | -3,7797 | -1,8597 | 4,1456 | -50,0547 | -3,5499 | -2,4078 |
| GFS | | | | | GFS | | | |
| 1000 hPa | 1,2116 | 56,2072 | -1,7643 | 0,3699 | 1,6549 | 55,2706 | -1,9040 | -0,0817 |
| 975 hPa | 1,7243 | 62,6298 | -1,9647 | -0,1343 | 1,7326 | -34,9116 | -1,6813 | -0,6780 |

Para o método Manual⁷ (Tabela 4.2), foram obtidos resultados semelhantes aos do método Automático 1, que mostraram uma menor diferença para o nível de 1000 hPa. Similarmente ao primeiro método, todas as variáveis do Manual apresentaram menores diferenças, com ênfase na direção e em U, exceto para a V em ambas as pistas (diferente do anterior, que se restringia à 09). Para o nível de 975 hPa, o mesmo padrão de resultado do método Automático foi encontrado, com menores diferenças para o GFS, exceto pela direção da pista 09, melhor para PFA. Na comparação entre os experimentos com diferentes número de iterações, verificou-se que não houve grandes melhorias com o aumento do número de iterações (Tabela 4.2, AOC4 e AOC8). Todavia, para o nível de 1000 hPa, a análise AOC8 teve resultados um pouco melhores para a direção e componente U do vento, especialmente na pista 27, cujo número de observações replicadas foi maior no domínio.

Visando enfatizar os principais aspectos depreendidos pelos resultados da aplicação dos métodos de análise objetiva, faz-se um resumo desta seção. Pode-se destacar que:

- Os métodos de análise objetiva foram mais eficazes em direcionar o dado inicial (GFS) para as estimativas dos SODAR no nível de 1000 hPa. As variáveis que obtiveram as melhores correções foram a direção e a componente U do vento (Tabelas 4.1 e 4.2).
- Já em 975 hPa, os métodos no programa OBSGRID tiveram resultados opostos aos do nível de 1000 hPa, afastando os dados da análise (GFS) das estimativas. Dentre as possíveis razões para tais resultados, pode-se sugerir que houve um problema no algoritmo de interpolação dos dados observacionais para os níveis de pressão do GFS, que são os níveis para onde o programa OBSGRID vai interpolar os dados observacionais/estimados para combinação. Outra possibilidade seria o impacto do mau posicionamento da Serra da Cantareira (figura 3.6), que teria provocado um erro de interpolação da grade do campo inicial do GFS, cujos pontos próximos ao aeródromo possivelmente não estava situados num aclave, para a grade mais detalhada do domínio 4, que posicionava erroneamente a Serra.

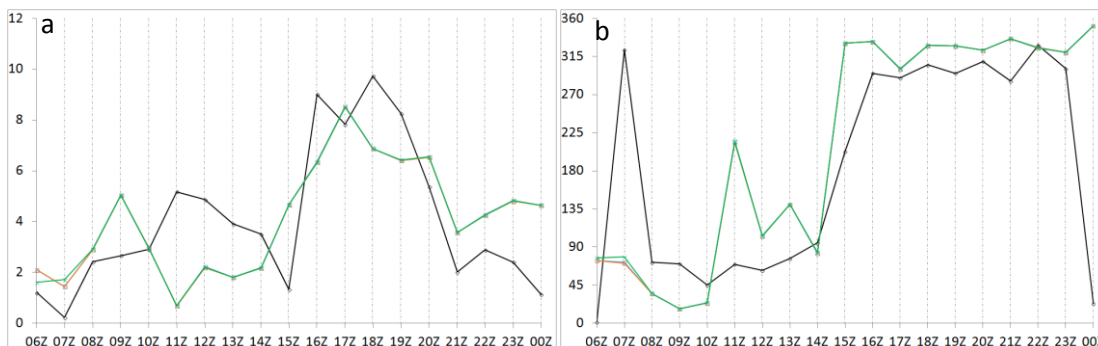
⁷ Vide seção 2.7 para maiores detalhes sobre os métodos.

- Notou-se também que o aumento do número de estações (Tabela 4.1), com a inserção de SODAR fictícios, e o número de iterações não demonstraram ter grande impacto no processo de análise objetiva. Os possíveis problemas relativos a estes resultados também estão associados aos problemas de interpolação supracitados.

4.2 Teste de Sensibilidade à Inserção de Dados de SODAR e ao Número de Iterações

Nesta seção, são apresentados os resultados dos experimentos ERGFS, ERFM4 e ERFM8 (vide seção 3.3), juntamente com os dados dos SODAR, incluindo uma análise estatística comparando os experimentos com as estimativas. O objetivo desta seção é de avaliar os desempenhos para cada experimento, com vistas à verificação das diferenças dos experimentos com inserção de dados de SODAR entre si, entre o experimento sem inserção (ERGFS) e os dados estimados para os horários da simulação.

Inicialmente, apresenta-se as Figuras 4.1-4.5, mostrando as séries temporais das previsões e das observações para o local do SODAR 09. Este tipo de apresentação permite avaliar a evolução do comportamento das previsões e das observações ao longo do tempo, e foi utilizado a fim de saber se as previsões se aproximam mais ou menos das observações em um período determinado. Ressalta-se que estes gráficos mostram os 5 primeiros níveis do modelo por horário, pois os níveis mais elevados fogem do alcance vertical do SODAR.



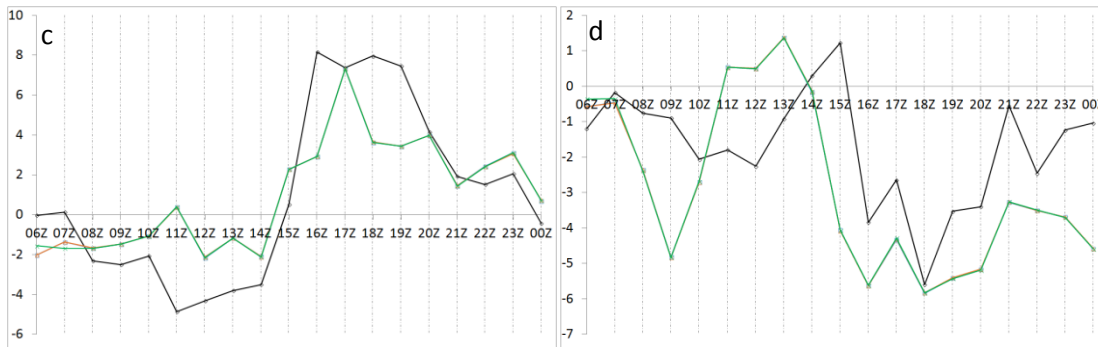
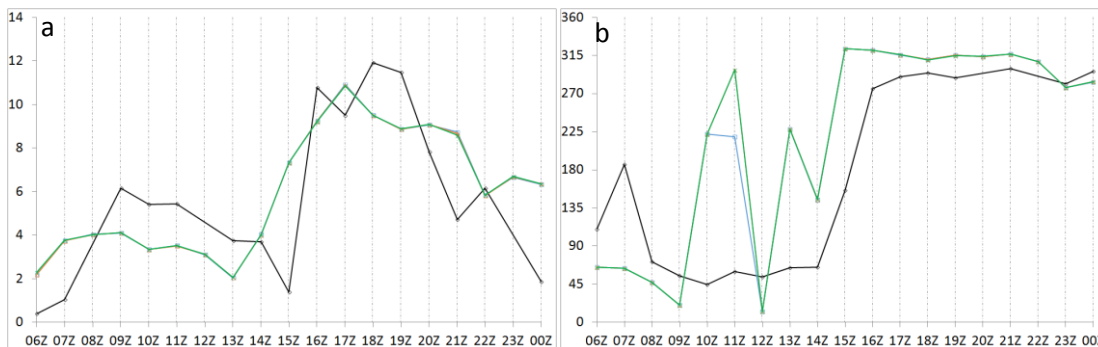


Figura 4.1. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos ERGFS (verde), ERFM4 (laranja) e ERFM8 (azul) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 09R para o nível $\eta=1$.



Figura 4.2. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos ERGFS (verde), ERFM4 (laranja) e ERFM8 (azul) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 09R para o nível $\eta=2$.



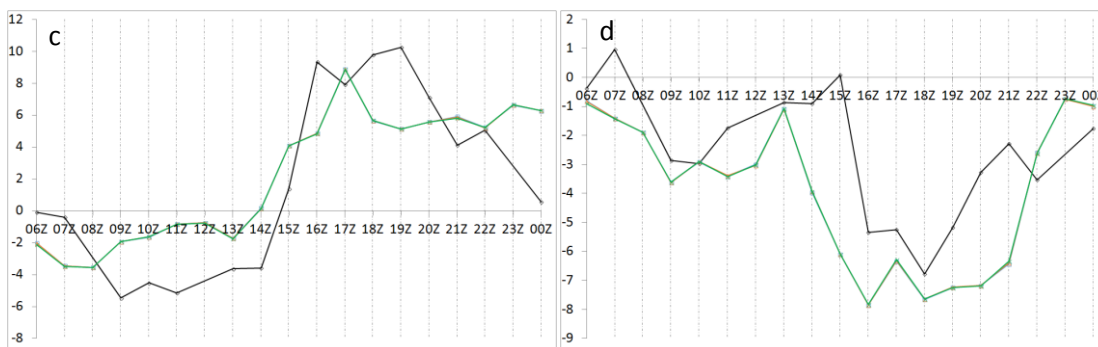


Figura 4.3. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos ERGFS (verde), ERFM4 (laranja) e ERFM8 (azul) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 09R para o nível $\eta=3$.

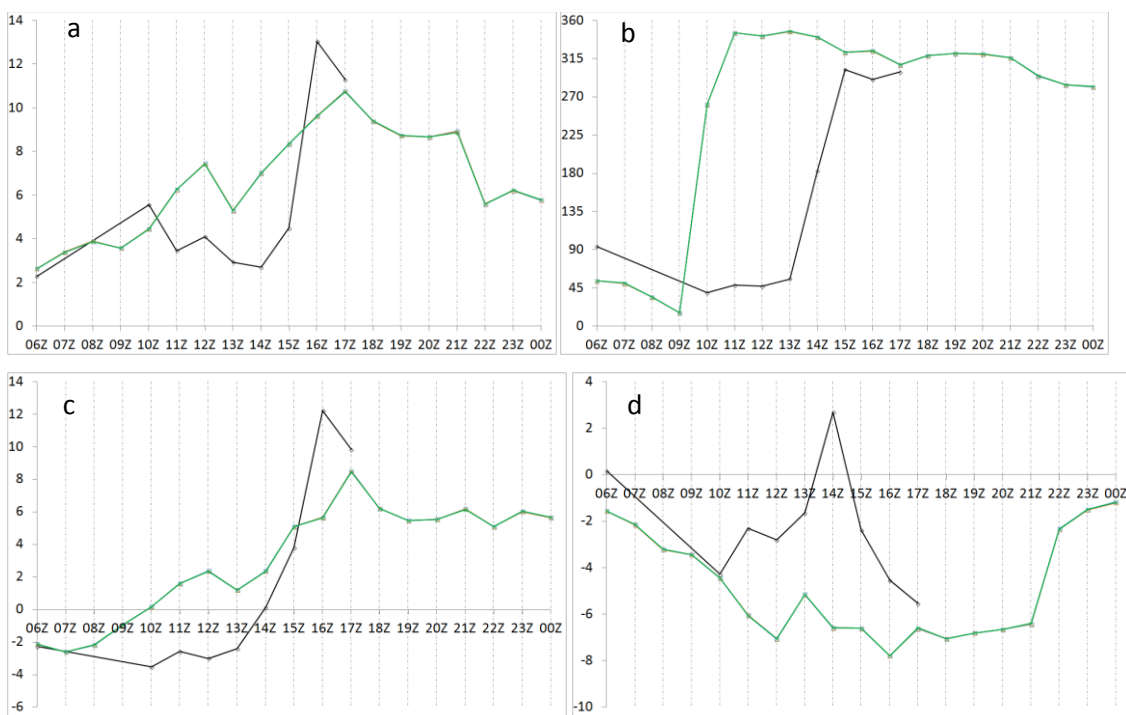
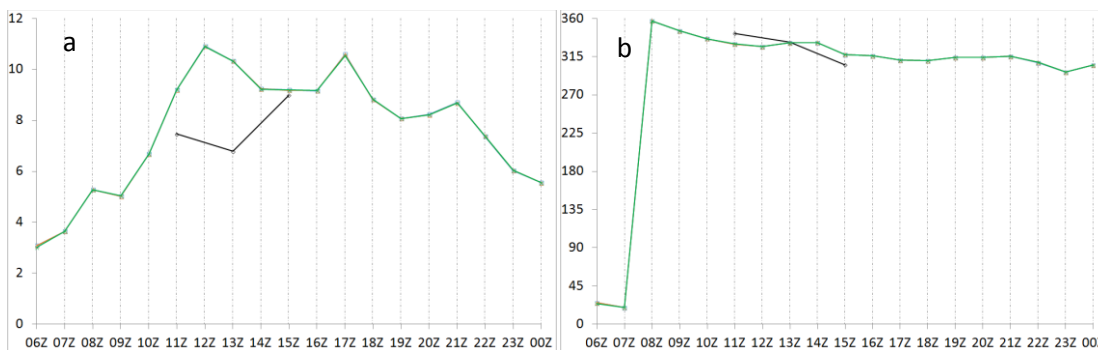


Figura 4.4. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos ERGFS (verde), ERFM4 (laranja) e ERFM8 (azul) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 09R para o nível $\eta=4$.



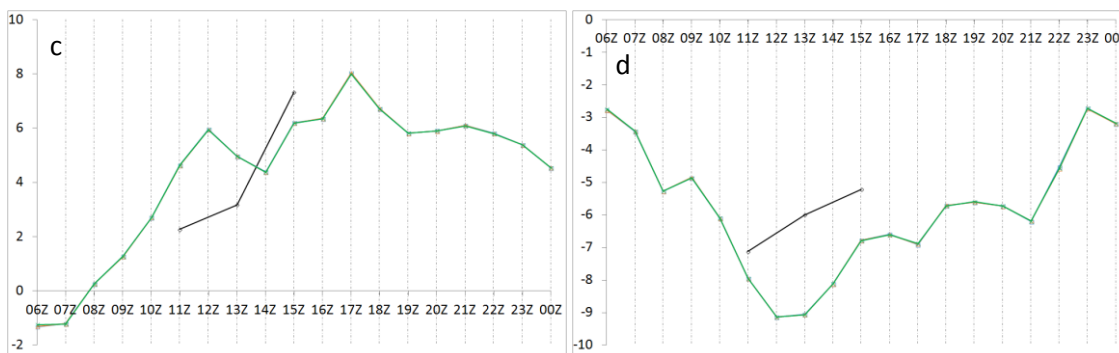


Figura 4.5. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos ERGFS (verde), ERFM4 (laranja) e ERFM8 (azul) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 09R para o nível $\eta=5$.

Na análise dos níveis verticais da pista 09 (Figuras 4.1-4.5), foi possível observar que os experimentos tiveram resultados extremamente semelhantes. Nota-se que, para os 3 primeiros níveis (Figuras 4.1-4.3), o modelo foi capaz que captar a mudança no regime de vento que ocorre entre a manhã e a tarde, passando de ventos mais calmos pela manhã, para ventos mais fortes à tarde e voltando a diminuir após as 20Z (17HL). Verifica-se uma melhor representação no que diz respeito à direção do vento (Figuras 4.1b-4.5b), se comparada à velocidade (Figuras 4.1a-4.5a), por parte do modelo, simulando corretamente uma mudança da direção de E/NE (madrugada/manhã) para NW/W (tarde-noite).

No período da tarde, também foi notada uma melhor representação da direção do vento (Figuras 4.1b-4.5b) em relação à madrugada/manhã. Sugere-se que este comportamento parece estar relacionado com o fato do vento deste horário estar mais intenso e bem definido. Isto indica que suas causas físicas estavam bastante evidentes, o que facilita a sua representação pelo modelo, que necessita de sinais físicos expressivos para conseguir representar corretamente os fenômenos dessas escalas (micro).

Verificou-se também que o vento predominante nos 3 primeiros níveis (Figuras 4.1-4.3) é menos intenso e de E/NE, perdurando até 14Z (10HL), a partir de quando o vento ronda para N/NW e se intensifica, mantendo-se assim até quase todo o restante da simulação; padrão relativamente coerente com os ventos registrados pelo SODAR. Se o primeiro nível (Figura 4.1) for comparado à rosa dos ventos a 10 metros para os horários da manhã (Figura 3.3c-3.3d) e da tarde (Figura 3.3e-3.3f), pode-se notar que este padrão geral de comportamento é um dos que estão representados na média dos dados de METAR. Em função do horário da mudança, é provável que este regime de ventos tenha sido regido pelo ciclo diário de aquecimento/resfriamento da superfície,

conforme mencionado na seção 2.1.4.; este fato também está de acordo com a teoria das ilhas de calor apresentada para a região na descrição da área de estudo (seção 3.1), sugerindo que este efeito estava ocorrendo naquele dia. Tal resultado sugere que as configurações do modelo selecionadas para as simulações parecem ter propiciado, de algum modo, uma representação satisfatória dos padrões. Contudo, isto não significa necessariamente que não se pode efetuar alguns outros ajustes para melhorar ainda mais as simulações, visando corrigir outras incorreções do modelo.

Avaliando-se mais detidamente as simulações do quarto domínio, nota-se que no período madrugada/manhã (06Z-09Z) e no final do tempo de integração (entre 21Z do dia 12 e 00Z do dia 13), ocorre uma **superestimação** da velocidade do vento nas previsões de todos os experimentos, para os 3 primeiros níveis (Figuras 4.1a e 4.3a); ao passo que no período manhã-tarde (aproximadamente 11Z-20Z, 09-17HL), estes níveis apresentaram **subestimação**, ambas principalmente associadas a U. Este comportamento pode ser explicado com a análise das componentes do vento, que são as variáveis efetivamente previstas pelo modelo, uma vez que este resolve a equação do movimento acessando as expressões para cada uma das 3 componentes do vento (U, V, W).

Analisando-se as componentes U (Figuras 4.1c-4.5c) e V (Figuras 4.8d-4.13d) nos 3 primeiros níveis, percebe-se que no período madrugada/manhã (06Z-09Z) e no final do tempo de integração (entre 21Z do dia 12 e 00Z do dia 13), U é **superestimada** e V com uma **superestimação** no início e uma **subestimação** no final do período; enquanto no período manhã-tarde (aproximadamente 11Z-20Z, 09-17HL), U é **subestimada** e V é claramente **superestimada** pelos experimentos. Para estes níveis, também foi notada uma pequena antecipação (1-2 horas) da mudança da componente V nos experimentos. Sugere-se que a razão para a superestimação e ligeira antecipação de V decorre do erro na topografia do modelo, pois a mesma situa o ponto da pista 09 no aclave da serra, provocando ventos meridionais mais intensos e antes do observado, em resposta aos efeitos da circulação térmica já mencionados. Aparentemente, essa superestimativa de V está retirando energia do vento zonal (U) e transferindo para V, portanto subestimado o primeiro e superestimando o segundo. Por estar mais acima na serra do que o real, este ponto recebe a radiação solar e inicia os processos decorrentes antes dos locais mais baixos, onde efetivamente estava localizado o instrumento.

Nas Figuras 4.4b e 4.5b, percebe-se que, para os demais níveis (4 e 5), o modelo consegue captar, de forma geral, a mudança do vento observada, na qual os ventos na atmosfera livre (N/NW) parecem descer gradualmente em altitude, imprimindo este padrão aos níveis inferiores ao longo do dia 12, como se vê na Figura 4.6. Apesar disso, o modelo antecipou esta alteração em algumas horas (3-4 horas), diferindo das observações. Isto pode sugerir que a influência da superfície representada pelo modelo não foi suficiente para conter o avanço do vento da atmosfera livre até o horário em que efetivamente ocorreu a mudança observada. Outra possibilidade, talvez mais provável, é que, devido ao mau posicionamento da Serra da Cantareira, os ventos ne N/NW associados à Brisa de Montanha tenham se antecipado.

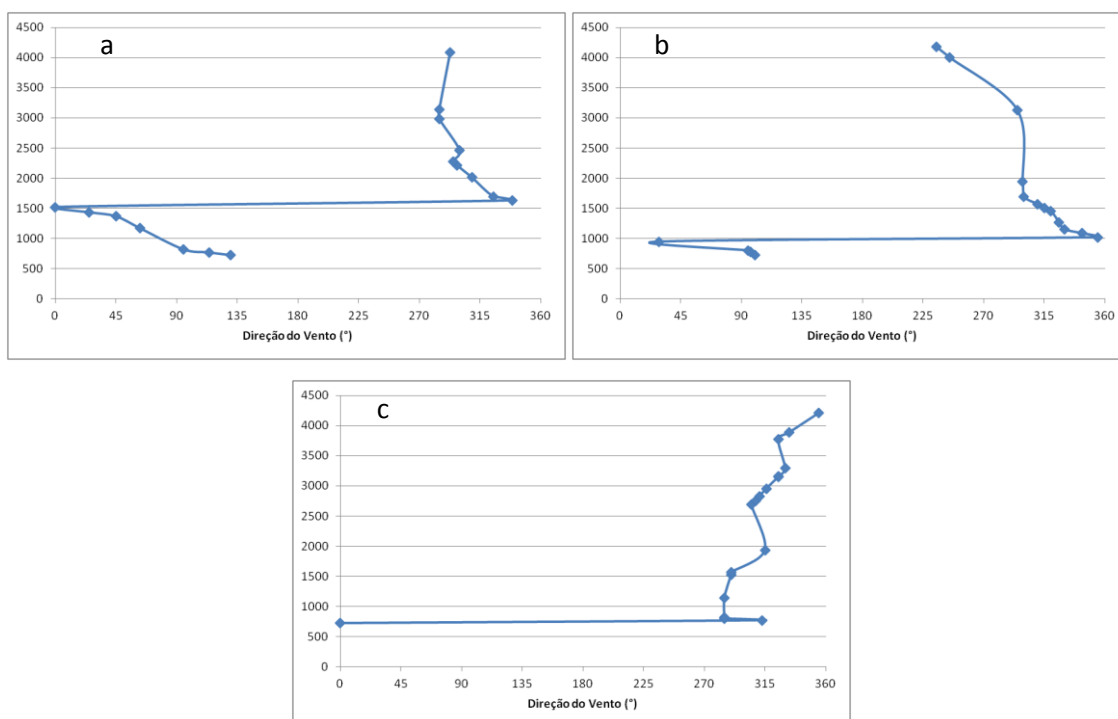


Figura 4.6. Sondagem atmosférica do aeródromo de Campo de Marte, SP (SBMT), para a) 1200Z, b) 1212Z e c) 1300Z. A altura (m) está contida no eixo da ordenada e a direção do vento (°) na abscissa. Fonte: Wyoming University.

Apesar de verificar-se uma ligeira tendência à subestimação na componente zonal, U (Figuras 4.1c-4.5c), e de superestimação na componente meridional, V (Figuras 4.1d-4.5d), em quase todos os níveis, percebeu-se uma melhor correspondência entre o previsto e o observado em U do que em V . Esta afirmação pode ser constatada pelo fato dos valores de correlação para U serem sempre superiores aos de V (Tabela 4.3). Desse modo, pode-se concluir que o principal responsável pelos erros da direção e velocidade apontados parece ter sido a previsão da componente V .

Uma possível explicação para este comportamento da componente V seria o posicionamento deslocado da Serra da Cantareira e do aeroporto. Como se observa na Figura 3.6, os dados de superfície do modelo posicionam o aeródromo num aclive associado à referida serra, quando o mesmo está situado numa área plana, até mesmo por necessidade operacional. Apesar de ter uma influência indireta na geração do vetor do vento como um todo, por motivo de sua disposição no sentido zonal, a serra não interfere tão incisivamente em U quanto em V. Portanto, o mau posicionamento dos dados de topografia interferiram diretamente nos resultados dos experimentos, sobretudo na componente V. Este problema também foi verificado em Umeda e Martien (2002). Eles descobriram que, apesar da resolução da grade ser considerada alta (4 km), o modelo não fora capaz de reproduzir as características do escoamento local em função do mau posicionamento de acidentes topográficos que canalizavam o vento, resultando em previsões abaixo – ou, de modo mais geral, divergentes – do observado.

Na análise das estatísticas entre o previsto pelo modelo e o observado pelos SODAR da pista 09, foi possível constatar que, para todas as variáveis, os experimentos apresentaram comportamentos muito semelhantes; inúmeras vezes a diferença entre eles ficou na terceira ou quarta casa decimal (vide Tabela 4.3).

Os valores de correlações encontrados para a maioria das variáveis analisadas ficou na faixa **moderada** (vide Tabela 3.9). Contudo, dentre todas as variáveis a componente U apresentou o melhor resultado (0,80), uma correlação considerada **forte**. Esta correlação mais forte de U corrobora as análises prévias a respeito da superioridade da correlação entre as previsões desta variável e as de V. Além disso, os erros NGME e Viés também foram menores para U do que para V. Nada obstante, os valores de RMSE e GE foram mais baixos para a componente V do que U (vide diferença das estatísticas na seção 3.5).

Tabela 4.3. Resumo das estatísticas dos experimentos ERGFS, ERFM4 e ERFM8 para a pista 09.

| Variável | Viés | | | NGME | | |
|----------|-----------------|-----------------|----------|----------------|---------|----------------|
| | ERGFS | ERFM4 | ERFM8 | ERGFS | ERFM4 | ERFM8 |
| WSPD | 0,63339 | 0,63174 | 0,63601 | 1,09179 | 1,07130 | 1,07033 |
| α | -0,91919 | -0,90351 | -0,90418 | 2,70709 | 2,71647 | 2,69033 |
| U | 0,61398 | 0,62062 | 0,62345 | 2,77190 | 2,91649 | 2,91765 |
| V | -1,59864 | -1,60147 | -1,60483 | 3,21026 | 3,21135 | 3,20766 |
| - | GE | | | RMSE | | |

| | ERGFS | ERFM4 | ERFM8 | ERGFS | ERFM4 | ERFM8 |
|----------------------------|--------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| WSPD | 2,22749 | 2,22584 | 2,22722 | 2,61244 | 2,61117 | 2,61184 |
| α | 1,09436 | 1,07994 | 1,07824 | 1,47134 | 1,44347 | 1,44186 |
| U | 2,53328 | 2,52894 | 2,53360 | 3,00236 | 2,99836 | 3,00171 |
| V | 2,15533 | 2,15515 | 2,16038 | 2,72161 | 2,72229 | 2,72526 |

| VWD | | |
|--------------|----------------|--------------|
| ERGFS | ERFM4 | ERFM8 |
| 4,05232 | 4,04982 | 4,05429 |

| CORRELAÇÃO R | | | |
|----------------------------|--------------|----------------|-----------------|
| Var | ERGFS | ERFM4 | ERFM8 |
| WSPD | 0,66182 | 0,66250 | 0,66287 |
| WDIR | 0,65894 | 0,66963 | 0,66933 |
| α | -0,57140 | -0,53991 | -0,53470 |
| U | 0,80031 | 0,80131 | 0,80075 |
| V | 0,59791 | 0,59775 | 0,59800 |

Conforme se nota, os experimentos apresentaram uma ligeira subestimação na previsão de U e uma superestimação de V, o que poderia ser interpretado como um Viés negativo e positivo, respectivamente. Isto porém não procede, em razão dessas variáveis admitirem valores negativos. Comparando-se as séries temporais com as estatísticas (Tabela 4.3), verifica-se que como as previsões para os ventos de leste ($U < 0$) foram mais subestimadas ($previsto - observado > 0$) do que para os ventos de oeste ($U > 0$), o Viés para ambas as pistas aparece com valores positivos. Analogamente, para a componente V, os ventos de norte ($V < 0$) foram, em sua maioria, superestimados ($previsto - observado < 0$), resultando em um Viés negativo para ambas as pistas. Daí a importância de se analisar a série temporal juntamente com as estatísticas: evitar incorrer em certos erros de interpretação de resultados.

A análise da simulação do parâmetro α (vide seção 3.5) na pista 09 (Figura 4.7) para o nível de ocorrência do evento (160 m e 240 m) demonstra que este seguiu o comportamento das demais variáveis, no sentido de que os experimentos produziram resultados muito semelhantes entre si. Nota-se que no primeiro horário de simulação da grade 4 (06Z), havia um sinal de cisalhamento do vento nos dados de ambos os SODAR, porém nenhum dos experimentos conseguiu captar este evento; até mesmo em função dos resultados da análise objetiva, que não conseguiu se aproximar devidamente do estimado (vide seção 4.1).

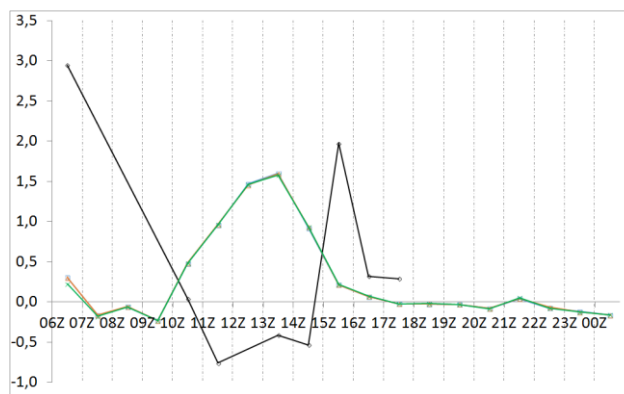


Figura 4.7. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos ERGF5 (verde), ERFM4 (laranja) e ERFM8 (azul) para parâmetro α da pista 09.

Entre 12Z e 13Z, próximo ao horário do evento analisado (15Z), os experimentos posicionam os maiores valores de α , sinalizando a ocorrência do fenômeno, apesar de anteciparem-no em algumas horas (2-3 horas). Além disso, os experimentos subestimaram o valor de α em relação aos SODAR, chegando ao máximo de 1,6, contrastando com 2,0 do SODAR 09. Ademais, eles foram capazes de identificar um sinal de cisalhamento inverso do vento ($\alpha < 0$) antes do horário reportado de ocorrência do fenômeno (15Z), contudo também anteciparam (3-4 horas) e subestimaram ($\approx 0,5$) os valores de α , o que é um dos principais fatores impactantes do evento, devido à mudança abrupta de perfil do vento para ($\alpha > 0$). Apesar das referidas subestimações e antecipações, deve-se ressaltar que estes resultados (a mera identificação dos cisalhamentos) podem ser considerados altamente positivos, dada(o): i) dificuldade de se prever fenômenos de uma escala tão pequena, que é a microescala; ii) problemas na análise objetiva no horário inicial; e iii) mau posicionamento da Serra da Cantareira, com a consequente propagação de erros pelas opções físicas.

No tocante às estatísticas do parâmetro α (Tabela 4.3), os experimentos apresentaram correlações negativas **moderadas** para a pista 09, o que indica uma relação inversamente proporcional da previsão com o observado. Ressalta-se que no caso da correlação, quando o parâmetro α apresentou valores negativos, ao contrário das demais variáveis, os melhores resultados (destacados em negrito) são aqueles que apresentam a menor correlação.

Além do problema relacionado aos dados de topografia, aparentemente, uma justificativa para os erros encontrados em α é que a camada de mistura formada pelos turbilhões apresentou uma tendência de homogeneidade, de modo que houve uma

menor variação da velocidade com a altura, ou menor cisalhamento. Outra possibilidade seria o modelo ter filtrado resultados mais extremos ou incomuns, na tentativa de eliminar soluções potencialmente espúrias. Estes resultados, apesar de serem o contrário do que se esperaria, têm pouca representatividade estatística, pois conforme apontado anteriormente na seção, foi possível obter apenas 8 pares para a pista 09, de modo que com um número reduzido de casos de relação inversa, a correlação daria negativa, sem mencionar que as chances de ocorrerem casos de relação direta diminuem com a escassez de dados.

Analogamente às anteriores, as Figuras 4.8-4.13 mostram as séries temporais das previsões e das observações para o local do SODAR 27. Ressalta-se que estes gráficos mostram os 6 primeiros níveis do modelo por horário, pois os níveis mais elevados fogem do alcance vertical do SODAR.

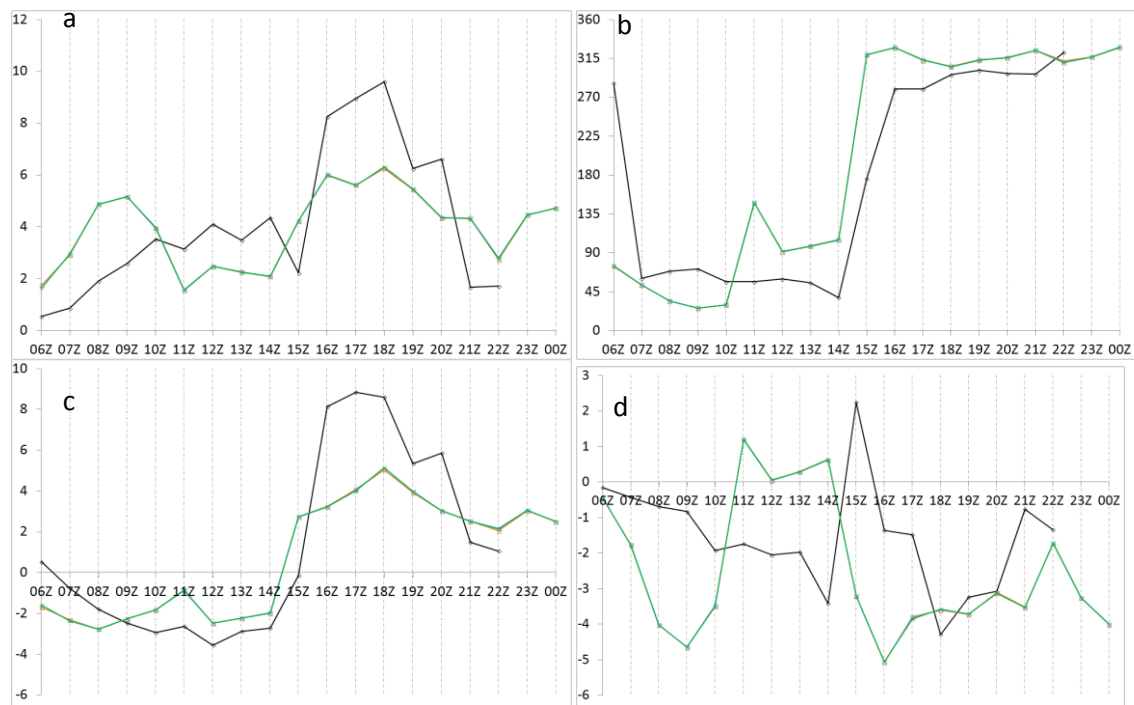
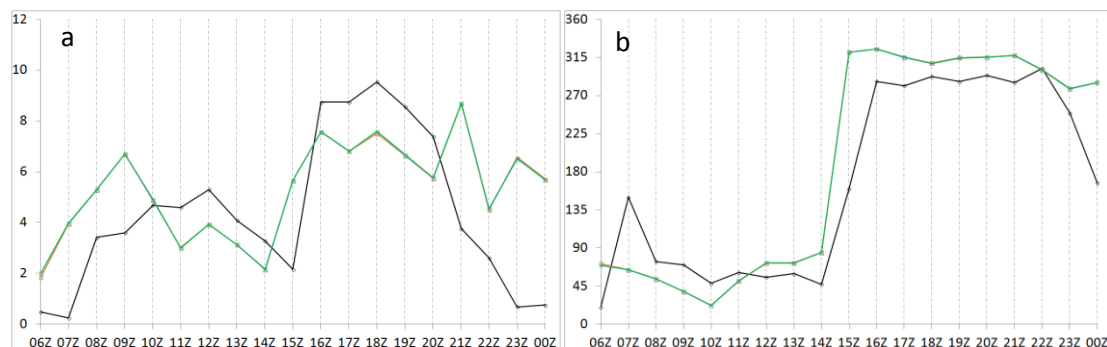


Figura 4.8. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos ERGFS (verde), ERFM4 (laranja) e ERFM8 (azul) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 27R para o nível $\eta=1$.



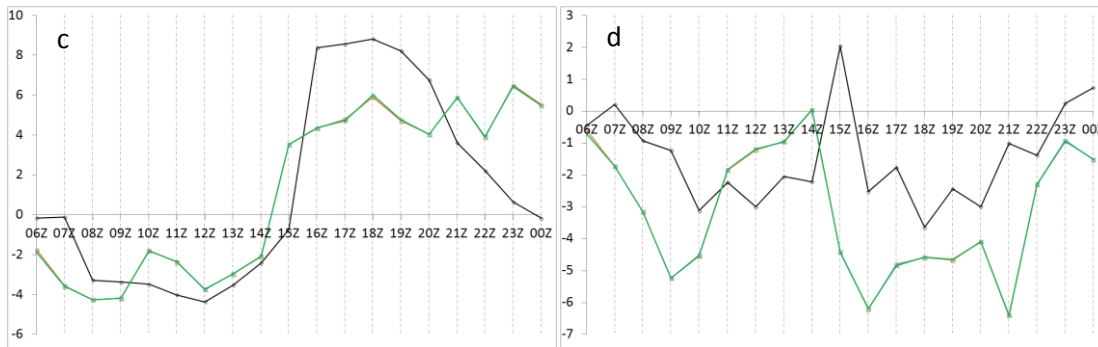


Figura 4.9. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos ERGFS (verde), ERFM4 (laranja) e ERFM8 (azul) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 27R para o nível $\eta=2$.

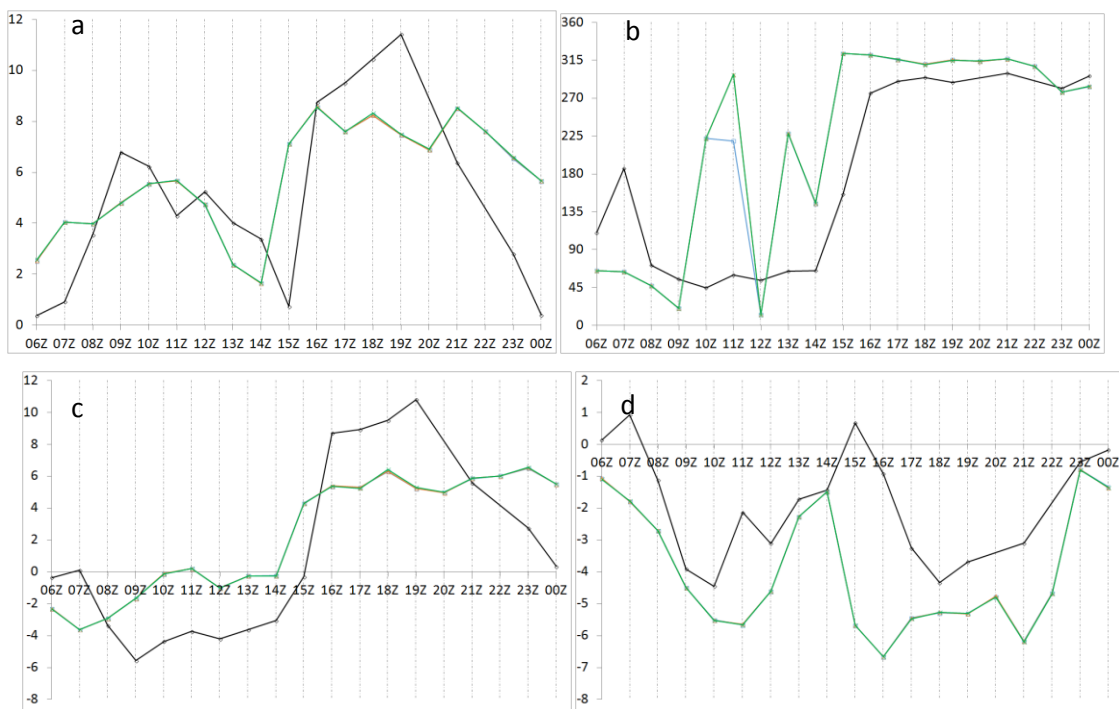
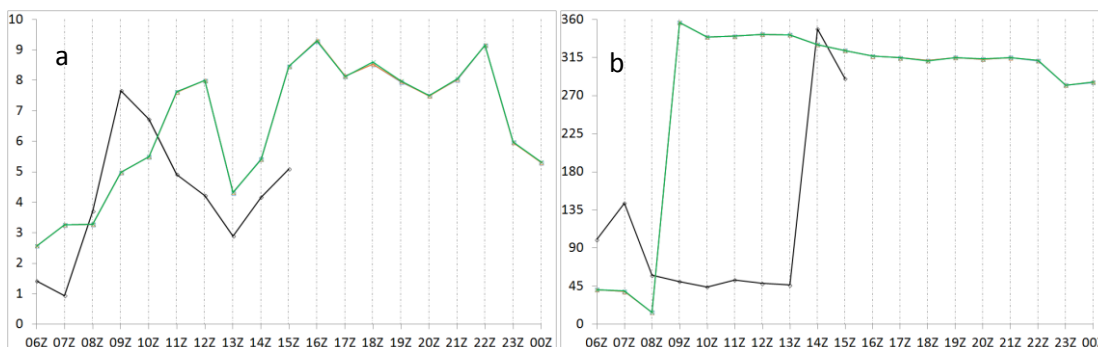


Figura 4.10. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos ERGFS (verde), ERFM4 (laranja) e ERFM8 (azul) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 27R para o nível $\eta=3$.



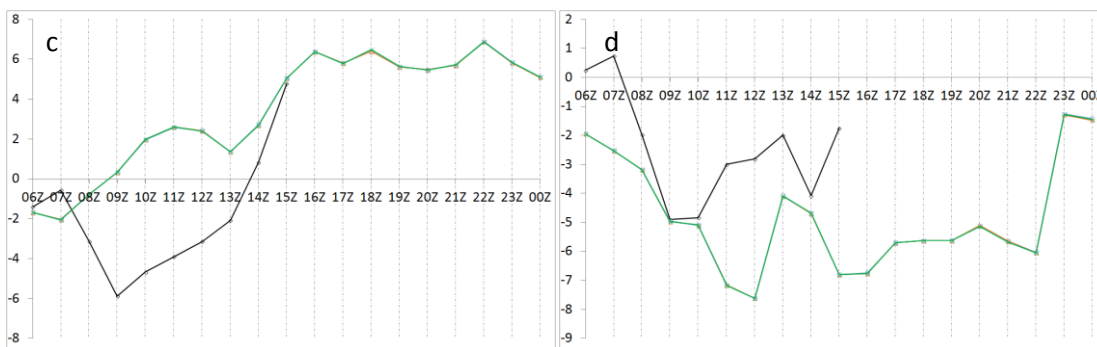


Figura 4.11. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos ERGFS (verde), ERFM4 (laranja) e ERFM8 (azul) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 27R para o nível $\eta=4$.

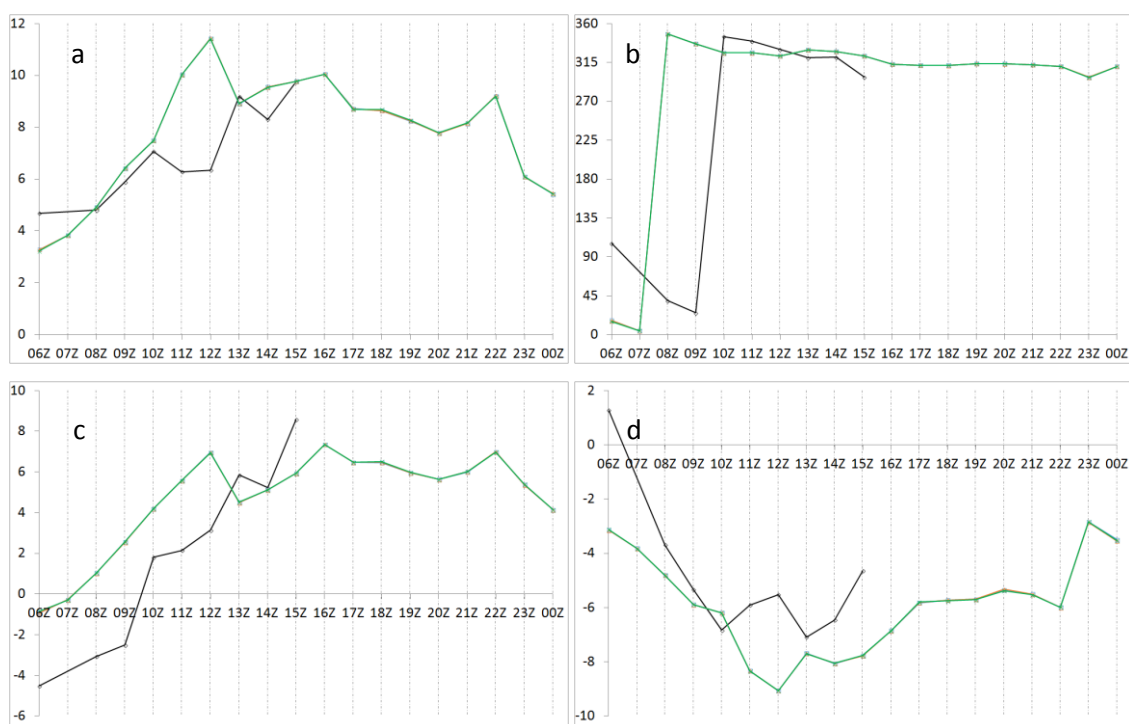
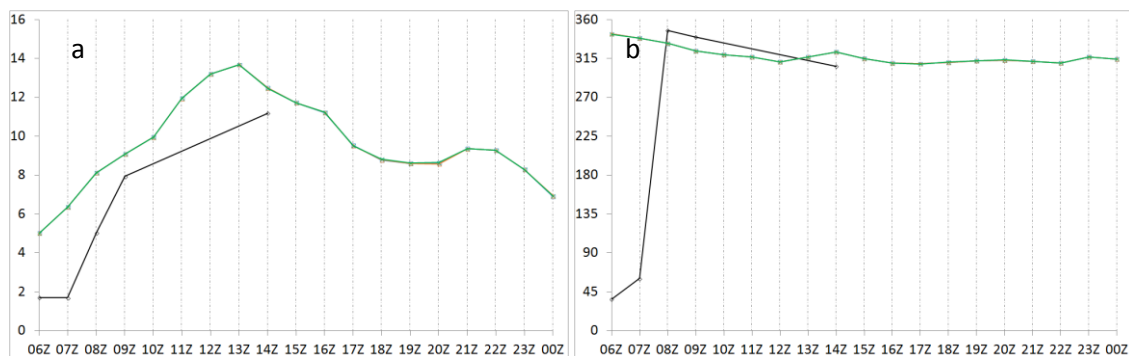


Figura 4.12. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos ERGFS (verde), ERFM4 (laranja) e ERFM8 (azul) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 27R para o nível $\eta=5$.



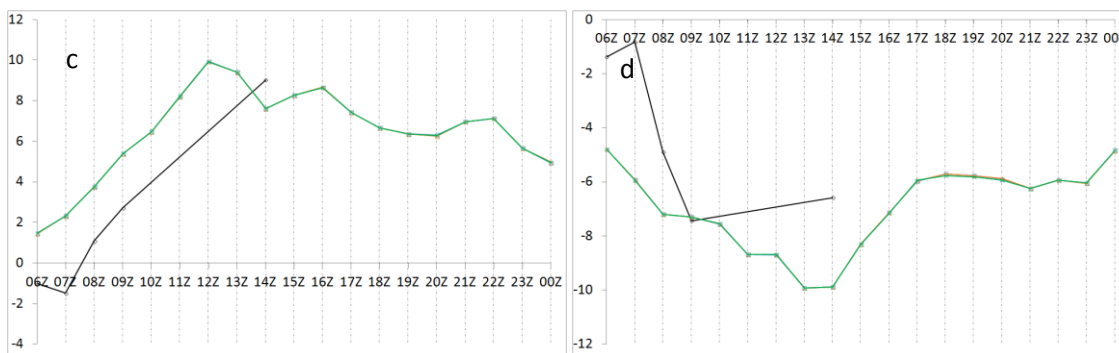


Figura 4.13. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos ERGFS (verde), ERFM4 (laranja) e ERFM8 (azul) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 27R para o nível $\eta=6$.

Na análise dos níveis verticais da pista 27 (Figuras 4.8-4.13), foi possível observar que, analogamente aos resultados para a pista 09 (Figuras 4.1-4.5), os experimentos tiveram resultados muito semelhantes. Nota-se que o modelo também foi capaz de captar a mudança no regime de vento para a pista 27, com uma melhor representação para a direção (4.8b-4.13b), se comparada à velocidade (Figuras 4.8a-4.13a), por parte do modelo, simulando corretamente uma mudança da direção de E/NE (madrugada/manhã) para NW/W (tarde-noite). Além disso, o período da tarde na pista 27 também foi melhor representado pelo modelo, possivelmente também impulsionado pela maior expressividade dos sinais em superfície.

Assim como para a pista 09, os 3 primeiros níveis apresentam uma tendência inicial de E/NE passando para N/NW, indicando a possível ocorrência dos efeitos de circulação associados às ilhas de calor/frescor. Para os demais níveis (Figuras 4.11-4.13), percebe-se a mesma influência das condições do escoamento em níveis superiores da pista 09 (Figura 4.6), inclusive com a referida antecipação. Sugere-se, igualmente, a insuficiente influência da superfície e, sobretudo o mau posicionamento da Serra da Cantareira como os fatores que motivaram esta antecipação.

Da mesma maneira que na pista 09, para a 27 foram observados os mesmos comportamentos de **superestimação** (madrugada/manhã e final da integração) e **subestimação** (manhã-tarde) da velocidade do vento. Pode-se explicar tal comportamento igualmente pelas componentes U (4.8c-4.13c) e V (4.8d-4.13d), com superestimação de U e V (madrugada/manhã) e subestimação de V (final da integração); e subestimação de U e superestimação de V (manhã-tarde). Apesar dos erros associados a U, observa-se uma melhor correspondência desta variável com o SODAR 27,

conforme mostra a correlação da Tabela 4.4. As mesmas razões para a pista 09 se aplicam para este comportamento.

Tabela 4.4. Resumo das estatísticas dos experimentos ERGFS, ERFM4 e ERFM8 para a pista 27.

| Variável | Viés | | | NGME | | |
|----------|---------------|-----------------|-----------------|---------------|--------|---------------|
| | ERGFS | ERFM4 | ERFM8 | ERGFS | ERFM4 | ERFM8 |
| WSPD | 0,76508 | 0,75927 | 0,75749 | 1,3598 | 1,3554 | 1,3540 |
| α | -0,54192 | -0,53649 | -0,53840 | 4,4485 | 4,4941 | 4,4952 |
| U | 0,82110 | 0,81785 | 0,81885 | 3,0776 | 3,0669 | 3,0646 |
| V | -1,73026 | -1,72961 | -1,72803 | 1,9498 | 1,9451 | 1,9406 |
| - | GE | | | RMSE | | |
| | ERGFS | ERFM4 | ERFM8 | ERGFS | ERFM4 | ERFM8 |
| WSPD | 2,1420 | 2,1416 | 2,1423 | 2,5683 | 2,5699 | 2,5675 |
| α | 1,0203 | 1,0194 | 1,0174 | 1,4532 | 1,4499 | 1,4476 |
| U | 2,7556 | 2,7569 | 2,7582 | 3,2279 | 3,2307 | 3,2293 |
| V | 2,2097 | 2,2079 | 2,2049 | 2,7454 | 2,7452 | 2,7432 |

| VWD | | |
|--------|--------|---------------|
| ERGFS | ERFM4 | ERFM8 |
| 4,2376 | 4,2395 | 4,2372 |

| CORRELAÇÃO R | | | |
|--------------|---------------|---------|----------------|
| Var | ERGFS | ERFM4 | ERFM8 |
| WSPD | 0,6050 | 0,6039 | 0,6044 |
| WDIR | 0,5745 | 0,5747 | 0,5838 |
| α | -0,1766 | -0,1703 | -0,1691 |
| U | 0,7325 | 0,7318 | 0,7321 |
| V | 0,5763 | 0,5765 | 0,5769 |

De maneira geral, as estatísticas para a pista 27 (Tabela 4.4) apresentaram-se muito semelhantes entre os experimentos, a exemplo da pista 09 (Tabela 4.3). Os valores de correlações encontrados para a maioria das variáveis analisadas ficou na faixa **moderada**, com exceção de U, cuja correlação (0,73) com o SODAR 27 foi a maior das variáveis, chegando a ser classificada como uma correlação **forte** (vide Tabela 3.9), o que também corrobora as análises anteriores que apontavam a melhor representação de U. Além disso, o viés para U também foi menor do que para V, porém este último foi superior nos erros NGME, GE e RMSE.

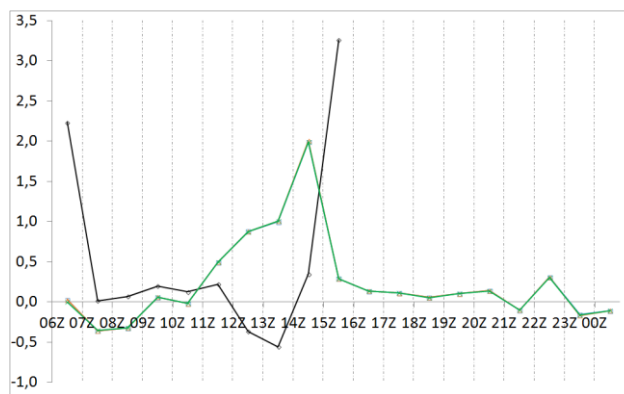


Figura 4.14. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos ERGFS (verde), ERFM4 (laranja) e ERFM8 (azul) para parâmetro α da pista 27.

A análise da simulação do parâmetro α na pista 27 (Figura 4.14) para o nível de ocorrência do evento (160 m e 240 m) demonstra que este seguiu o comportamento das demais variáveis, no sentido de que os experimentos produziram resultados muito semelhantes entre si, sendo também semelhante ao comportamento para a pista 09. Nota-se o mesmo sinal de cisalhamento do vento nos dados do SODAR da pista 09 no primeiro horário de simulação da grade 4 (06Z), sem que os experimentos tenham conseguido captar este evento, pelos motivos já apontados oportunamente para a 09.

Diferentemente da 09, os experimentos posicionam os maiores valores de α entre 13Z e 14Z, próximo ao horário do evento analisado (15Z); apesar de ainda antecipando esse maior valor em algumas horas, essa antecipação foi menor em relação à pista 09 (Figura 4.7). Além disso, apesar dos experimentos ainda terem subestimado o valor de α em relação aos SODAR, o valor máximo foi maior que o da 09, chegando a 2,1, contrastando com 3,3 para o SODAR 27. A exemplo da pista 09, para a pista 27 o modelo também não foi capaz de prever corretamente o horário da inversão do cisalhamento do vento ($\alpha < 0$) que antecede o evento.

No tocante às estatísticas do parâmetro α para a pista 27 (Tabela 4.4), os experimentos apresentaram as mesmas correlações negativas da pista 09R, porém com valores mais baixos, denotando uma correlação **bem fraca** para pista 27. Aqui se repete a mesma ressalva quanto à representatividade das estatísticas de α , pois a série analisada para a pista 27 continha apenas 10 pares.

Além do já mencionado problema no posicionamento da serra, assim como para a 09, a questão da representação de uma camada de mistura mais homogênea também é colocada como uma possível explicação para os resultados equivocados de α . Dralx *et*

al. (2014) reforçam a ideia da dependência do cisalhamento com relação à estabilidade atmosférica.

Apesar da área de estudo do seu artigo ser homogênea e sem acidentes topográficos, eles concluíram que a habilidade de prever a velocidade do vento e sua variabilidade temporal dos esquemas de CLP do modelo depende fortemente das condições de estabilidade.

Estas conclusões estão de acordo com o apresentado por Cohen (2015), que também afirma que para condições de maior instabilidade, os esquemas não locais têm uma melhor representação, ao passo que os esquemas locais são mais apropriados para períodos em que a atmosfera esteja mais estável.

Para finalizar esta seção, faz-se uma comparação dos resultados de uma maneira abrangente, visando resumir os principais aspectos destacados nas discussões anteriores:

- Em geral, pôde-se observar que a avaliação das estatísticas para os dois locais (Tabelas 4.3 e 4.4) mostrou que, nos 3 experimentos, as previsões para todas as variáveis não mostraram uma diferença significativa entre si. Pode-se depreender, portanto, que o modelo demonstrou uma baixa sensibilidade ao número de estações e à inserção de dados de SODAR via OBSGRID.
- Verificou-se também que o modelo foi capaz de representar alguns padrões da variabilidade do vento de maneira satisfatória, sobretudo para a direção (4.1b-4.5b e 4.8b-4.13b) e a componente U (4.1c-4.5c e 4.8c-4.13c) do vento. Estes resultados estão relacionados à física do modelo que, ainda que não completamente, captou os regimes de brisa associados às ilhas de calor da região, dentre outros aspectos dinâmicos e termodinâmicos.
- Observou-se que os experimentos apresentaram melhores previsões do vento no período da tarde (Figuras 4.1b-4.5b, pista 09; e 4.8b e 4.13b, pista 27), quando os ventos estavam mais intensos e bem definidos. Isto pode estar associado ao fato de que, quando os ventos observados estão mais intensos e bem definidos, é sinal de que as forçantes físicas (aquecimento da superfície, transferência radiativa entre outros) e dinâmicas (sistema de alta pressão) estão mais pronunciadas, o que facilita a captação desses sinais pelo modelo.
- Dentre esses fenômenos captados pelo modelo, destaca-se que, mesmo com o grave problema do mau posicionamento da Serra da Cantareira (detalhado no

item seguinte), o modelo foi capaz de dar o sinal de maior cisalhamento do vento nas duas pistas, como se verifica pelo parâmetro α (Figuras 4.7 e 4.14), indicando a ocorrência do evento de tesoura de vento reportado; o fato desse sinal ter sido antecipado e de seu valor subestimado são comportamentos comuns na modelagem numérica – sobretudo em simulações de alta resolução, ainda mais considerando-se o erro na posição da serra – e não interferem na habilidade do modelo, demonstrada por esses resultados.

- Não obstante estes resultados positivos, houve subestimação da velocidade do vento (Figuras 4.1a-4.5a, pista 09, e 4.8a-4.13a, pista 27) e, conseqüentemente, do seu cisalhamento no horário do evento, período manhã/tarde (Figuras 4.7 e 4.14), enquanto as velocidades no início e no final das simulações foram superestimadas. Essas discrepâncias estão associadas às componentes U (Figuras 4.1c-4.5c, pista 09, e 4.8c-4.13c, pista 27) e V (Figuras 4.1d-4.5d, pista 09, e 4.8d-4.13d, pista 27), de forma que no período madrugada/manhã (06Z-09Z) e no final do tempo de integração (entre 21Z do dia 12 e 00Z do dia 13), U é **superestimada** e V com uma **superestimação** no início e uma **subestimação** no final do período; enquanto no período manhã-tarde (aproximadamente 11Z-20Z, 09-17HL), U é **subestimada** e V é claramente **superestimada** pelos experimentos. Tais resultados podem ser explicados pela má representação das configurações de relevo da região de estudo pela base de dados topográficos do modelo, a qual localizou a Serra da Cantareira sobre o aeroporto de Guarulhos, posicionando os locais das pistas 09 e 27 num aclave desta serra. Sugere-se que os ventos meridionais (V) tenham sido: i) **superestimados**, em virtude dos efeitos de circulação térmica terem sido mais intensos que o previsto; e ii) **antecipados**, devido ao fato do ponto ter sido posicionado numa altitude maior do que o observado, o que provoca uma conseqüente antecipação do aquecimento por radiação solar. Aparentemente, esta superestimação de V drenou energia de U, o que explica a sua (U) tendência de subestimação das previsões. Umeda e Martien (2002) obtiveram resultados semelhantes para aproximadamente os mesmos primeiros níveis verticais da atmosfera. Eles descobriram que, apesar da resolução da grade ser considerada alta (4 km), o modelo não fora capaz de reproduzir as características do escoamento local em função de uma base de dados de relevo deficiente do modelo, que não conseguia

distinguir alguns acidentes topográficos que canalizavam o vento, resultando em previsões abaixo – ou, de modo mais geral, divergentes – do observado.

- Outro importante resultado foi que, para os 3 primeiros níveis do modelo, em ambas as pistas (Figs. 4.1-4.3, 4.7, 4.8-4.9), houve uma pequena diferença entre os experimentos com análise objetiva (ERFM4 e ERFM8) e o sem (ERGFS) nas primeiras 2 horas de simulação. Após este período de influência dos dados de vento no campo inicial, as previsões dos experimentos com dados de SODAR rapidamente se aproximaram às previsões do ERGFS. Resultado similar também foi encontrado por Fast (1995), que atribuiu este comportamento ao fato do campo de temperatura ter forçado gradualmente, nas horas seguintes das simulações, o campo inicial de vento com dados observacionais para a situação sem os mesmos; o que parece ter ocorrido na presente pesquisa. Além disso, Umeda e Martien (2002) reafirmam a importância de se ter uma boa representação dos padrões de temperatura, a fim de se obter uma boa representação do vento e conseqüentemente uma boa representação da mistura vertical, que afeta todo o ciclo energético do ambiente. Eles ressaltam que a inserção da temperatura é tão importante quanto a do vento na determinação deste (vento), se não for mais importante que a do mesmo. Em seus resultados, verificaram que, quando o *campo inicial* não é ajustado pela inserção de dados de temperatura, acima de 3000m, o desvio resultante provoca alterações na temperatura próxima à superfície, o que vai interferir diretamente nos ventos nesta altitude. Isto mostra que a inserção de dados em altitudes fora da camada limite parece também acarreta efeitos nos níveis mais baixos do modelo.
- De modo geral, apesar de a diferença ser pequena, pôde-se constatar que as estatísticas para a pista 09 (Tabela 4.3) indicam uma previsão ligeiramente melhor para este ponto, em relação ao ponto da pista 27 (Tabela 4.4). Isto pode ser explicado pelo maior distanciamento entre o ponto do SODAR 09 e a serra, que o fez sofrer menor influência da serra do que o ponto 27.
- Do ponto de vista da comparação dos experimentos entre si, aparentemente a análise objetiva teve um pequeno efeito positivo na simulação. Verificou-se que, para a pista 27 (Tabela 4.4), o experimento ERFM8 apresentou um maior número de estatísticas que demonstram uma melhor previsão, quando comparado ao ERFM4 e ao ERGFS, sendo melhor em 13 num total de 22 estatísticas, contra 3 e 6 para o ERFM4 e ERGFS, respectivamente. A mesma

comparação para a pista 09 (Tabela 4.3) ainda mostra uma superioridade do experimento ERFM8, porém em menor grau, sendo este melhor em 9 das mesmas 22 estatísticas, contra 7 do ERFM4 e os mesmos 6 do ERGFS. Isto pode ser justificado pelo fato da distribuição de dados fictícios de SODAR ter sido feita com mais dados da pista 27, inclusive nos arredores da pista 09. Como resultado disto, este ponto recebe a influência dos dados da pista 27, aparentemente distanciando o valor do ponto 09 do observado no SODAR, ficando esta diferença mais evidente no experimento que fez o maior número de correções no campo inicial (GFS), ERFM8.

4.3 Teste de Sensibilidade ao Número de Estações

Nesta seção, são analisados os resultados referentes aos experimentos EPFA e EPSA (vide seção 3.3), com o objetivo de avaliar o impacto do número de estações nas simulações com análise objetiva.

Tabela 4.5. Resumo das estatísticas dos experimentos EPFA e EPSA para a pista 09.

| Variável | Viés | | NGME | |
|----------------------------|-----------------|-----------------|-------------|----------------|
| | EPFA | EPSA | EPFA | EPSA |
| WSPD | -0,20476 | -0,21153 | 0,83271 | 0,83085 |
| α | -0,66519 | -0,66371 | 1,52559 | 1,52347 |
| U | 0,70219 | 0,69671 | 3,02210 | 3,01938 |
| V | -0,41298 | -0,40860 | 1,64993 | 1,63974 |
| - | GE | | RMSE | |
| | EPFA | EPSA | EPFA | EPSA |
| WSPD | 2,00003 | 1,99915 | 2,36518 | 2,36440 |
| α | 0,75334 | 0,75175 | 1,20823 | 1,20758 |
| U | 2,60143 | 2,59944 | 2,93598 | 2,93345 |
| V | 1,42172 | 1,41972 | 1,93313 | 1,93096 |

| VWD | |
|-------------|----------------|
| EPFA | EPSA |
| 3,51525 | 3,51194 |

| CORRELAÇÃO R | | |
|----------------------------|----------------|-----------------|
| Variáveis | EPFA | EPSA |
| WSPD | 0,69814 | 0,69850 |
| WDIR | 0,60440 | 0,60415 |
| α | -0,16673 | -0,16583 |
| U | 0,82104 | 0,82140 |
| V | 0,63087 | 0,63111 |

Como se verifica pela Tabela 4.5, a diferença entre os experimentos foi praticamente nula, razão pela qual não se apresentou as figuras de série temporal, a exemplo das demais seções. Este comportamento indica que a inserção do número de estações teve uma influência quase insignificante nas simulações.

Na análise da pista 27 (Tabela 4.6), verifica-se a mesma característica dos resultados para a pista 09 (Tabela 4.5). Em inúmeros casos, as estatísticas irão diferir na quarta ou quinta casa decimal. Ressalta-se que o método de análise objetiva utilizado para estes experimentos foi o Automático 1 e talvez os resultados para o método Manual mostrem alguma diferença em relação aos aqui apresentados (vide seção 2.6 para maiores detalhes sobre os métodos de análise objetiva). Contudo, acredita-se que a diferença seria igualmente pequena em virtude dos resultados da seção 4.2, os quais evidenciam pouca diferença entre os experimentos com e o sem análise objetiva, ou seja, pouca sensibilidade à tal processo.

Tabela 4.6. Resumo das estatísticas dos experimentos EPFA e EPSA para a pista 27.

| Variável | Viés | | NGME | |
|----------------------------|----------------|-----------------|----------------|----------------|
| | EPFA | EPSA | EPFA | EPSA |
| WSPD | 0,79357 | 0,79027 | 1,32981 | 1,32792 |
| α | -0,71780 | -0,71717 | 3,38141 | 3,38252 |
| U | 1,46555 | 1,46226 | 3,27201 | 3,27070 |
| V | -1,51335 | -1,51113 | 1,81421 | 1,81016 |
| - | GE | | RMSE | |
| | EPFA | EPSA | EPFA | EPSA |
| WSPD | 2,10818 | 2,10684 | 2,54179 | 2,54072 |
| α | 0,85176 | 0,85252 | 1,39485 | 1,39475 |
| U | 2,91457 | 2,91376 | 3,37182 | 3,37002 |
| V | 2,14770 | 2,14719 | 2,59233 | 2,59035 |

| VWD | |
|-------------|----------------|
| EPFA | EPSA |
| 4,25315 | 4,25052 |

| CORRELAÇÃO R | | |
|----------------------------|----------------|-----------------|
| Variáveis | EPFA | EPSA |
| WSPD | 0,61392 | 0,61400 |
| WDIR | 0,47571 | 0,47560 |
| α | -0,37895 | -0,37881 |
| U | 0,75326 | 0,75333 |
| V | 0,53694 | 0,53749 |

Em suma, os resultados desta seção (Tabelas 4.5 e 4.6) demonstraram que praticamente não houve diferença entre os experimentos com um número maior ou menor de estações. Pode-se sugerir que a pequena extensão da área afetada pela replicação e posterior análise objetiva resultou numa pequena influência nos pontos analisados do domínio. Isto pode indicar a necessidade de se ter dados mais espaçados distribuídos numa área mais ampla, em detrimento de tê-los muito concentrados nas redondezas da região de interesse. Baseado nesta indicação, numa campanha experimental, por exemplo, ao se definir uma estratégia de disposição de instrumentos num sítio, talvez seja mais interessante dispô-los de maneira a abranger uma maior área, ao invés de concentrar as observações numa pequena região próxima ao local de interesse, a depender da finalidade do estudo. Isto permite obter informações de outros locais com suas respectivas características de superfície, o que possivelmente agregaria mais valor à previsão.

4.4 Teste de Sensibilidade às Opções Físicas Refinadas

Nesta seção, são analisados os resultados referentes aos experimentos EPGFS e ERGFS (vide seção 3.3), com o objetivo de avaliar o impacto das opções físicas indicadas para simulações de alta resolução em áreas urbanas.

Vale recordar que a cobertura do solo foi diferente para cada experimento, conforme mencionado na seção 3.4.1 e 3.4.2. No ERGFS, foi utilizada a cobertura do MODIS de 15'' de resolução horizontal (~450 m) e no EPGFS, foi utilizada a cobertura do USGS de 30'' (~900 m). Além do fato de apresentar uma melhor resolução espacial, a base do MODIS 15'' (Figura 3.5) é também mais próxima do observado que a do USGS 30'', pois esta última classifica a região do entorno do aeródromo como vegetação *arbustiva*, quando na verdade é predominantemente *urbanizada com construções* (vide Figura 3.1). Dentre as diferenças entre as referidas categorias de cobertura de solo, destaca-se que há uma distinção significativa entre os comprimentos de rugosidade (z_0): $z_0^{ERGFS} = 80 \text{ cm}$ e $z_0^{EPGFS} = 5 \text{ cm}$. Seguindo a teoria do comprimento de rugosidade (seção 2.1.4), dentre outros impactos, isto teria uma interferência direta na representação do vento, pois quanto maior o z_0 , maior a diferença entre 2 níveis verticais, ou seja, maior o cisalhamento vertical do vento, conforme afirma também Dralx *et al.* (2014).

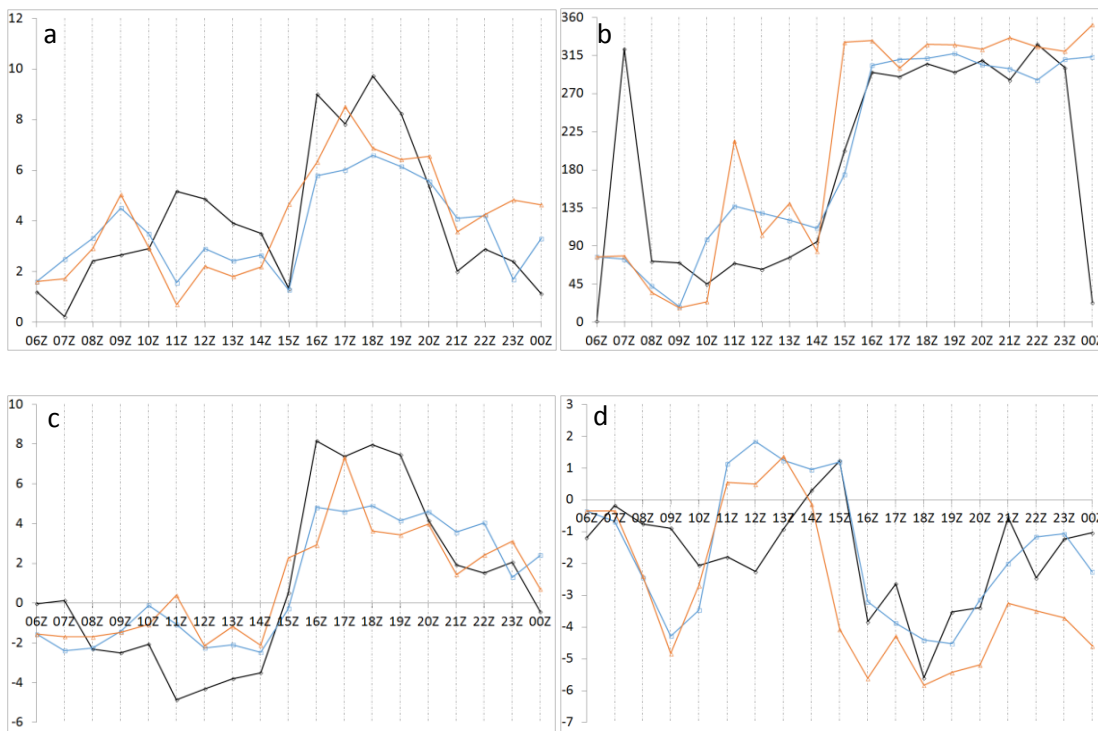


Figura 4.15. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos EPGFS (azul) e ERGFS (laranja) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 09 para o nível $\eta=1$.

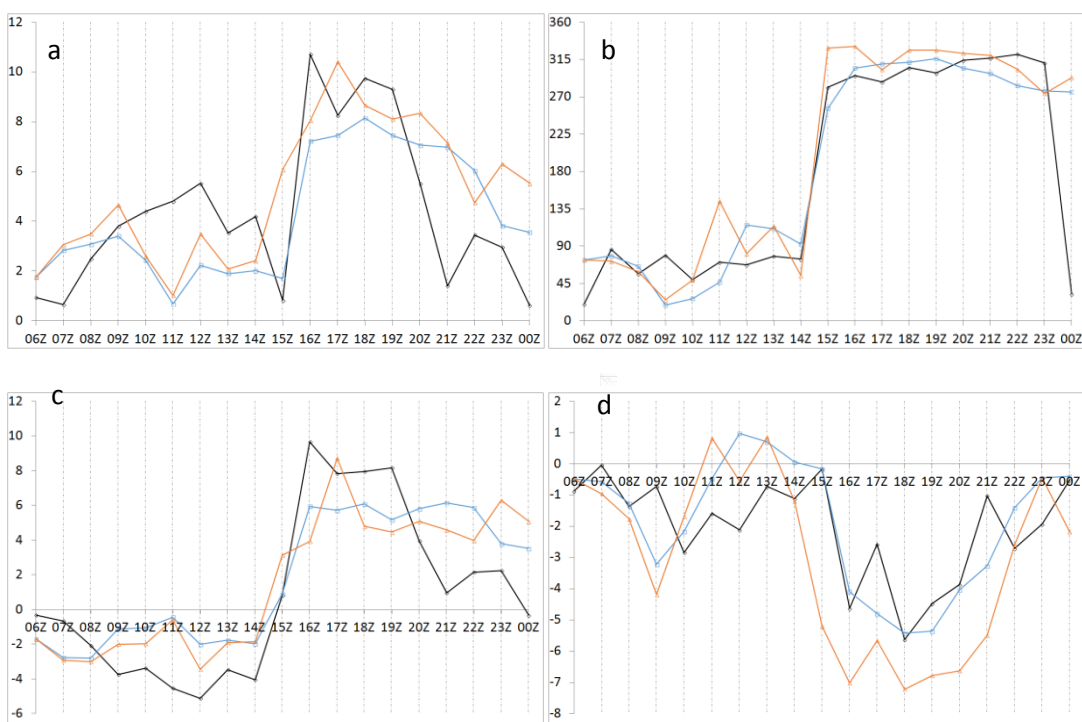


Figura 4.16. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos EPGFS (azul) e ERGFS (laranja) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 09 para o nível $\eta=2$.

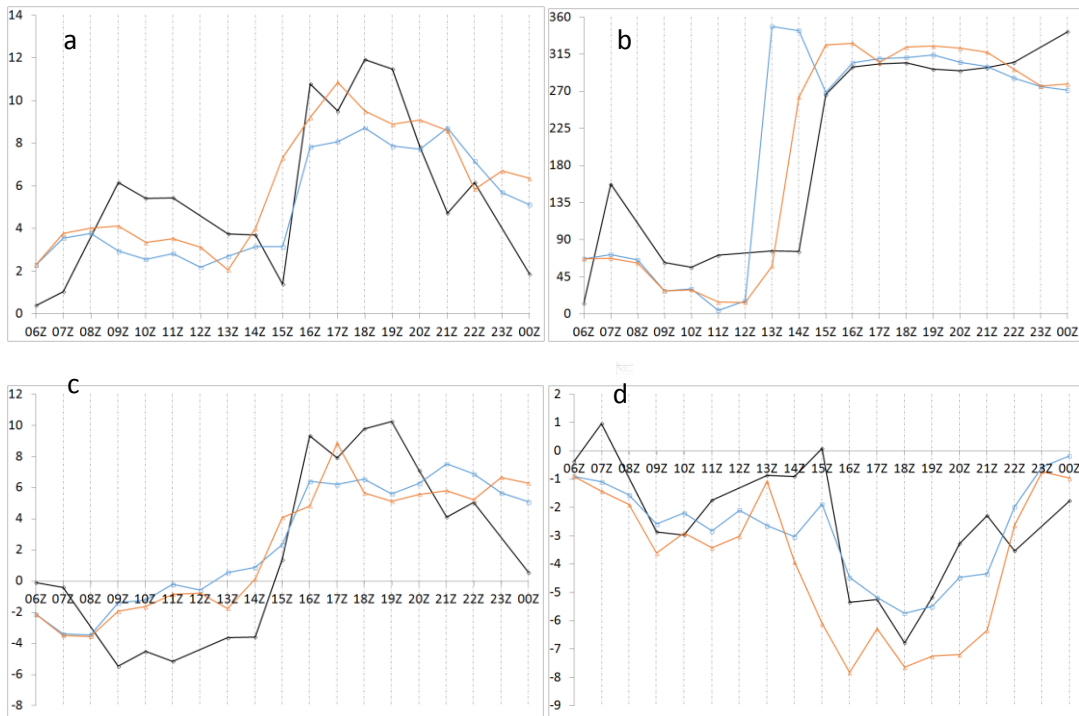


Figura 4.17. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos EPGFS (azul) e ERGFS (laranja) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 09 para o nível $\eta=3$.

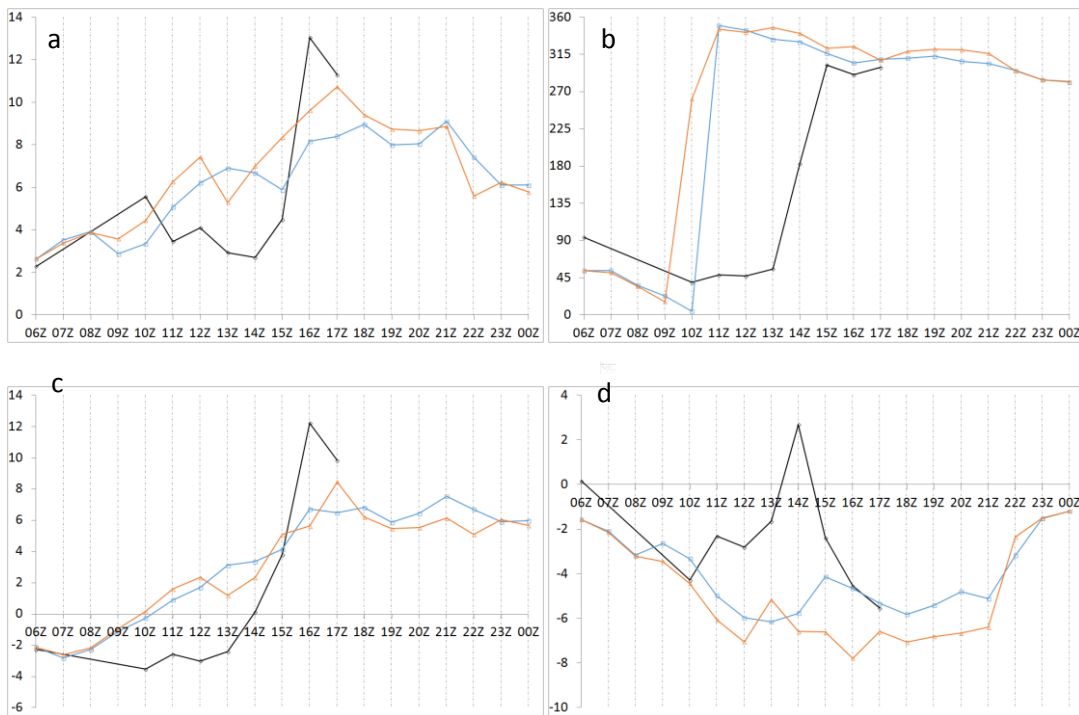


Figura 4.18. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos EPGFS (azul) e ERGFS (laranja) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 09 para o nível $\eta=4$.

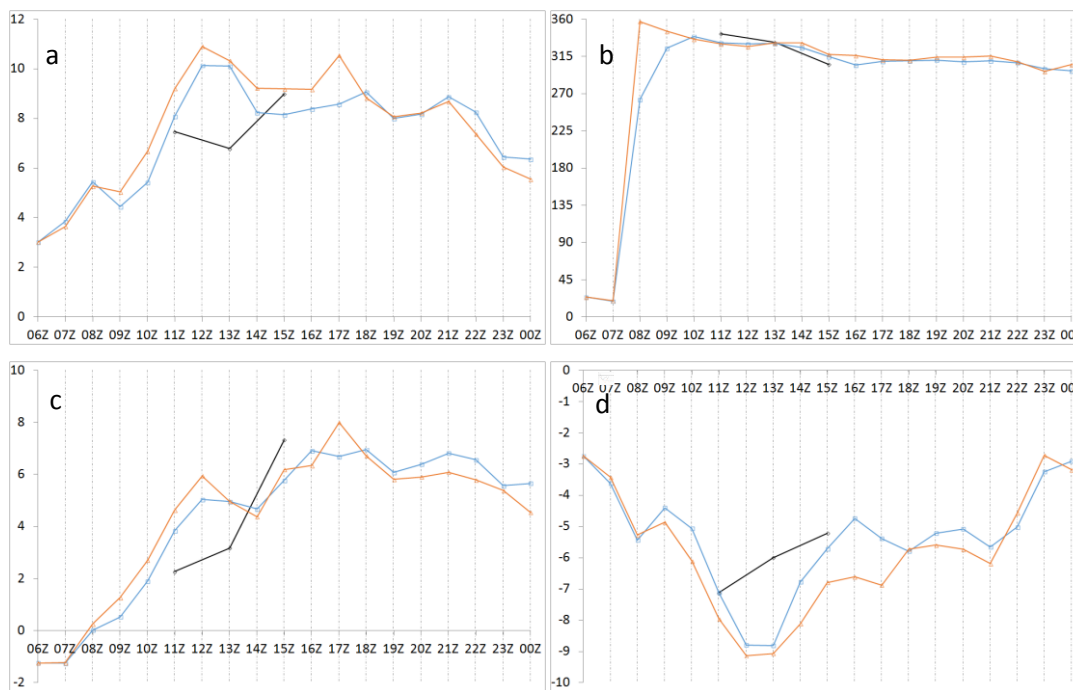


Figura 4.19. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos EPGFS (azul) e ERGFS (laranja) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 09 para o nível $\eta=5$.

Numa primeira análise das figuras 4.15-4.19 da pista 09, verifica-se que há uma semelhança entre estes resultados e os da seção 4.2 para a mesma pista. Nesse sentido, os experimentos EPGFS e ERGFS foram capazes de simular satisfatoriamente a mudança observada no padrão do vento para os 3 primeiros níveis verticais (Figuras 4.15-4.7); essa mudança fica mais evidente pela direção do vento (4.15b-4.17b), que, juntamente com a componente U, apresentou os melhores resultados. Algumas possíveis razões para o referido comportamento foram apresentadas na seção 4.2. Além disso, no período da tarde, foi notada uma melhor representação da direção do vento (Figuras 4.15b-4.17b) nestes níveis (não se dispunha de dados dos níveis superiores), a qual pode ser associada à intensificação dos ventos deste período; esta intensificação estaria sendo regida por forçantes físicas mais intensas e bem definidas, o que facultava ao modelo uma melhor previsibilidade do fenômeno.

A exemplo dos experimentos com análises objetivas (seção 4.2), apesar de terem captado a mudança do regime de vento ocorrida no dia do evento, os experimentos EPGFS e ERGFS a anteciparam em algumas horas, conforme se observa pela direção do vento (figuras 4.15b-4.19b). Ainda sobre o referido giro do vento (E/NE – N/NW), acrescenta-se que para a pista 09, ao se analisar as componentes do vento do SODAR (em preto), verifica-se que U (Figuras 4.15c-4.19c) parece ser a principal responsável

pelo giro na direção do vento, uma vez que a mudança foi de E/NE para N/NW, ou seja, a direção permaneceu de quadrante norte. Pode-se notar que, principalmente nos primeiros 3 níveis (maior disponibilidade de dados para comparação), os experimentos previram corretamente o giro de U (Figuras 4.15c-4.17c), bem como uma inversão/diminuição em V (Figuras 4.15d-4.17d), ambas associadas ao giro do vento mencionado. Contudo, houve uma antecipação destas mudanças, principalmente na componente V, que antecipou de 2 a 4 horas o giro do vento para o quadrante sul (Figura 4.15d) ou a diminuição da intensidade do vento de norte (Figura 4.16d e 4.17d). Aparentemente, o posicionamento equivocado da Serra da Cantareira também seria a principal razão para essa antecipação, uma vez que faz o ramo superficial de N/NW da célula de circulação surgir antes do observado, devido ao maior aquecimento radiativo da superfície. Como o ponto referente à pista 09 está numa altitude superior ao local original, os ventos nos níveis superiores (4 e 5) tendem a se aproximar mais do padrão da atmosfera livre (Figura 4.6) ao invés de refletirem as condições de vento próximo à superfície. Vale ressaltar que o ERGFS antecipou a mudança do vento de 1 a 2 horas a mais do que o EPGFS.

À semelhança dos resultados da seção 4.2, para os 3 primeiros níveis (Figuras 4.15a-4.17a), nota-se uma tendência à **superestimação** da velocidade do vento no período madrugada/manhã e no final da integração em ambos os experimentos; ao passo que no período manhã-tarde, a tendência é de **subestimação**, ambas principalmente associada a U. Nota-se ainda que o ERGFS consegue prever ventos mais intensos que o EPGFS (figuras 4.15a-4.17a), principalmente no período da tarde, o que se aproxima mais das estimativas do SODAR. Isto poderia indicar uma melhor previsão do vento como um todo pelo ERGFS neste período, pois a velocidade é a soma das contribuições das componentes, o que resulta numa previsão de ventos mais fortes, mais próximos às estimativas do SODAR, aparentemente com um menor erro na previsão do ERGFS do que na do EPGFS.

Porém, analisando-se as componentes U (Figuras 4.15c-4.17c) e V (Figuras 4.15d-4.17d), percebe-se que a componente U ainda é quase tão **subestimada** pelo ERGFS quanto o é pelo EPGFS; e que a componente V do ERGFS é claramente **mais superestimada** do que a do EPGFS. Repete-se aqui a pequena antecipação de V apontada na seção 4.2. Daí, mais uma vez ressalta-se a importância de se analisar as componentes do vento juntamente com a direção e a velocidade, pois são aquelas (U e

V) que são efetivamente calculadas pelo modelo e que servem de base para a derivação destas últimas (direção e velocidade).

Sugere-se que a razão para essas divergências entre as previsões e as estimativas de V também decorra do erro na topografia que, em situando o ponto da pista 09 no acive da serra, faz com que os ventos meridionais sejam superestimados em resposta aos efeitos da circulação térmica supracitados (seção 4.2), por sua vez retirando energia do vento zonal, que é, então, subestimado. Neste caso, o erro na topografia teve uma maior influência negativa na simulação que busca representar mais fielmente as condições de superfície – isto é, ERGFS – do que no EPGFS, uma vez que o ERGFS usou opções mais realísticas. Sugere-se que, como tais opções visam representar melhor as condições de inclinação posicionadas pelo modelo, os resultados do ERGFS foram mais fiéis a esta configuração topográfica, o que pode tê-lo feito se distanciar mais dos dados estimados pelos SODAR, que estavam numa região plana; ao passo que pelo fato do EPGFS não ter uma opção de detalhamento tão refinada, acabou se aproximando mais das características da difusão em região plana, como realmente é a região do aeroporto SBGR. Para citar outras além da difusão mais complexa: i) **velocidade de fricção e fluxos de calor e umidade pelo modelo**, que permite o uso de variáveis previstas pelo modelo para melhor representar tais parâmetros; e ii) **viscosidades turbulentas**, que possibilita o cálculo das mesmas em função da TKE. Estas justificativas também explicam a maior antecipação da previsão de V do ERGFS, mencionada anteriormente nesta seção.

Na análise estatística dos resultados para a pista 09 (Tabela 4.7), percebe-se que houve uma diferença mais significativa entre os resultados dos experimentos ERGFS e EPGFS do que entre os experimentos ERGFS, ERFM4 e ERFM8 (Tabela 4.3).

Assim como na seção 4.2, as correlações obtidas para a maioria das variáveis ficaram na faixa de **moderada** (Tabela 3.9). Porém, de todas as variáveis, percebe-se que os experimentos preveem uma melhor correlação para U ($\approx 0,82$, **correlação forte**) do que para V ($\approx 0,62$, **correlação moderada**) em ambos os experimentos, como mostra a Tabela 4.7.

Tabela 4.7. Resumo das estatísticas dos experimentos ERGFS e EPGFS para a pista 09.

| Variável | Viés | | NGME | |
|----------|----------------|-----------------|----------------|----------------|
| | ERGFS | EPGFS | ERGFS | EPGFS |
| WSPD | 0,63339 | -0,13516 | 1,09179 | 0,88217 |
| α | -0,91919 | -0,74101 | 2,70709 | 2,44584 |
| U | 0,61398 | 0,71788 | 2,77190 | 2,88771 |
| V | -1,59864 | -0,42829 | 3,21026 | 1,60639 |
| - | GE | | RMSE | |
| | ERGFS | EPGFS | ERGFS | EPGFS |
| WSPD | 2,22749 | 2,03297 | 2,61244 | 2,37655 |
| α | 1,09436 | 0,90566 | 1,47134 | 1,30542 |
| U | 2,53328 | 2,56045 | 3,00236 | 2,90464 |
| V | 2,15533 | 1,42089 | 2,72161 | 1,95265 |

| VWD | |
|---------|----------------|
| ERGFS | EPGFS |
| 4,05232 | 3,49997 |

| CORRELAÇÃO R | | |
|--------------|----------------|-----------------|
| Variáveis | ERGFS | EPGFS |
| WSPD | 0,66182 | 0,69311 |
| WDIR | 0,65894 | 0,63095 |
| α | -0,57140 | -0,37723 |
| U | 0,80031 | 0,82468 |
| V | 0,59791 | 0,62394 |

Comparando-se o desempenho dos experimentos entre si, observa-se que de modo geral o EPGFS foi o que apresentou o menor VWD (Tabela 4.7), indicando uma melhor representação do vento (direção e velocidade); dos 22 tipos de estatísticas calculadas, 18 foram mais favoráveis ao EPGFS e apenas 4 para o ERGFS. Porém, verificou-se uma melhor correspondência da direção prevista pelo experimento ERGFS (0,659) com os dados dos SODAR, frente à direção do EPGFS (0,631). Isto indica uma tendência maior do experimento ERGFS frente ao EPGFS de seguir as variações de direção do dado estimado.

Nada obstante a melhor correlação de U ($CORR_U > CORR_V$), o experimento EPGFS mostrou resultados estatísticos (Tabela 4.7) para a componente V muito melhores do que para a componente U, indicando uma melhor previsão de V (ex.:

$RMSE_U - RMSE_V$, erro de $\approx 1,0$ m/s). Para o ERGFS, não houve a mesma ocorrência, mas o experimento, assim como o EPGFS, mostra uma correlação bem maior para U do que para V, além de ter menores valores de Viés e de NGME para esta variável (U), indicando uma pior previsão de V. Nota-se que a previsão de V do EPGFS é muito superior à do ERGFS, com valores que diferem em quase 1,0 m/s (NGME e viés). Conforme já discutido (seção 4.2), isto pode decorrer do fato da Serra da Cantareira estar disposta zonalmente, o que permite uma menor influência em U (Figuras 4.15c-4.9c) do que em V. Por estes piores resultados de V frente a U, os quais já havia sido parcialmente exposto na seção 4.2, nota-se também que o uso das *opções físicas mais realísticas piorou* claramente a *previsão de V*, o que corrobora o que fora previamente estabelecido sobre a maior sensibilidade do experimento ERGFS às condições de superfície.

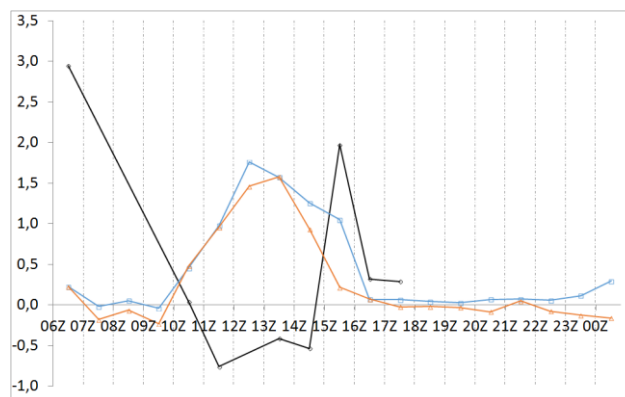


Figura 4.20. Série temporal do parâmetro α do SODAR (preto) e dos experimentos EPGFS (azul) e ERGFS (laranja) para a pista 09.

No que diz respeito ao parâmetro α para a pista 09 (Figura 4.20), percebe-se que houve uma pequena diferença entre os experimentos, diferentemente dos resultados da seção 4.2 (Figura 4.7). Ambos os experimentos não conseguiram captar o forte cisalhamento inicial (06Z). Todavia percebe-se que, assim como na seção 4.2, os experimentos foram capazes de captar a ocorrência de cisalhamento no período da simulação, o que já constitui um ganho dada a dificuldade de se simular fenômenos desta escala. Somando-se a isso os erros dos dados de topografia do modelo e o fato de que experimentos não tiveram análise objetiva, esses resultados podem ser considerados bastante positivos. Nada obstante, houve uma antecipação do máximo de cisalhamento pelos experimentos, acompanhada de uma subestimação dos valores estimados pelo SODAR, comportamento relativamente comum em modelagem numérica, sobretudo na de alta resolução.

Intercomparando os experimentos entre si, vê-se que os valores máximos do EPGFS foram ligeiramente mais elevados ($\approx 1,7$) que os do ERGFS ($\approx 1,6$), porém a antecipação do máximo de α deste último foi menor (2 horas) do que a do primeiro (3 horas). Outra importante diferença notada entre os experimentos foi que o ERGFS conseguiu identificar, mesmo que antes do horário de ocorrência e com menor intensidade, o sinal de cisalhamento inverso do vento ($\alpha < 0$), o qual não foi previsto pelo EPGFS (Figura 4.20).

No que diz respeito às estatísticas de α (Tabela 4.7), foram observadas as mesmas correlações negativas da seção 4.2 para ambos os experimentos, indicando uma relação inversamente proporcional. Aqui também se aplica a explicação sobre a camada de mistura que, por ser representada de maneira mais homogênea, promove um menor cisalhamento do vento, além da possibilidade da eliminação das soluções com maior cisalhamento por conta dos filtros do modelo. Assim como na seção 4.2, estes resultados não demonstram uma grande significância estatística em virtude da baixa amostragem. Destaca-se que este deslocamento dos valores de α foi o responsável pelos valores de correlação negativa apresentados na Tabela 4.7, uma vez que posicionou o máximo de α do início da tarde no final da manhã e o cisalhamento invertido ($\alpha < 0$) do final da manhã no início da manhã.

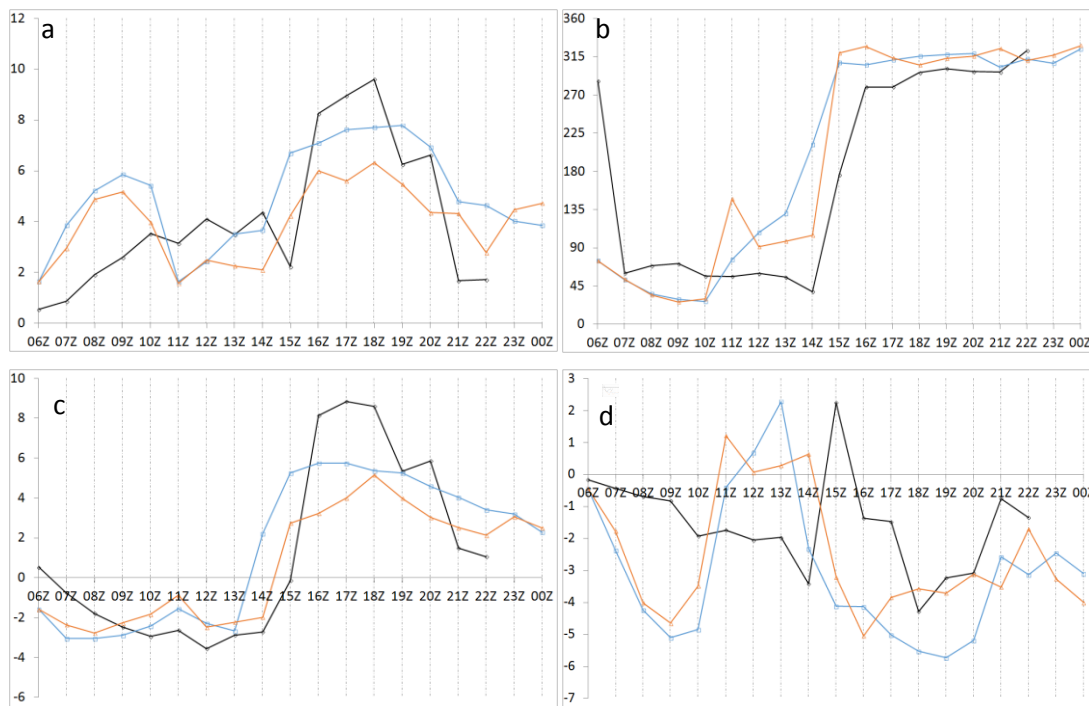


Figura 4.21. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos EPGFS (azul) e ERGFS (laranja) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 27 para o nível $\eta=1$.



Figura 4.22. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos EPGFS (azul) e ERGFS (laranja) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 27 para o nível $\eta=2$.

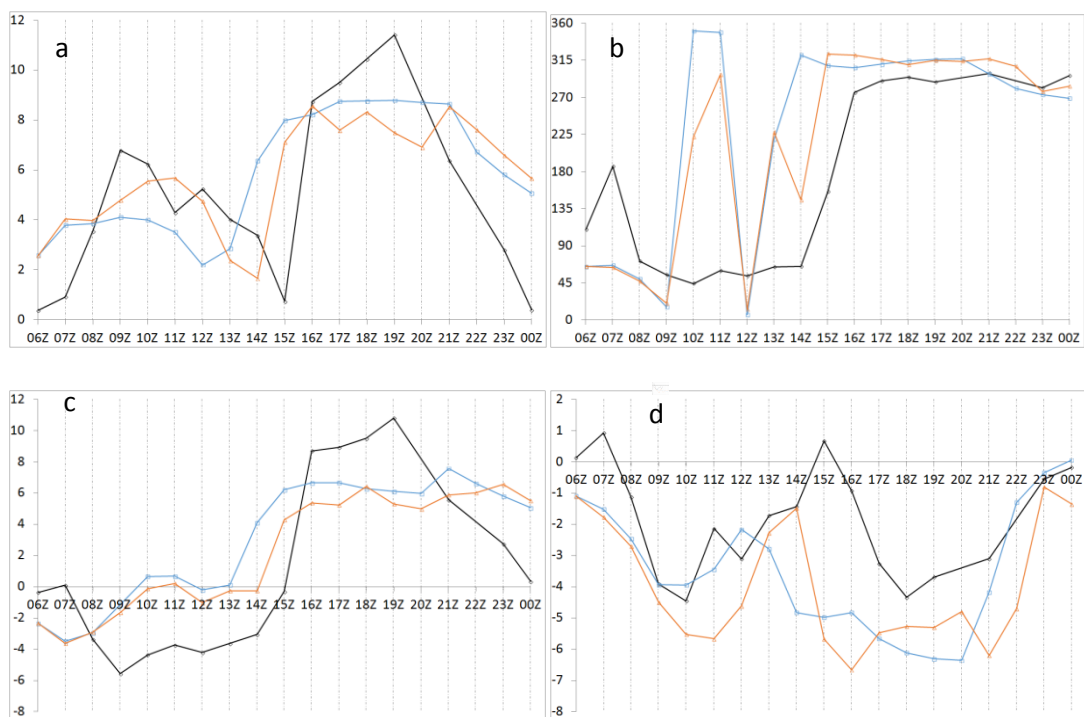


Figura 4.23. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos EPGFS (azul) e ERGFS (laranja) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 27 para o nível $\eta=3$.

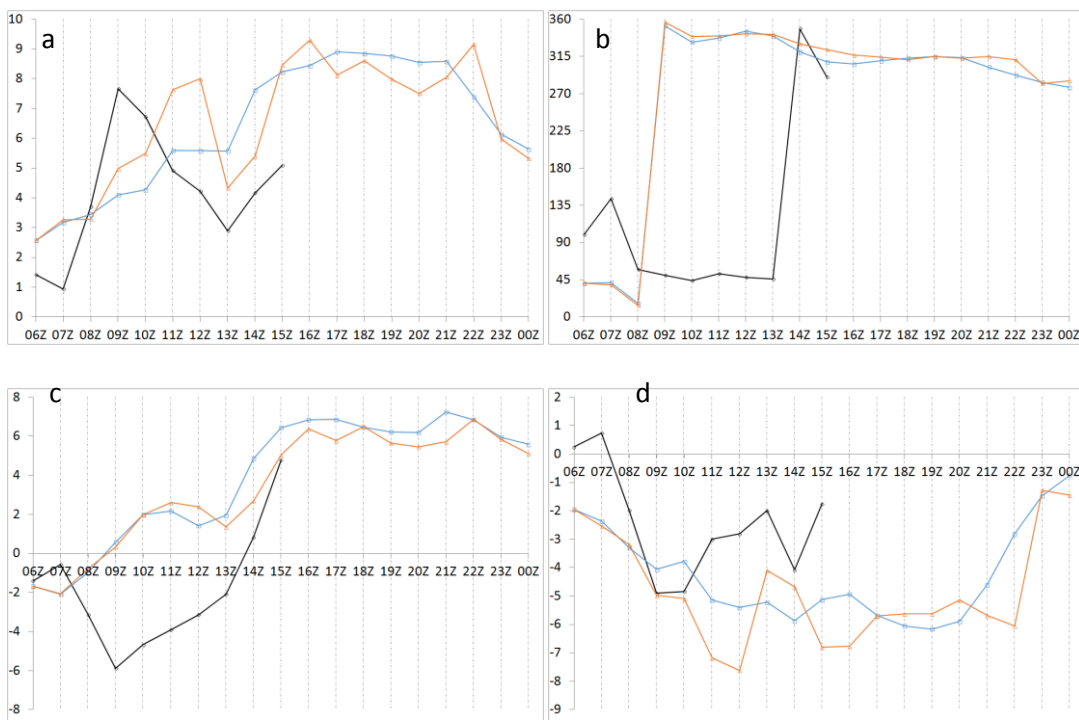


Figura 4.24. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos EPGFS (azul) e ERGFS (laranja) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 27 para o nível $\eta=4$.

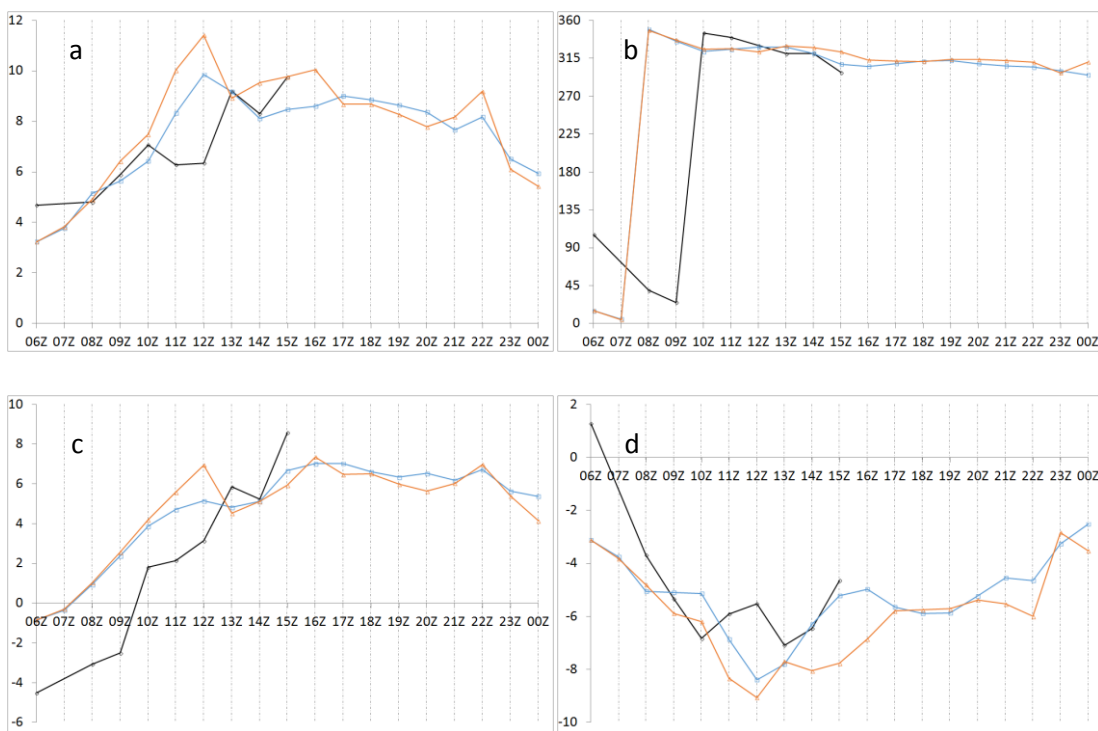


Figura 4.25. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos EPGFS (azul) e ERGFS (laranja) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 27 para o nível $\eta=5$.

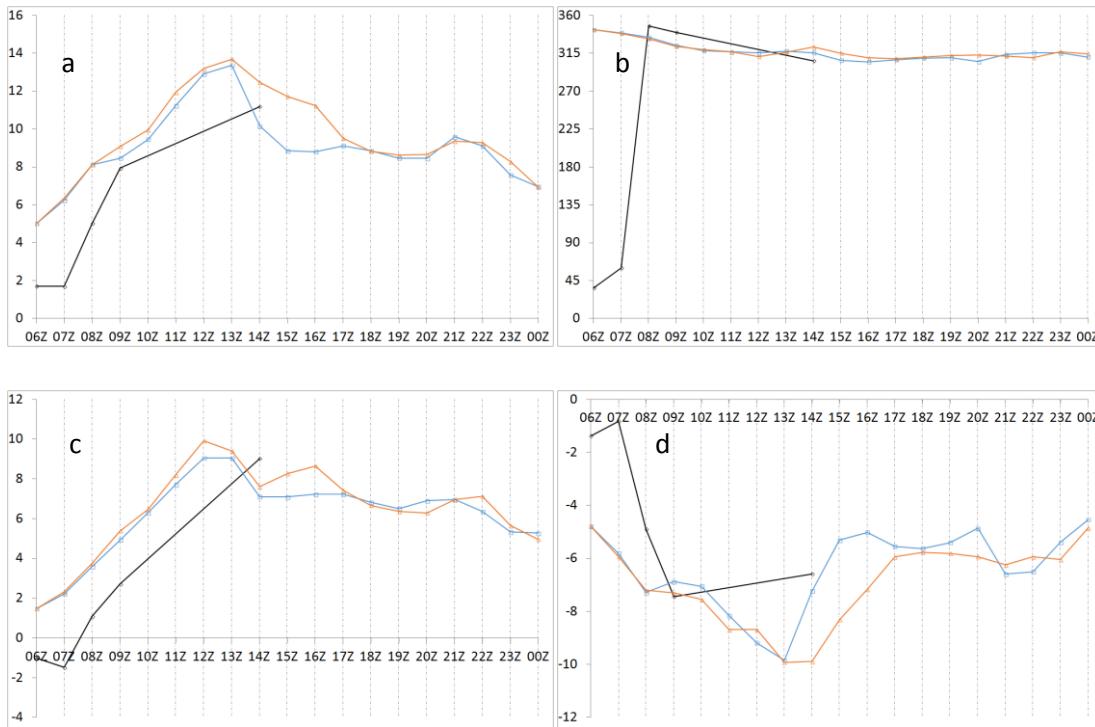


Figura 4.26. Série temporal do SODAR (preto) e dos experimentos EPGFS (azul) e ERGFS (laranja) da a) velocidade do vento (m/s), b) direção do vento ($^{\circ}$), c) componente U (m/s) e d) V (m/s) da pista 27 para o nível $\eta=6$.

Analisando os resultados para a pista 27 (figuras 4.21-4.27), percebe-se que, também para este ponto, os experimentos têm uma representação relativamente satisfatória da mudança do vento de E/NE para N/NW ocorrida no período de transição manhã-tarde para os 3 primeiros níveis verticais, o que fica mais claro pelas figuras 4.21b-4.23b de direção do vento. Assim como para a pista 09, observa-se que as previsões de direção do vento destes níveis (não se dispunha de dados de SODAR) dos experimentos foram melhores no período da tarde, possivelmente pela maior intensidade dos componentes físicos que forçam o vento.

Analogamente ao ocorrido na pista 09 para os 3 primeiros níveis, observa-se que, os experimentos preveem corretamente o giro de U (Figuras 4.21c-4.26c) para todos os níveis da 27, bem como uma tendência de inversão de V nos primeiros 3 níveis (Figuras 4.21d-4.26d), associada ao giro do vento passando para o quadrante sul ($V>0$). Contudo, os experimentos antecipam estas mudanças em algumas horas (2-4 horas), o que responde pela previsão inexata da mudança da direção (Figuras 4.21b-4.26b).

Tanto para os primeiros níveis, quanto para os níveis superiores, acredita-se que a justificativa para tais incorreções no tempo e na intensidade das componentes do

vento, principalmente em V, estejam associadas aos erros na topografia do modelo, à semelhança da pista 09.

Para os 3 primeiros níveis, foram observadas tendências de **superestimação** da velocidade do vento (Figuras 4.21a-4.23a) no período madrugada/manhã e no final da integração em ambos os experimentos; e de **subestimação** no período manhã-tarde, ambas também verificadas na pista 09. Assim como para a pista 09, a velocidade do vento (Figuras 4.24a-4.26a) prevista pelos experimentos apresentaram-se predominantemente superestimadas no período da manhã. Porém, diferentemente da pista 09, a velocidade do vento para os primeiros níveis (Figuras 4.21a-4.23a) prevista pelo ERGFS é menos intensa que a do EPGFS no período da tarde.

Ao se analisar mais detalhadamente as componentes do vento nos primeiros níveis dos experimentos, observa-se que U (Figuras 4.21c-4.23c) apresenta **superestimação** no início e no final da simulação e **subestimação** no período manhã-tarde; enquanto V (Figuras 4.21d-4.23d) apresenta **superestimação** em quase todo o período de simulação, exceto pelos horários de inversão do escoamento (Figuras 4.21d e 4.22d), quando V é subestimado. Destaca-se que o experimento ERGFS apresentou uma maior superestimação de V e uma maior subestimação de U para a pista 27, obtendo portanto, resultados piores que o EPGFS. Este comportamento é análogo ao da pista 09 e pode ser justificado pelas mesmas razões apontadas para esta pista, as quais envolvem, entre outras: i) a questão do erro da topografia e ii) a antecipação e intensificação da componente V, em contraste com a subestimação de U (vide discussão para a pista 09).

Tabela 4.8. Resumo das estatísticas dos experimentos ERGFS e EPGFS para a pista 27.

| Variável | Viés | | NGME | |
|----------------------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|
| | ERGFS | EPGFS | ERGFS | EPGFS |
| WSPD | 0,76508 | 0,86846 | 1,35983 | 1,33835 |
| α | -0,54192 | -0,71689 | 4,44848 | 3,39920 |
| U | 0,82110 | 1,42154 | 3,07759 | 3,38431 |
| V | -1,73026 | -1,51638 | 1,94982 | 1,77409 |
| - | GE | | RMSE | |
| | ERGFS | EPGFS | ERGFS | EPGFS |
| WSPD | 2,14201 | 2,08530 | 2,56834 | 2,52407 |
| α | 1,02029 | 0,85676 | 1,45324 | 1,40532 |
| U | 2,75556 | 2,90600 | 3,22791 | 3,38609 |
| V | 2,20971 | 2,13275 | 2,74544 | 2,58859 |

| VWD | |
|----------------|--------------|
| ERGFS | EPGFS |
| 4,23755 | 4,26220 |

| CORRELAÇÃO R | | |
|----------------------------|-----------------|----------------|
| Variáveis | ERGFS | EPGFS |
| WSPD | 0,60498 | 0,62610 |
| WDIR | 0,57853 | 0,49769 |
| α | -0,73668 | -0,74639 |
| U | 0,73178 | 0,73212 |
| V | 0,57723 | 0,54791 |

Avaliando as estatísticas para a pista 27 (Tabela 4.8), verifica-se que elas se assemelham às da pista 09, no sentido de que, para ambos os experimentos, as correlações da maioria das variáveis foram consideradas **moderadas** (0,40 – 0,69), com exceção de U ($\approx 0,73$), que obteve uma correlação **forte** (0,70 – 0,89), indicando uma melhor previsão do comportamento desta variável em relação à V ($\approx 0,58$).

Na comparação dos experimentos entre si, observa-se que dos 22 índices, 12 foram mais favoráveis ao EPGFS, enquanto 10 o foram para o ERGFS, demonstrando uma representação ligeiramente melhor para o primeiro. Porém, foi notada uma melhor representação da componente U do ERGFS, que obteve melhores resultados de Viés, NGME, GE e RMSE, bem como uma melhor correlação de V; isto não indica necessariamente um menor erro, senão uma melhor representação das variações (aumento e diminuição)⁸ da variável em questão (V). Além disso, os resultados estatísticos do EPGFS para V foram melhores que para U, apesar da melhor correlação de U (Tabela 4.8), com diferenças chegando a mais de 1,0 m/s (NGME). O mesmo não se observa no ERGFS, porém este experimento apresenta melhores correlações para U do que para V, novamente enfatizando a pior previsão para V discutida anteriormente.

Tais resultados foram muito similares aos da pista 09, de onde se pode concluir analogamente, que o uso das opções físicas mais realísticas no ERGFS prejudicou a previsão de modo geral, sobretudo a de V, conforme explicações prévias. As mesmas razões expostas na discussão da pista 09 são apontadas como determinantes no comportamento observado para a pista 27.

⁸ Vide seção 3.5 para maiores detalhes sobre o significado do *coeficiente de correlação*.

Do ponto de vista da comparação com os SODAR nos diferentes locais, os experimentos apresentaram a maioria das estatísticas mais próximas das estimativas para a pista 09 (Tabela 4.7) do que para a 27 (Tabela 4.8). Isto talvez seja explicado pela maior proximidade da pista 27 em relação à Serra da Cantareira, cuja complexidade torna a sua representação pelo modelo mais difícil. Junta-se a isto o erro nos dados de topografia do modelo que posicionou o local da pista 27 mais acima da serra do que o local da 09, próximo a um pequeno planalto de 900 m de altitude, o que trás maior complexidade na representação, dificultando ainda mais a correta previsão para aquela pista (27).

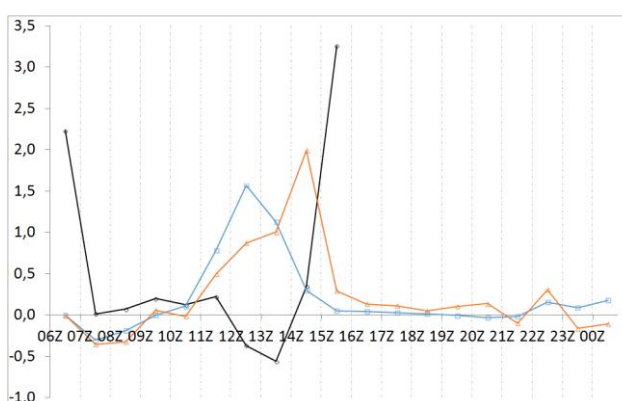


Figura 4.27. Série temporal do parâmetro α do SODAR (preto) e dos experimentos EPGFS (azul) e ERGFS (laranja) para a pista 27.

A respeito do parâmetro α para a pista 27 (figura 4.27), nota-se que, assim como para a pista 09, os experimentos foram capazes de captar o sinal do evento observado, mesmo que ainda subestimando e antecipando o mesmo. Ressalta-se novamente que, considerando-se os erros na topografia do modelo e o fato de não se ter inserido nenhum dado nos experimentos, estes resultados podem ser avaliados como bastante relevantes.

Apesar de também ter apresentado antecipação no comportamento de α , os resultados do ERGFS para a pista 27 (figura 4.27) anteciparam menos o máximo de α (14Z, **1 hora** antes do observado) do que os do EPGFS (12Z, **3 horas** antes). Além disso, o máximo valor de α do ERGFS ($\approx 1,6$) foi maior que o do EPGFS ($\approx 2,0$). Isto indica que apesar de, em geral, ter piorado a previsão do ponto de vista do valor dos erros, as opções físicas mais realísticas do ERGFS conseguiram representar melhor as variações e os picos de algumas variáveis, tais como o α . e a direção do vento (correlação maior, Tabela 4.7 e 4.8).

No que tange as estatísticas de α para a pista 27 (Tabela 4.8), observa-se que estas foram muito similares às da pista 09 (Tabela 4.7). Verifica-se que os mesmos elevados valores negativos de correlação, associados ao mau posicionamento temporal do fenômeno, foram observados na pista 27, agora um pouco maiores. Repetem-se aqui as explicações relativas à pista 09 envolvendo: i) maior homogeneidade da camada de mistura; ii) filtragem de resultados mais extremos; iii) ressalva quanto à significância dos resultados estatísticos de α .

Para finalizar esta seção, faz-se um resumo das principais conclusões advinda das análises dos resultados dos experimentos ERGFS e EPGFS para as duas pistas, na tentativa de se destacar as principais características encontradas. São elas:

- Diferentemente da seção 4.2 (Tabelas 4.3 e 4.4), os experimentos ERGFS e EPGFS (Tabelas 4.7 e 4.8) apresentaram maiores diferenças em suas previsões. Isto demonstra que o modelo apresenta maior sensibilidade às opções físicas do que às condições iniciais (análise objetiva). Umeda e Martien (2002) afirmam que os parâmetros de superfície são menos afetados pela análise objetiva. Eles indicam que um dos impactantes para isto é que o vento (dentre outras variáveis) próximo à superfície é muito mais guiado pelos fatores físicos associados a ela.
- Assim como mencionado na seção 4.2, verificou-se que o modelo foi capaz de representar alguns padrões da variabilidade do vento de maneira satisfatória, sobretudo para os 3 primeiros níveis, e na direção (Figuras 4.15b-4.17b e 4.21b-4.23b) e na componente U (Figuras 4.15c-4.17c e 4.21c-4.23c) do vento.
- Observou-se que os experimentos apresentaram melhores previsões do vento no período da tarde (Figuras 4.15b-4.19b e 4.21b-4.26b), quando os ventos estavam mais intensos e bem definidos. Isto pode estar associado ao fato de que, quando os ventos observados estão mais intensos e bem definidos, é sinal de que as forçantes físicas (aquecimento da superfície, transferência radiativa entre outros) e dinâmicas (sistema de alta pressão) estão mais pronunciadas, o que facilita a captação desses sinais pelo modelo.
- Semelhante à seção 4.2, dentre os fenômenos captados pelo modelo, destaca-se que, mesmo com o grave problema do mau posicionamento da Serra da Cantareira (detalhado no próximo item), o modelo foi capaz de dar o sinal de maior cisalhamento do vento nas duas pistas, como se verifica pelo parâmetro α

(Figuras 4.20, pista 09; e 4.27, pista 27), indicando a ocorrência do evento de tesoura de vento reportado; o fato desse sinal ter sido antecipado e de seu valor subestimado são comportamentos comuns na modelagem numérica – sobretudo em simulações de alta resolução, ainda mais considerando-se o erro na posição da serra – e não interferem na habilidade do modelo, constatada por esses resultados.

- A exemplo da seção 4.2, apesar desses resultados positivos, foi observada uma subestimação da velocidade do vento (Figuras 4.15a-4.19a, pista 09, e 4.21a-4.26a, pista 27) e, conseqüentemente, do seu cisalhamento (Figuras 4.20 e 4.27) no horário do evento, período manhã/tarde; enquanto as velocidades no início e no final das simulações foram superestimadas. Essas incorreções estão associadas às componentes U (Figuras 4.15c-4.19c, pista 09, e 4.21c-4.26c, pista 27) e V (Figuras 4.15d-4.19d, pista 09, e 4.21d-4.26d, pista 27), de forma que no período madrugada/manhã (06Z-09Z) e no final do tempo de integração (entre 21Z do dia 12 e 00Z do dia 13), U é **superestimada** e V apresenta uma **superestimação** no início e uma **subestimação** no final do período; enquanto no período manhã-tarde (aproximadamente 11Z-20Z, 09-17HL), U é **subestimada** e V é claramente **superestimada** pelos experimentos. Tais resultados podem ser explicados pela má representação das configurações de relevo da região de estudo pela base de dados topográficos do modelo, a qual localizou a Serra da Cantareira sobre o aeroporto de Guarulhos, posicionando os locais das pistas 09 e 27 num aclive desta serra. Sugere-se que os ventos meridionais (V) tenham sido: i) **superestimados**, em virtude dos efeitos de circulação térmica terem sido mais intensos que o previsto; e ii) **antecipados**, devido ao fato do ponto ter sido posicionado numa altitude maior do que o observado, o que provoca uma conseqüente antecipação do aquecimento por radiação solar. Aparentemente, esta superestimação de V drenou energia de U, o que explica a sua (U) tendência de subestimação das previsões. Umeda e Martien (2002) obtiveram resultados semelhantes para aproximadamente os mesmos primeiros níveis verticais da atmosfera. Eles descobriram que, apesar da resolução da grade ser considerada alta (4 km), o modelo não fora capaz de reproduzir as características do escoamento local em função de uma base de dados de relevo deficiente do modelo, que não conseguia distinguir alguns acidentes topográficos que

canalizavam o vento, resultando em previsões abaixo – ou, de modo mais geral, divergentes – do observado.

- Foi observado que o experimento ERGFS apresentou valores de V (Figuras 4.15d-4.19d, pista 09, e 4.21d-4.26d, pista 27) mais discrepantes dos SODAR que o experimento EPGFS, com valores que diferem em quase 1,0 m/s (vide NGME e viés, Tabelas 4.7 e 4.8); o que conseqüentemente causou uma pior previsão da componente U (Figuras 4.15c-4.19c, pista 09, e 4.21c-4.26c, pista 27). Este comportamento também pode ser verificado pelas melhores estatísticas de V apresentadas pelo EPGFS do que pelo ERGFS (Tabelas 4.7 e 4.8). Conforme discutido na seção 4.2, o fato da Serra da Cantareira estar disposta zonalmente, ocasiona uma menor influência em U (Figuras 4.15c-4.19c) do que em V . Tal resultado pode ser explicado pelo fato de que o erro na topografia parece ter tido uma maior influência negativa na simulação que busca representar mais fielmente as condições de superfície – isto é, ERGFS – do que no EPGFS, uma vez que o ERGFS usou opções mais realísticas, por exemplo: i) **difusão mais complexa**, que representa melhor a difusão em locais inclinados, inserindo contribuições inexistentes associadas à inclinação mal posicionada do plano; ii) **velocidade de fricção e fluxos de calor e umidade pelo modelo**, que permite o uso de variáveis previstas pelo modelo para melhor representar tais parâmetros; e iii) **viscosidades turbulentas**, que possibilita o cálculo das mesmas em função da TKE. Portanto, estes piores resultados de V frente a U no ERGFS não demonstram necessariamente que as opções físicas refinadas deste experimento apresentem alguma incorreção nas suas formulações; Pelo contrário, isto evidencia que há uma coerência na física representada pelo modelo, porquanto este representou efeitos compatíveis com os locais onde ele enxergava os pontos analisados (09 e 27), isto é, na encosta da Serra da Cantareira; neste caso, o erro fora, sobretudo, na topografia do modelo e não propriamente nas suas opções físicas refinadas.
- Apesar de também ter apresentado antecipação no comportamento de α , os resultados do ERGFS para a pista 27 (figura 4.29) anteciparam menos o máximo de α (14Z, **1 hora** antes do observado) do que os do EPGFS (12Z, **3 horas** antes). Além disso, o máximo valor de α do ERGFS ($\approx 2,0$) foi maior que o do EPGFS ($\approx 1,6$). Isto indica que apesar de, em geral, ter piorado a previsão do ponto de vista do valor dos erros (vide último item), as opções físicas mais

realísticas do ERGFS conseguiram representar melhor as variações e os picos de algumas variáveis, tais como o α e a direção do vento (correlação maior, vide Tabelas 4.7 e 4.8).

- A semelhança da seção 4.2, de modo geral, pôde-se constatar que as estatísticas para a pista 09 (Tabela 4.7) indicam uma previsão ligeiramente melhor para este ponto, em relação ao ponto da pista 27 (Tabela 4.8). A mesma justificativa daquela seção se adéqua a esta.

5. CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS

Nesta pesquisa, utilizou-se o modelo numérico WRF numa simulação de um estudo de caso de tesoura de vento no aeroporto de Guarulhos – SP – para acessar a habilidade do modelo em prever o vento em simulações de alta resolução utilizando opções físicas refinadas, especificamente voltadas para as características da região e da grade. Além disso, o estudo lançou mão do método de Correções Sucessivas, conhecido como Análise Objetiva de Cressman (AOC) para inserir dados de 2 SODAR instalados no aeródromo, a fim de avaliar o impacto destes dados nas simulações conduzidas.

Em termos da metodologia proposta, foram identificados alguns aspectos dignos de menção. Verificou-se que o método de multiplicação de dados em locais fictícios, realizada no presente estudo (seção 3.2.1), não resultou numa correção significativa dos dados iniciais (GFS); vide seção 4.1.

O conjunto de experimentos propostos para cada finalidade (seções 4.2, 4.3 e 4.4) foi inspirado na metodologia de separação de fatores, apresentada por Stein e Alpert (1993). Ela permitiu fazer comparações entre experimentos isolando-se a influência de cada fator, o que se torna indispensável em pesquisas que envolvem a verificação de determinado componente do modelo numérico.

Dentro das comparações realizadas, vale ressaltar a importância da etapa de comparações das análises geradas pelo método de Cressman com alguma base de dados de referência, observacional ou estimada. Percebe-se que isto permite ao pesquisador identificar possíveis falhas no processo de análise objetiva e, se possível, corrigi-las antes de passar para a etapa seguinte: a de comparação dos resultados das simulações com e sem análise objetiva com os dados de referência (no caso, SODAR). Dentre as diversas maneiras de se mostrar os resultados, verificou-se que, aparentemente, o método mais produtivo foi organizar as diferenças entre a análise e o dado de referência (SODAR) em forma de tabelas, conforme disposto na seção 4.1.

Na etapa de avaliação da sensibilidade do modelo ao número de estações (seção 4.3), foram calculados diversos parâmetros estatísticos (Viés, GE, NGME, RMSE, VWD e Coeficiente de Correlação) para a velocidade, a direção e as componentes U e V do vento, a partir dos quais foram elaboradas tabelas. Este método de apresentação foi considerado suficiente para evidenciar os principais aspectos relacionados aos

experimentos, uma vez que proporcionou uma comparação direta das diferenças entre os experimentos.

O uso do parâmetro α (3.5) demonstrou-se de grande valia para o estudo de casos de cisalhamento verticais do vento, sobretudo aqueles cisalhamentos da velocidade do vento, em virtude da sua expressão. Foi possível notar que ele destacou o sinal de cisalhamento que, não é tão facilmente identificado pelas séries temporais.

Na etapa de verificação do modelo quanto ao impacto das opções físicas refinadas (seção 4.4), além das referidas tabelas apresentadas na seção 4.3, foram exibidas séries temporais das mesmas variáveis, para cada nível analisado do modelo. O uso integrado destas duas ferramentas possibilita identificar tanto comportamentos que podem vir a ser mascarados pela transformação das componentes em direção e velocidade do vento (vide seção 4.4), quanto resultados de parâmetros estatísticos (vide discussão sobre Viés, seção 4.2).

Por último, na etapa de análise do impacto do uso de SODAR nas condições iniciais (seção 4.2), foram usadas tabelas e séries temporais para as mesmas variáveis. Foi observado que os diagramas demonstraram ser uma ferramenta muito útil, em razão da sua capacidade de condensar informações estatísticas de uma série em comparação com uma série de referência (SODAR). Diante disso, o emprego de tais diagramas deve ser incentivado para pesquisas que necessitam realizar comparações estatísticas do desempenho de vários experimentos.

No que tange os experimentos em si, nos próximos parágrafos faz-se um resumo dos principais aspectos observados a partir dos resultados expostos na Seção 4, visando resumir as características dos experimentos que foram conduzidos no WRF.

Primeiramente, na etapa de geração dos campos iniciais usando AO (seção 4.1), foi observado que os métodos de AO foram mais eficazes em direcionar o dado inicial (GFS) para as estimativas dos SODAR no nível de 1000 hPa. As variáveis que obtiveram as melhores correções foram a direção e a componente U do vento (Tabelas 4.1 e 4.2). Porém, em 975 hPa, os métodos no programa OBSGRID tiveram resultados opostos aos do nível de 1000 hPa, afastando os dados da análise (GFS) das estimativas.

Dentre as possíveis razões para tais resultados, pode-se sugerir que houve um problema no algoritmo de interpolação dos dados observacionais para os níveis de

pressão do GFS do OBSGRID, que são os níveis para onde o programa vai interpolar os dados observacionais/estimados para combinação. Uma possibilidade, talvez mais provável, seria o impacto do mau posicionamento da Serra da Cantareira (figura 3.6), que teria provocado um erro de interpolação da grade do campo inicial do GFS, pois os pontos deste modelo para a grade mais detalhada do domínio 4 próximos ao aeródromo possivelmente não estavam situados num aclave, como representado pelo modelo.

Notou-se também que o aumento do número de estações (Tabela 4.1), com a inserção de SODAR fictícios, e o número de iterações não demonstraram ter grande impacto no processo de correção do campo inicial pela AOC. Acrescenta-se que quase metade dos pontos fictícios foi eliminada pelo programa OBSGRID no processo. Isto demonstra que é desnecessário o uso de dados fictícios com espaçamento tão pequeno; possivelmente, o dobro do espaçamento já seria suficiente. Todavia, deve-se atentar para que os dados replicados estejam em locais homogêneos em relação ao local dos dados observados, pois a representatividade do dado meteorológico é restrita; sobretudo aqueles referentes à camada limite (vide discussão da seção 3.2.1).

Na análise das simulações com inserção dos dados de SODAR artificiais com 4 e 8 iterações (seção 4.2), com inserção de dados SODAR originais e dos dados fictícios (4.3), e das simulações com as opções físicas refinadas (4.4), verificou-se algumas importantes particularidades.

Conforme observado pelos resultados das seções 4.2-4.4, para os 2 locais (pista 09 e 27), as previsões para todas as variáveis das simulações com AOC com diferentes números de iterações (Tabelas 4.3 e 4.4) e com diferentes números de estações (Tabelas 4.5 e 4.6) não mostraram uma diferença significativa entre si. Todavia, as previsões das simulações com opções físicas distintas (Tabelas 4.7 e 4.8) apresentaram uma diferença mais pronunciada. Diante disto, fica evidente que o modelo apresentou uma maior sensibilidade às opções físicas do que à AOC com diferentes números de estações ou iterações. Umeda e Martien (2002) confirmam esta afirmativa de que os parâmetros de superfície são menos afetados pela inserção de dados observacionais nas análises. Eles indicam que uma das razões para isto é que o vento (dentre outras variáveis) próximo à superfície é muito mais guiado pelos fatores físicos associados a ela do que pela inserção de dados. Conforme exposto na análise das correções da AOC, estes resultados também podem estar associados à pequena diferença entre os dados de regiões tão

próximas serem inseridos e ao erro nos dados de topografia do modelo (vide parágrafos anteriores desta seção para acessar os possíveis impactos desses erros *na geração das condições iniciais*).

Apesar disto, do ponto de vista da comparação dos experimentos com AOC entre si (seção 4.2), aparentemente a análise objetiva teve um pequeno efeito positivo na simulação. Verificou-se que, para a pista 27 (Tabela 4.4), o experimento ERFM8 apresentou um maior número de estatísticas que demonstram uma melhor previsão, quando comparado ao ERFM4 e ao ERGFS, sendo melhor em 13 num total de 22 estatísticas, contra 3 e 6 para o ERFM4 e ERGFS, respectivamente. A mesma comparação para a pista 09 (Tabela 4.3) ainda mostra uma superioridade do experimento ERFM8, porém em menor grau, sendo este melhor em 9 das mesmas 22 estatísticas, contra 7 do ERFM4 e os mesmos 6 do ERGFS. Isto pode ser justificado pelo fato da distribuição de dados fictícios de SODAR ter sido feita com mais dados da pista 27, inclusive nos arredores da pista 09. Como resultado disto, este ponto recebe a influência dos dados da pista 27, aparentemente distanciando o valor do ponto 09 do observado no SODAR, ficando esta diferença mais evidente no experimento que fez o maior número de correções no campo inicial (GFS), ERFM8.

Tanto para os resultados dos experimentos com dados de SODAR (ERFM4 e ERFM8, seção 4.2) quanto para os sem dados de SODAR com opções físicas diferentes (ERGFS e EPGFS, seção 4.4), verificou-se que o modelo foi capaz de representar alguns padrões da variabilidade do vento do dia analisado de maneira satisfatória, sobretudo para os 3 primeiros níveis, e na direção (Figuras 4.1b-4.5b e 4.8b-4.13b, seção 4.2; Figuras 4.15b-4.17b e 4.21b-4.23b, seção 4.4) e na componente U (Figuras 4.1c-4.5c e 4.8c-4.13c, seção 4.2; Figuras 4.15c-4.17c e 4.21c-4.23c, seção 4.4) do vento. Foi identificado que estes resultados estão relacionados à física do modelo (tanto a configuração do EPGFS, quanto a do ERGFS) que, ainda que não completamente, captou os regimes de brisa associados às ilhas de calor da região, dentre outros aspectos dinâmicos e termodinâmicos.

Ainda com relação às seções 4.2 e 4.4, dentre esses fenômenos percebidos pelo modelo, destaca-se que, mesmo com o grave problema do mau posicionamento da Serra da Cantareira (mais detalhado a seguir), o modelo foi capaz de dar o sinal de maior cisalhamento do vento nas duas pistas, como se verifica pelo parâmetro α (Figuras 4.7 e

4.14, seção 4.2; e Figuras 4.20 e 4.27, seção 4.4), indicando a ocorrência do fenômeno de tesoura de vento reportado; o fato desse sinal ter sido antecipado e de seu valor subestimado são comportamentos comuns na modelagem numérica – sobretudo em simulações de alta resolução, especialmente considerando-se o erro na posição da serra – e não interferem na habilidade do modelo, demonstrada por esses resultados. Apesar de também ter apresentado antecipação no comportamento de α , os resultados do ERGFS para a pista 27 (figura 4.27) anteciparam menos o máximo de α (14Z, **1 hora** antes do observado) do que os do EPGFS (12Z, **3 horas** antes). Além disso, o máximo valor de α do ERGFS ($\approx 2,0$) foi maior que o do EPGFS ($\approx 1,6$). Isto indica que as opções físicas mais realísticas do ERGFS conseguiram representar ligeiramente melhor certas variações e picos de algumas variáveis, tais como o α e a direção do vento (maior correlação, vide Tabelas 4.7 e 4.8).

Nada obstante estes resultados positivos, houve **subestimação** da velocidade do vento (Figuras 4.1a-4.5a e 4.8a-4.13a, seção 4.2; e Figuras 4.15a-4.19a e 4.21a-4.26a, seção 4.4) e, conseqüentemente, do seu cisalhamento no horário do evento, período manhã/tarde (Figuras 4.7 e 4.14, seção 4.2; e Figuras 4.20 e 4.27, seção 4.4), enquanto as velocidades no início e no final das simulações foram **superestimadas**. Essas discrepâncias estão associadas às componentes U (Figuras 4.1c-4.5c e 4.8c-4.13c, seção 4.2; e Figuras 4.15c-4.19c e 4.21c-4.26c, seção 4.4) e V (Figuras 4.1d-4.5d e 4.8d-4.13d, seção 4.2; Figuras 4.15d-4.19d e 4.21d-4.26d, seção 4.4), de forma que no período madrugada/manhã (06Z-09Z) e no final do tempo de integração (entre 21Z do dia 12 e 00Z do dia 13), U é **superestimada** e V com uma **superestimação** no início e uma **subestimação** no final do período; enquanto no período manhã-tarde (aproximadamente 11Z-20Z, 09-17HL), U é **subestimada** e V é claramente **superestimada** pelos experimentos.

Tais resultados podem ser explicados pela má representação das configurações de relevo da região de estudo pela base de dados topográficos do modelo, a qual localizou a Serra da Cantareira sobre o aeroporto de Guarulhos, posicionando os locais das pistas 09 e 27 num aclave desta serra (Figura 3.7). Sugere-se que os ventos meridionais (V) tenham sido: i) **superestimados**, em virtude dos efeitos de circulação térmica terem sido mais intensos que o previsto; e ii) **antecipados**, devido ao fato do ponto ter sido posicionado numa altitude maior do que o observado, o que provoca uma antecipação do aquecimento por radiação solar, conseqüentemente provocando uma

antecipação da formação da célula de circulação térmica que, nesta região, dá origem aos ventos de quadrante norte. Aparentemente, esta superestimação de V drenou energia de U , o que explica a sua (U) tendência de subestimação nas previsões. Umeda e Martien (2002) obtiveram resultados semelhantes para aproximadamente os mesmos primeiros níveis verticais da atmosfera. Eles descobriram que, apesar da resolução da grade ser considerada alta (4 km), o modelo não foi capaz de reproduzir as características do escoamento local em função de uma base de dados de relevo deficiente do modelo, que não conseguia distinguir alguns acidentes topográficos que canalizavam o vento, resultando em previsões abaixo – ou, de modo mais geral, divergentes – do observado.

Analisando-se o desempenho dos experimentos para as duas pistas em ambas as seções (4.2 e 4.4), pôde-se constatar que, de modo geral, apesar da diferença ser pequena, as estatísticas para a pista 09 (Tabela 4.3, seção 4.2; e Tabela 4.7, seção 4.4) indicam uma previsão ligeiramente melhor para este ponto, em relação ao ponto da pista 27 (Tabela 4.4, seção 4.2; e Tabela 4.8, seção 4.4). Isto pode ser explicado pelo maior distanciamento entre o ponto do SODAR 09 e a serra, que o fez sofrer menor influência da serra, e do seu mau posicionamento do que o ponto 27.

Sobre os resultados da seção 4.4, foi constatado que o experimento ERGFS apresentou valores de V (Figuras 4.15d-4.19d, pista 09, e 4.21d-4.26d, pista 27) mais discrepantes dos SODAR que o experimento EPGFS, com valores que diferem em quase 1,0 m/s (vide NGME e viés, Tabelas 4.7 e 4.8); o que conseqüentemente causou uma pior previsão da componente U (Figuras 4.15c-4.19c, pista 09, e 4.21c-4.26c, pista 27). Este comportamento também pode ser verificado pelas melhores estatísticas de V apresentadas pelo EPGFS do que pelo ERGFS (Tabelas 4.7 e 4.8). Conforme discutido na seção 4.2, o fato da Serra da Cantareira estar disposta zonalmente, ocasiona uma menor influência em U (Figuras 4.15c-4.19c) do que em V . Tal resultado pode ser explicado pelo fato de que o erro na topografia parece ter tido uma maior influência negativa na simulação que busca representar mais fielmente as condições de superfície – isto é, ERGFS – do que no EPGFS, uma vez que o ERGFS usou opções mais realísticas, por exemplo a **difusão mais complexa**, que representa melhor a difusão em locais inclinados, inserindo contribuições inexistentes associadas à inclinação mal posicionada do plano. Portanto, estes piores resultados de V frente a U no ERGFS não demonstram necessariamente que as opções físicas refinadas deste experimento apresentem alguma

incorreção nas suas formulações; Pelo contrário, isto evidencia que há uma coerência na física representada pelo modelo, porquanto este representou efeitos compatíveis com os locais onde ele enxergava os pontos analisados (09 e 27), isto é, na encosta da Serra da Cantareira; neste caso, o erro fora, sobretudo, na topografia do modelo e não propriamente nas suas opções físicas refinadas.

Acerca dos resultados da seção 4.2, foi observado que, para os 3 primeiros níveis do modelo, em ambas as pistas (Figs. 4.1-4.3, 4.7, 4.8-4.9), houve uma pequena diferença entre os experimentos com dados de SODAR (ERFM4 e ERFM8) e o sem (ERGFS) nas primeiras 2 horas de simulação. Fast (1995) encontrou resultados similares, e atribuiu este comportamento ao fato do campo de temperatura ter forçado gradualmente, nas horas seguintes das simulações, o campo inicial de vento com dados observacionais para a situação sem os mesmos; o que parece ter ocorrido também na presente pesquisa.

Diante das conclusões apresentadas sobre os resultados deste trabalho, nos parágrafos seguintes, são expostos os caminhos para futuras investigações que procurem dar prosseguimento a esta linha de pesquisa.

Num primeiro momento, a respeito do problema relacionado aos dados de topografia do modelo, questão que influenciou sobremaneira os resultados do modelo, sugere-se que este problema seja relatado aos desenvolvedores do modelo, e que sejam buscadas informações junto aos mesmos sobre bases alternativas de dados de topografia e/ou sobre como alterar esta base de dados, de modo que esta reflita devidamente o relevo da região de interesse.

Nada obstante o problema apresentado pelos dados de topografia do modelo, a fim de aprimorar a correção dos dados iniciais, pode-se sugerir a reinserção dos dados convencionais (METAR, SHIP, SYNOP, PILOT entre outros) com a alteração no peso destes nas correções; seja por meio do aumento do número de iterações, seja pelo aumento do raio de influência, ou por alteração do código do método de Cressman do programa OBSGRID. Como um experimento inicial, recomenda-se o uso de dados de METAR, pois os mesmos já estão disponíveis nos formatos *little_r* ou possuem programas já desenvolvidos para sua transformação. Vale ressaltar que o fato da maioria dos modelos globais já assimilar estes dados convencionais nas suas previsões não torna

redundante esta “*reassimilação*”. Esta estratégia foi apresentada por Faccani *et al.* (2003) como uma forma de aumentar o peso das observações locais nas AO.

Ante o exposto sobre as diferenças entre os experimentos com e os sem dados de SODAR nos primeiros horários, pode-se propor a inserção de dados de temperatura, se possível os perfis verticais, com vistas a prolongar o efeito da AOC na simulação. Esta proposta está fundamentada nos já mencionados (seção 4.2) resultados de Fast (1995) e Umeda e Martien (2002) os quais ressaltam que a assimilação da temperatura é tão importante quanto a do vento na determinação deste (vento), se não for mais importante que a do mesmo, porquanto a assimilação de dados em altitudes fora da camada limite (ex.: 3000 m) também afeta os níveis mais baixos do modelo. Estes problemas podem indicar a necessidade de um processo contínuo de assimilação de dados, a fim de garantir que as previsões do modelo não se distanciem tanto das observações. Neste sentido, outra possibilidade para contorná-los seria utilizar métodos contínuos de assimilação, tais como a contínua assimilação de dados em 4 dimensões (FDDA, *Four-Dimension Data Assimilation*), o 3DVAR, 4DVAR entre outros. Isto permitirá, no primeiro caso, a geração de análises atualizadas a cada momento inicial de previsão; e nos demais casos (3DVAR, 4DVAR entre outros), além da atualização da análise do caso anterior, alia-se o benefício de que estes métodos dispensam a necessidade de se ter uma inicialização (ex.: filtragem digital, ou *digital filtering*). Vale ressaltar que estes métodos demandam toda uma estrutura para a sua operacionalização, a qual pode ser determinada através de *benchmarks* prévios que simulem as configurações das previsões a serem engendradas, inclusive avaliando o custo-benefício do uso de grades de altíssima resolução (vide seção 3.4).

Tendo em vista a baixa amostragem das estatísticas expostas (vide seção 4), entre outros fatores, especialmente para o parâmetro α , é indicada a repetição desta metodologia para um maior número de casos, com os naturais ajustes. Isto granjearia resultados estatisticamente mais robustos, além de permitir a captação de outras nuances deste fenômeno e a identificação de outros comportamentos do modelo numérico.

Por fim, uma sugestão altamente recomendada para os futuros trabalhos nesta linha seria um maior aprofundamento na física do modelo, com uma análise mais esmiuçada acerca das equações que envolvem o vento e suas forçantes, como a equação de difusão da TKE e as equações dos fluxos (calor, movimento e umidade) do modelo

de camada de superfície e de camada limite. O conhecimento destes pormenores possibilitaria compreender como o modelo responde aos efeitos físicos da superfície no vento, o que é de grande valia para uma avaliação mais completa dos resultados dos experimentos. Esta proposta foi também aventada por Draxl *et al.* (2014), que sugeriram uma análise mais aprofundada de parâmetros como difusão turbulenta, TKE, número de Prandtl, comprimento de mistura, temperatura potencial virtual, altura da camada limite entre outras.

6. REFERÊNCIAS

- AHRENS, C.D. **Meteorology today – an introduction to weather, climate and environment**. 8ª ed. Thomson Brooks/Cole. 2007.
- ARGENTINI, Stefania *et al.* Use of a high-resolution sodar to study surface-layer turbulence at night. **Boundary-layer meteorology**, v. 143, n. 1, p. 177-188, 2012.
- BARNES, Stanley L. A technique for maximizing details in numerical map analysis. **Journal of Applied Meteorology**, v. 3, n. 4, p. 395-409, 1964.
- BARNES, Stanley L. Oklahoma thunderstorms on 29-30 April 1970. Part I: Morphology of a tornadic storm. **Monthly Weather Review**, v. 106, n. 5, p. 673-684, 1978.
- BEAUDETTE, D. C. FAA Advisory Circular Pilot Wind Shear Guide via the Internet Wayback Machine. **Federal Aviation Administration. Archived from the original on**, p. 10-14, 2006.
- BELJAARS, Anton. The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 121, n. 522, p. 255-270, 1995.
- BENGTSSON, Lennart. Growth rate and vertical propagation of the initial error in baroclinic models. **Tellus**, v. 30, n. 4, p. 323-334, 1978.
- BENGTSSON, Lennart; GHIL, Michael; KÄLLÉN, Erland. **Dynamic meteorology: data assimilation methods**. New York, NY, USA and Heidelberg/Berlin, Germany: Springer, 1981.
- BENJAMIN, S. G. e SEAMAN, N.: A simple scheme for objective analysis in curved flow. **Mon. Wea. Rev.**, 113, 1184–1198, 1985.
- BERGMAN, Kenneth H.; CARLSON, Toby N. Objective analysis of aircraft data in tropical cyclones. **Monthly Weather Review**, v. 103, n. 5, p. 431-444, 1975.
- BERGTHÓRSSON, Páll; DÖÖS, Bo R. Numerical Weather Map Analysis1. **Tellus**, v. 7, n. 3, p. 329-340, 1955.

- BEYRICH, F. Sodar observations of the stable boundary layer height in relation to the nocturnal low-level jet. 1994.
- BEYRICH, F. Mixing height estimation from sodar data—a critical discussion. **Atmospheric Environment**, v. 31, n. 23, p. 3941-3953, 1997.
- BRASIL DECEA, **Manual do Comando da Aeronáutica – MCA 105-2: Manual de Estações Meteorológicas de Superfície**, Rio de Janeiro, agosto 2012.
- BRIGHT, David R. *et al.* SHORT RANGE AND STORM SCALE ENSEMBLE FORECAST GUIDANCE AND ITS POTENTIAL APPLICATIONS IN AIR TRAFFIC DECISION SUPPORT. In: **Preprint, Aviation, Range, Aerospace Meteorology Special Symposium Weather-Air Traffic Management Integration, Phoenix, AZ., Amer. Meteor. Soc., Paper P.** 2009.
- BYERS, H. R.; BRAHAM, R. R. r.,: The thunderstorm. **US Weather Bureau, Washington, DC, 1946.** 1949.
- BROWNING, Keith A. Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 21, n. 6, p. 634-639, 1964.
- CARDOSO, Luiz Felipe Neris. Estudo Dos Impactos das Parametrizações de Microfísica e de *Cumulus* do Modelo WRF na Atmosfera Simulada. **Monografia apresentada ao Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: UFRJ, 2014.**
- CARDOSO, L. F. N.; Silva, R. M. e FRANÇA, G. B. Impacto da Assimilação de Dados de SODAR na Simulação de um Evento de Tesoura de Vento (Wind Shear) In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia.** Poster 199. 2014.
- CHARNEY, J. G. On the scale of atmospheric motions. *Geofys. Publikasjoner* n. 17, p. 1-17, 1948.
- CHARNEY, Jule G. On a physical basis for numerical prediction of large-scale motions in the atmosphere. **Journal of Meteorology**, v. 6, n. 6, p. 372-385, 1949.
- CHARNEY, Jules G.; FJÖRTOFT, Ragnar; VON NEUMANN, John. Numerical integration of the barotropic vorticity equation. **Tellus A**, v. 2, n. 4, 1950.

- CHEN, Min *et al.* A WRF-based rapid updating cycling forecast system of BMB and its performance during the summer and Olympic Games 2008. In: **WMO Symposium on Nowcasting**. 2009.
- COHEN, Ariel E. *et al.* A Review of Planetary Boundary Layer Parameterization Schemes and Their Sensitivity in Simulating Southeastern US Cold Season Severe Weather Environments. **Weather and Forecasting**, v. 30, n. 3, p. 591-612, 2015.
- DA SILVA, ADAIANA F. GOMES; FISCH, GILBERTO. Avaliação do Modelo WRF para a Previsão do Perfil do Vento no Centro de Lançamento de Alcântara. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 2, p. 259-270, 2014.
- DOSWELL III, Charles A. Severe Convective Storms---An Overview. **Meteorological Monographs**, v. 28, p. 1-26, 2001.
- DOYLE, James D.; JIANG, Qingfang. Observations and numerical simulations of mountain waves in the presence of directional wind shear. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 132, n. 619, p. 1877-1905, 2006.
- DRAXL, Caroline *et al.* Evaluating winds and vertical wind shear from Weather Research and Forecasting model forecasts using seven planetary boundary layer schemes. **Wind Energy**, v. 17, n. 1, p. 39-55, 2014.
- DUDHIA, Jimy. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 20, p. 3077-3107, 1989.
- DUDHIA, Jimy; HONG, Song-You; LIM, Kyo-Sun. A new method for representing mixed-phase particle fall speeds in *bulk* microphysics parameterizations. **気象集誌. 第2輯**, v. 86, p. 33-44, 2008.
- DYER, A. J.; HICKS, B. B. Flux-gradient relationships in the constant flux layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 96, n. 410, p. 715-721, 1970.
- NCAR, Earth Observing Laboratory. Wind Direction Quick Reference. Disponível em <https://www.eol.ucar.edu/content/wind-direction-quick-reference>. Acessado em 06 de junho de 2016.

- ELIASSEN, A. The quasi-static equations of motion with pressure as independent variable. **Geofys. Publikasjoner** 17, No. 3, 1949.
- FACCANI *et al.* High resolution weather forecast over complex orography: Sensitivity to the assimilation of conventional data. **Mon. Weather Rev.**, 131, 136–154. 2003.
- FAST, J. D. Mesoscale modeling and four-dimensional data assimilation in areas of highly complex terrain. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, n. 12, p. 2762-2782, 1995.
- FERONI, Rita *et al.* ANÁLISE DO DESEMPENHO DO MODELO WRF NA PREVISÃO DE EVENTO SEVERO EM VITÓRIA-ES. **Ciência e Natura**, p. 473-475, 2013.
- GANDIN, Lev Semenovich. **Objective analysis of meteorological fields**. Jerusalem: Israel program for scientific translations, 1965.
- GILCHRIST, Bruce; CRESSMAN, George P. An experiment in objective analysis. **Tellus**, v. 6, n. 4, p. 309-318, 1954.
- HÄRTER, Fabrício *et al.* Um Sistema Previsor Baseado no WRF em Fase de Testes no INMET. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia**, v. 32, p. 35-41, 2008.
- HONG, Song-You; JUANG, Hann-Ming Henry; ZHAO, Qingyun. Implementation of prognostic cloud scheme for a regional spectral model. **Monthly weather review**, v. 126, n. 10, p. 2621-2639, 1998.
- HONG, Song-You; DUDHIA, Jimmy; CHEN, Shu-Hua. A revised approach to ice microphysical processes for the *bulk* parameterization of clouds and precipitation. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 1, p. 103-120, 2004.
- ILLINGWORTH, A. J. *et al.* Exploiting existing ground-based remote sensing networks to improve high-resolution weather forecasts. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 96, n. 12, p. 2107-2125, 2015
- INMAN, R. L. Operational objective analysis schemes at the National Severe Storms Laboratory. **Tech. Cir**, n. 10, 1970.

- IRIART, P. G.; CARVALHO, M. V. C.; PEREIRA NETO, A.V. MANUAL DE INSTALAÇÃO, COMPILAÇÃO E EXECUÇÃO DO SISTEMA DE MODELAGEM NUMÉRICA WRF NO ICEA. **Subdivisão de Climatologia e Arquivo Meteorológico (PBCA), Instituto de Controle do Espaço Aéreo (ICEA)**, São José dos Campos, 2011.
- IRIART, P. G.; SILVA, A. F. G.; FISCH, Gilberto. USO DE MODELOS ATMOSFÉRICOS DE ALTA RESOLUÇÃO PARA A DETERMINAÇÃO DOS VENTOS NO CENTRO DE LANÇAMENTO DE ALCÂNTARA. **Ciência e Natura**, p. 402-404, 2013.
- KALNAY, Eugenia. **Atmospheric modeling, data assimilation, and predictability**. Cambridge university press, 2003.
- KUO, Ying-Hwa; GUO, Yong-Run. *Dynamic initialization using observations from a hypothetical network of profilers*. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 9, p. 1975-1998, 1989.
- LEMON, Leslie R.; DOSWELL III, Charles A. *Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis*. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1184-1197, 1979.
- LIN, Yuh-Lang; FARLEY, Richard D.; ORVILLE, Harold D. *Bulk parameterization of the snow field in a cloud model*. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 22, n. 6, p. 1065-1092, 1983.
- LMA. **Sistema de Diagnóstico e Prognóstico de Parâmetros Meteorológicos: Relatório I de Progresso de Pesquisa**. Laboratório de Meteorologia Aplicada, Dept. Meteorologia, Instituto de Geociências, Centro de Ciências da Matemática e da Natureza, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2014. 20 p.
- LORENZ, E. N. Atmospheric predictability experiments with a large numerical model. **Tellus**, v. 34, n. 6, p. 505-513, 1982.
- LUNDQUIST, K. A. *Immersed boundary methods for high-resolution simulation of atmospheric boundary-layer flow over complex terrain*. 2010. 179 f. Tese de Doutorado – **Graduate Division, Mechanical Engineering, University of California, Berkeley**. 2010.

- MARWITZ, J.D.: “*The Structure and Motion of Severe Hailstorms. Part I: Supercell Storms*”. **J. Appl. Meteorology**, 11, p. 166-179, 1972a.
- MENEZES, W. F. Tempestades severas: um modelo para latitudes subtropicais. Tese de Doutorado, **Dept. Ciências Atmosféricas, Inst. Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas**, Universidade de São Paulo, 174 pp., 1998.
- MLAWER, Eli J. *et al.* *Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave*. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 102, n. D14, p. 16663-16682, 1997.
- NEWTON, C.W., and J.C. FRANKHAUSER. “*Movement and Propagation of Multicellular Convective Storms*”. **Pure Appl. Geophys.**, 113, p. 747-764, 1975.
- NUSS, Wendell A.; TITLEY, David W. *Use of multiquadric interpolation for meteorological objective analysis*. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 7, p. 1611-1631, 1994.
- ORLANSKI, Isidoro. *A rational subdivision of scales for atmospheric processes*. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 56, p. 527-530, 1975.
- PADILHA, S. F. Simulações de eventos de chuvas intensas no estado do Rio de Janeiro usando o modelo WRF. 2011. Dissertação de Mestrado. **Dept. Meteorologia, Instituto de Geociências, Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza**, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- PANOFSKY, R. A. *Objective weather-map analysis*. **Journal of Meteorology**, v. 6, n. 6, p. 386-392, 1949.
- PAULSON, Ca A. *The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer*. **Journal of Applied Meteorology**, v. 9, n. 6, p. 857-861, 1970.
- RAY, M. L.; ROGERS, A. L.; MCGOWAN, J. G. *Analysis of wind shear models and trends in different terrains*. **University of Massachusetts, Department of Mechanical and Industrial Engineering, Renewable Energy Research Laboratory**, 2006.

- RICHARDSON, Lewis Fry. *Weather prediction by numerical process*. Cambridge University Press, 2007.
- RODRIGUES, J. C.; FRANÇA, G. B.; ALMEIDA, M. V. Análise Espacial e Temporal e Desenvolvimento de Modelo de Previsão de Tesouras de Vento a Curto Prazo Utilizando Rede Neural Artificial (RNA). In: **Jornada Nacional de Iniciação Científica**. 2016.
- SHIMAKURA, S. E. Notas de Aula: Interpretação do coeficiente de correlação. Disponível em <http://leg.ufpr.br/~silvia/CE003/node74.html>. Acessado em: 02 setembro 2016.
- SILVA, A. F. G. AVALIAÇÃO DO MODELO WRF AO PERFIL DO VENTO NO CENTRO DE LANÇAMENTO DE ALCÂNTARA. 2013. 76f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – **Instituto de Pesquisas Espaciais**. São Paulo 2013.
- SKAMAROCK, William C. *et al.* *A description of the advanced research WRF version 2*. National Center For Atmospheric Research Boulder Co Mesoscale and Microscale Meteorology Div, 2005.
- SKAMAROCK, W. *et al.* *A description of the advanced research WRF version 3*. **NCAR technical note NCAR/TN/u2013475**, 2008
- STAUFFER, David R.; SEAMAN, Nelson L. *Multiscale four-dimensional data assimilation*. *Journal of Applied Meteorology*, v. 33, n. 3, p. 416-434, 1994.
- STEIN, U.; ALPERT, P. *Factor separation in numerical simulations*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 50, n. 14, p. 2107-2115, 1993.
- STENSRUD, David J. *Parameterization schemes: keys to understanding numerical weather prediction models*. Cambridge University Press, 2009.
- STEPHENS, G. L. *Radiation profiles in extended water clouds. II: Parameterization schemes*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 35, n. 11, p. 2123-2132, 1978.
- TALAGRAND, O. *Assimilation of observations, an introduction*. **J. Met.Soc. Japan** Special Issue 75, 1B, 191-209. 1997.

- UMEDA, Takato; MARTIEN, Philip T. *Evaluation of a data assimilation technique for a mesoscale meteorological model used for air quality modeling*. **Journal of applied meteorology**, v. 41, n. 1, p. 12-29, 2002.
- YAMADA, Tetsuji; MELLOR, George. *A simulation of the Wangara atmospheric boundary layer data*. **Journal of the Atmospheric sciences**, v. 32, n. 12, p. 2309-2329, 1975.
- WANG, Wei *et al.* *ARW version 3 modelling system user's guide*. 2009.
- WEBB, Eric K. *Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability*. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 96, n. 407, p. 67-90, 1970.
- WILKS, Daniel S. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic press, 2011. 676 p.
- WILSON, James W. *et al.* *Microburst wind structure and evaluation of Doppler radar for airport wind shear detection*. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 23, n. 6, p. 898-915, 1984.
- WMO, 2013: *Guide to the Global Observing System (WMO No. 488)*. Geneva.
- ZHANG, Dalin; ANTHES, Richard A. *A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data*. **Journal of Applied Meteorology**, v. 21, n. 11, p. 1594-1609, 1982.
- ZHENG, Yue *et al.* *Improving High-Resolution Weather Forecasts Using the Weather Research and Forecasting (WRF) Model with an Updated Kain-Fritsch Scheme*. **Monthly Weather Review**, v. 144, n. 3, p. 833-860, 2016.

Apêndice A

(Estabilidade na Camada Limite)

Estabilidade na Camada Limite

As condições de estabilidade definem o regime do escoamento se tornando um fator preponderante no estudo da camada limite. Para tentar caracterizar todas as formas de instabilidade, muitas propostas surgiram ao longo do tempo, algumas das quais vale a pena destacar.

Existem diversos fatores que contribuem para a instabilização (estabilização) do escoamento laminar (turbulento). A turbulência ocorrerá sempre que o escoamento estiver instável. Para que isto aconteça, é necessário que a soma dos fatores *desestabilizantes* seja superior à dos fatores estabilizantes. Visando uma avaliação mais direta da condição de estabilidade de uma camada atmosférica, os cientistas têm se utilizado de razões envolvendo um fator estabilizante com um fator *desestabilizante*.

Estabilidade Estática Local e Não Local

Como o nome já diz, a estabilidade estática não depende do movimento do vento, somente das condições de densidade das parcelas de ar. Assim, uma parcela de ar próxima à superfície que está sendo aquecida pela radiação solar que dimana da mesma estará menos densa do que o ar acima, o que promoverá uma convecção que transportará este ar menos denso para cima e levará o ar mais denso para baixo. Este é o princípio de comportamento das térmicas, que são estas parcelas de ar menos denso. Além da radiação, na camada limite planetária existem diversos outros fatores que agem como gatilhos para desencadear a referida convecção, tais como prédios, árvores, campos escuros (que se aquecem mais que os de cor mais clara por possuírem albedos maiores, absorverem mais radiação solar) entre outros. Por ser a forma mais comum de se encontrar na CLP, a estabilidade estática é geralmente a utilizada para inferir a convecção.

A estabilidade estática pode ainda ser classificada como local e não local. A estabilidade estática local é determinada pelo *lapse rate* local ($\partial\theta_v/\partial z$). Isto significa que a estabilidade de uma camada é definida pela avaliação exclusiva do *lapse rate* da própria camada.

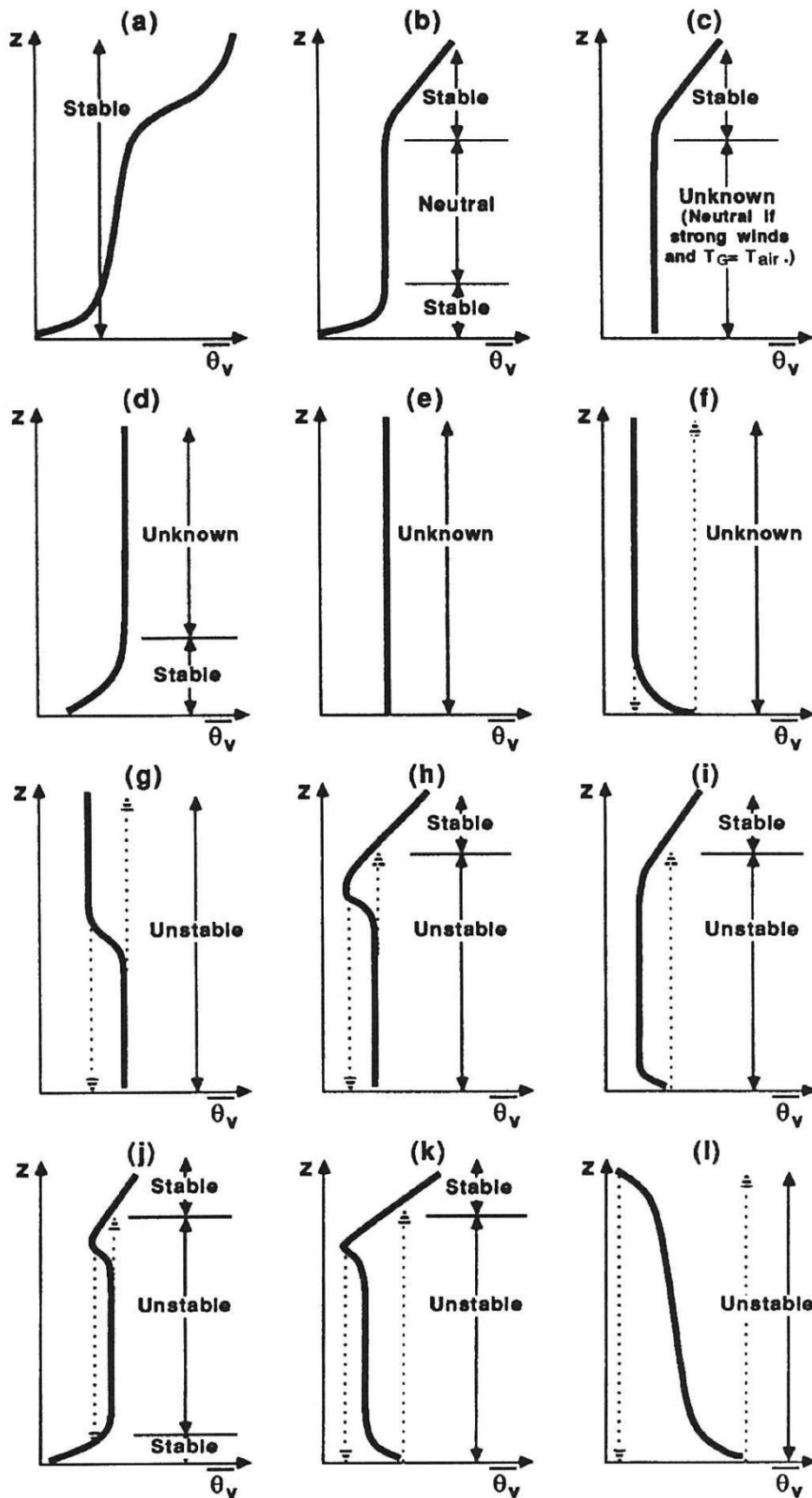


Figura A.1. Estabilidade estática como função do perfil de θ_v . Fonte: Stull, 1988.

Essa abordagem geralmente falha em camadas de mistura convectivas, porque a ascensão ou afundamento de térmicas dependem do seu excesso de fluatibilidade e não do *lapse rate* ambiental. Como se verifica nos perfis de Fig. A.1, a simples ocorrência de um *lapse rate* adiabático não implica a caracterização de um ambiente como neutramente estável. Um perfil adiabático pode indicar qualquer uma das três condições de estabilidade estática possíveis, dependendo da *convecção* e do *fluxo de fluatibilidade*⁹. Para a neutralidade estática, duas condições precisam ser atendidas: *lapse rate adiabático* **E** *nenhuma convecção* (movimento vertical do ar).

A definição *não local* da estabilidade estática leva este nome porque não se restringe a avaliar uma camada analisando somente a mesma, mas toda a estrutura da camada limite e também leva em conta os fluxos de fluatibilidade ($\overline{w'\theta'_v}$), classificando de maneira mais adequada a estabilidade de suas regiões. Na ausência de conhecimento sobre a convecção ou de medidas de fluxo de fluatibilidade, uma alternativa para se fazer uma análise não local é avaliar o perfil completo de $\overline{\theta}_v$. É preciso que se veja todo o perfil, pois a estabilidade de uma camada depende das camadas ao redor, fazendo que regiões de *lapse rate* adiabático possam ser classificadas, além de neutras, como instáveis ou estáveis. Um exemplo disso é a Fig. A.1, que apresenta várias possibilidades de perfis adiabáticos de $\overline{\theta}_v$ indicando as respectivas condições de estabilidade estática associadas a eles. Vale destacar, por exemplo, que quando uma camada *instável* se encontra abaixo de uma camada *adiabática*, o perfil é dito instável desde a camada instável original até o final da camada neutra, ou seja: *não pode haver camada neutra acima de uma camada instável*.

Estabilidade Dinâmica

A estabilidade dinâmica, como o nome indica, está relacionada à existência de ventos. É interessante notar que mesmo em condições de estabilidade estática, o cisalhamento do vento pode gerar turbulência dinamicamente. As ondas que estão associadas a este tipo de estabilidade são geradas quando o cisalhamento alcança valores altos o suficiente, dependendo também da estabilidade estática do ambiente. Elas são conhecidas como ondas de Kelvin-Helmholtz (KH).

⁹ É o fluxo vertical de temperatura virtual ($\overline{w'\theta'_v}$), multiplicado pela razão entre a aceleração da gravidade e a Temperatura virtual média do nível de referência (g/T_v). Fonte: AMS Glossary.

O Número de Richardson

Existem diversas formulações para o número de Richardson que variam de acordo com a complexidade dos termos usados em cada relação. Embora a equação de balanço da TKE deva ser avaliada com todos os seus termos, uma aproximação simplificada é comumente utilizada para se avaliar a turbulência. Nela é considerada apenas a razão entre os termos de produção de flutuabilidade e de produção mecânica. Esta razão é conhecida como Número de Richardson Fluxo (R_f).

$$R_f = \frac{\left(\frac{g}{\theta_v}\right) \overline{(w'\theta_v')}}{\overline{(u_i'u_j')}} \frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j} \quad (\text{A.1})$$

- Para $R_f < +1$, **escoamento é turbulento ou dinamicamente instável.**
- Para $R_f > +1$, **escoamento se torna laminar ou dinamicamente estável.**

O número de Richardson Fluxo consegue determinar se o escoamento turbulento se tornará laminar, **mas não se o laminar se tornará turbulento**. Além da turbulência, ele fornece também uma **indicação da estabilidade dinâmica**.

Uma segunda forma do número de Richardson é conhecida com Número de Richardson Gradiente (R_i). Nela, considera-se que a correlação da turbulência $-\overline{w'\theta_v'}$ pode ser considerada proporcional ao lapse rate $\partial \bar{\theta}_v / \partial z$, assim como $-\overline{u'w'}$ é proporcional a $\partial \bar{U} / \partial z$ e $-\overline{v'w'}$ é proporcional a $\partial \bar{V} / \partial z$.

$$R_i = \frac{\frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}}{\left[\left(\frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{V}}{\partial z} \right)^2 \right]} \quad (\text{A.2})$$

Com esta forma, é possível saber se um escoamento laminar passará a ser turbulento. Valores teóricos e de laboratório sugerem que um escoamento laminar se torna instável para a formação de ondas de Kelvin-Helmholtz, aquelas geradas pela instabilidade dinâmica.

Porém, como no dia a dia os meteorologistas não conseguem determinar estas derivadas locais, mas recebem dados pontuais discretos. Por isso, faz-se uma

discretização. Este procedimento modifica a expressão gerando uma nova forma do número de Richardson chamada *Bulk* (volume).

$$R_B = \frac{g \Delta \bar{\theta}_v \Delta z}{\bar{\theta}_v [(\Delta \bar{U})^2 + (\Delta \bar{V})^2]} \quad (\text{A.3})$$

Regiões onde o número de Richardson é pequeno são às usadas para indicar a profundidade da camada de superfície, devido à maior presença de cisalhamento. Vale destacar que o número de Richardson por si só **não fornece informações sobre a intensidade** da turbulência, somente da sua **existência ou inexistência**.

O Comprimento de Obukhov

Outro parâmetro relacionado com a estabilidade atmosférica é o parâmetro de comprimento de Obukhov. Ele **é utilizado para apontar a altitude na qual o termo de flutuabilidade é superior ao mecânico (ou quando se igualam) pela primeira vez**. Em situações convectivas, esta condição é atingida geralmente na altura de $z = -0,5L$. Ele emerge da multiplicação da equação da TKE (A.4) por $(-kz/u_*^3)$. Nesta equação, a variação da TKE (\bar{e}), representada pelos termos I (armazenamento local ou tendência da TKE) e II (termo advectivo pelo vento médio), é influenciada pelo: termo de consumo, ou produção de flutuabilidade (III), termo de produção/consumo mecânico, ou de cisalhamento, (IV), termo de transporte turbulento de TKE (V), termo de correlação de pressão (VI), termo dissipação viscosa (VII).

$$\frac{\overset{I}{\partial \bar{e}}}{\partial t} + \overline{U_j \frac{\partial \bar{e}}{\partial x_j}} = \overbrace{\delta_{i3} \frac{g}{\bar{\theta}_v} (\overline{u_j' \theta_v'})}^{\text{III}} - \overbrace{u_i' u_j' \frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j}}^{\text{IV}} - \frac{\partial (\overline{u_j' e})}{\partial x_j} - \frac{\overset{VI}{1} \partial (\overline{u_i' p'})}{\bar{\rho} \partial x_i} - \overset{VII}{\bar{\epsilon}} \quad (\text{A.4})$$

O termo III é definido como $\zeta = z/L$. Fazendo-se as devidas separações, define-se o comprimento de Obukhov (L) como:

$$L = \frac{-\bar{\theta}_v u_*^3}{\text{kg}(\overline{w' \theta_j'})_s} \quad (\text{A.5})$$

Onde k é a constante de Von Karman. Apesar de ser chamado de *parâmetro de estabilidade*, a magnitude de L **não é uma medida direta da intensidade da estabilidade dinâmica ou estática**. Contudo, **seu sinal está relacionado com a estabilidade estática: negativo significa instável; e positivo significa estável**. Como z é sempre positivo, em última análise, quem rege este sinal é o próprio comprimento de

Obukhov. A Tabela A.1 Mostra as condições de estabilidade associadas aos valores típicos para o comprimento de Obukhov e ζ .

Tabela A.10. Condições de estabilidade atmosférica e valores do parâmetro ζ e do comprimento de Obukhov. Fonte: Adaptado de Glossary of AMS, visitado em 06.06.2016.

| Parâmetro | Estável | Neutro | Instável |
|-----------|---------|-------------|----------|
| L | >0 | ≈ 0 | <0 |
| z/L | 1 a 5 | -1 > 0 > 1 | -1 a -5 |

Apêndice B

(Equações Governantes para o escoamento turbulento e o problema do fechamento)

Equações Governantes para o escoamento Turbulento e o Problema do Fechamento

De acordo com a literatura (STULL, 1988; COHEN *et al.*, 2015), existem dois aspectos principais que caracterizam o processo turbulento: a ordem do fechamento da turbulência e se a abordagem da mistura é local ou não local, conforme apresentado na seção 2.1.9.

No conjunto de equações que representam o escoamento turbulento, o número de variáveis desconhecidas é maior que o número de equações, isto é, o sistema é considerado aberto. Uma variável é considerada *desconhecida* se não existir nenhuma equação prognóstica ou diagnóstica para descrevê-la. Sempre que uma equação é acrescentada no sistema para descrever uma variável desconhecida, mais uma variável desconhecida é introduzida junto com a nova equação, num problema matemático conhecido como *Problema de Fechamento*.

Para exemplificar esta afirmativa, Stull (1988) apresenta a Tabela B.1, mostrando que ao se adicionar uma equação para encontrar o termo de correlação dupla, ou segundo momento estatístico, do tipo $\overline{u'_i u'_j}$, onde θ é a temperatura potencial, surge na nova equação um termo de terceiro momento estatístico, do tipo $\overline{u'_i u'_j u'_k}$. Esse padrão se repete para momentos superiores.

Tabela B.1. Exemplo simplificado das equações e variáveis desconhecidas para vários momentos estatísticos da equação do movimento, demonstrando o problema do fechamento para o escoamento turbulento. Fonte: Stull, 1988.

| Prognostic Eq. for: | Moment | Equation | Number of Eqs. | Number of Unknowns |
|-----------------------------|--------|--|----------------|--------------------|
| \overline{U}_i | First | $\frac{\partial \overline{U}_i}{\partial t} = \dots - \frac{\partial \overline{u'_i u'_j}}{\partial x_j}$ | 3 | 6 |
| $\overline{u'_i u'_j}$ | Second | $\frac{\partial \overline{u'_i u'_j}}{\partial t} = \dots - \frac{\partial \overline{u'_i u'_j u'_k}}{\partial x_k}$ | 6 | 10 |
| $\overline{u'_i u'_j u'_k}$ | Third | $\frac{\partial \overline{u'_i u'_j u'_k}}{\partial t} = \dots - \frac{\partial \overline{u'_i u'_j u'_k u'_m}}{\partial x_m}$ | 10 | 15 |

A fim de se determinar o truncamento matemático ou estatístico da descrição das turbulências, são feitas aproximações para se utilizar um número finito de equações, aonde as variáveis desconhecidas são aproximadas a números conhecidos. Cada aproximação é nomeada em função da equação prognóstica de maior ordem. Assim, o

tipo de fechamento cuja equação prognóstica de maior ordem é aquela para termos do tipo \bar{U}_i é dito fechamento de primeira ordem, para termos do tipo $\overline{u'_i u'_j}$, é dito fechamento de segunda ordem e assim por diante.

Apêndice C

(Parametrizações do Escoamento Turbulento)

Parametrizações do Escoamento Turbulento

Antes de adentrar nas peculiaridades de cada tipo de fechamento/parametrização, é importante assentar alguns conceitos, definições e regras fundamentais acerca do tema.

Conforme mencionado no Apêndice B, Stull (1988) recorda que os termos desconhecidos da equação prognóstica para o escoamento turbulento necessitam ser parametrizados em função de quantidades conhecidas e parâmetros. Por definição, é considerada uma quantidade conhecida toda quantidade para a qual existe uma equação prognóstica ou diagnóstica.

Até o momento, falou-se somente sobre *variáveis conhecidas*, porém existem ainda os *parâmetros* que também podem servir de argumentos para uma parametrização, como para os fluxos turbulentos. Um parâmetro é geralmente uma constante cujo valor fora previamente determinado e/ou tabelado empiricamente. Este parâmetro pode ser um termo isolado, uma constante multiplicativa ou o expoente de uma potência.

Por definição, a parametrização é uma aproximação da realidade, da natureza. Às vezes, o motivo pelo qual ela é empregada se deve ao fato de que algum processo físico ainda não foi totalmente compreendido ou descoberto. Noutras vezes, a física é simplesmente muito complexa para ser utilizada para determinados fins, como o que ocorre na geração de produtos operacionais, em razão da falta de capacidade computacional. Nas próximas seções, alguns modelos de parametrização são apresentados, segundo a descrição de Stull (1988).

C.1. Fechamento Local de Ordem Zero e Meia

O fechamento de ordem zero tem este nome por não empregar nenhuma equação prognóstica na determinação dos fluxos turbulentos. Na verdade, este fechamento não é considerado efetivamente uma parametrização local ou não local, justamente por não parametrizar os termos turbulentos. Nesta parametrização, o vento médio, a temperatura média, a umidade média, dentre outras quantidades médias, são considerados diretamente como uma função do tempo e do espaço.

No fechamento de meia ordem, um subconjunto das equações de primeiro momento é utilizado. Uma variação desta abordagem é o método *bulk*, no qual se assume um perfil para o vento ou para a temperatura, mas esta curva pode ser ajustada pelas informações de vento ou temperatura médios em toda camada.

C.2. Fechamento Local de Primeira Ordem

Segundo Stull (1988), este tipo de fechamento mantém as equações prognósticas somente para as variáveis médias de ordem zero, como vento (\bar{U} e \bar{V}), temperatura ($\bar{\theta}$) e umidade (\bar{q}). Para exemplificar, apresenta-se algumas das diversas equações prognósticas governantes num escoamento turbulento para as variáveis de ordem zero, ou variáveis médias. Considerando que o vento geostrófico V_g é conhecido (fornecido pelo modelo global, por exemplo), e o cenário idealizado de ambiente seco, horizontalmente homogêneo (retira termos do tipo $\bar{U}_j \frac{\partial A}{\partial x_j}$, sendo A uma variável qualquer) e sem subsidência (sem divergência):

$$\frac{\partial \bar{U}}{\partial t} = f_c(\bar{V} - \bar{V}_g) - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \quad (C.1)$$

$$\frac{\partial \bar{V}}{\partial t} = -f_c(\bar{U} - \bar{U}_g) - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} \quad (C.2)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = - \frac{\partial \overline{w'\theta'}}{\partial z} \quad (C.3)$$

As variáveis desconhecidas são os termos de segundo momento: $\overline{u'w'}$, $\overline{v'w'}$, $\overline{w'\theta'}$. Logo, precisa-se encontrar formas de parametrizar estes termos para que se possa fechar o sistema de equações acima. Permitindo ξ representar qualquer das variáveis acima (u, v, e θ), uma possível aproximação de fechamento de primeira ordem para os fluxos $\overline{u'_j \xi'}$ é:

$$\overline{u'_j \xi'} = -K \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial x_j} \quad (C.4)$$

Onde K é um escalar cuja unidade é $m^2.s^{-1}$ e $\partial \bar{\xi} / \partial x_j$ é o gradiente da variável nas 3 direções espaciais. Este escalar relaciona o fluxo turbulento com o gradiente da média da variável associada.

A equação acima indica que o fluxo será na direção contrária à do gradiente, o que é uma tendência observada não só na atmosfera como também em toda a natureza.

Este tipo de aproximação é chamado de **teoria do transporte de gradiente** ou **Teoria K**, e é considerada uma aproximação muito simples que falha em representar o efeito de grandes turbilhões (mais apropriada para abordagens locais).

K é chamado por diversos nomes diferentes na literatura: *viscosidade do turbilhão*, *difusividade do turbilhão*, *coeficiente de transferência do turbilhão*, *coeficiente de transferência turbulenta* ou *coeficiente de transferência gradiente*.

K pode assumir diferentes valores para as diferentes variáveis médias. Para quantidade de movimento, define-se K_m como a **viscosidade do turbilhão** (*eddy viscosity*) e para o calor e a umidade, analogamente tem-se K_h e K_e para as **difusividades do turbilhão**. A assunção de um K constante está distante da realidade. Na verdade, K deve ser parametrizado em função das variáveis conhecidas.

Uma das deficiências dessa teoria é que em situações de homogeneidade da variável, o fluxo sempre dará zero, ainda que exista um real fluxo. Isto porque homogeneidade implica um gradiente nulo, que zera o fluxo nesta parametrização ($\partial \bar{\xi} / \partial x_j = 0$, $\overline{u'_j \xi'} = 0$).

C.3. Fechamento Local de Uma Ordem e Meia

Neste tipo de fechamento, são utilizadas as equações prognósticas para as variáveis médias usuais de ordem 0, tais como vento, temperatura e umidade média (\bar{U} , \bar{V} , $\bar{\theta}$ e \bar{q}), bem como as equações para a variância dessas variáveis ($\overline{u'u'}$, $\overline{v'v'}$, $\overline{\theta'\theta'}$ e $\overline{q'q'}$). Geralmente, a equação da TKE é utilizada no lugar das variâncias da velocidade, o que gera alguns termos de terceiro momento.

Para esclarecer melhor esta ideia, apresenta-se o conjunto de equações C.5 proposto por Yamada e Mellor (1975) para um modelo de CLP. Este modelo considera a **aproximação de Boussinesq**¹⁰ para um cenário de **ambiente seco, sem subsidência e horizontalmente homogêneo**. Esta última consideração implica somente considerar os fluxos verticais, o que é uma premissa comum na maioria das parametrizações de camada limite existentes (STENRUD, 2009).

¹⁰ Uma aproximação para as equações dinâmicas de movimento na qual a densidade é considerada constante, exceto pelo termo de flutuabilidade, $-g\rho'$, da equação de velocidade vertical, onde g é a aceleração gravitacional e ρ' é o desvio da densidade.

$$\frac{\partial \bar{U}}{\partial t} = f_c(\bar{V} - \bar{V}_g) - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \quad (\text{C.5a})$$

$$\frac{\partial \bar{V}}{\partial t} = -f_c(\bar{U} - \bar{U}_g) - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} \quad (\text{C.5b})$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = - \frac{\partial \overline{w'\theta'}}{\partial z} \quad (\text{C.5c})$$

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = -\overline{u'w'} \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial \bar{V}}{\partial z} + \frac{g}{\bar{\theta}} \overline{w'\theta'} - \frac{\partial [\overline{w'((p'/\rho) + e)}]}{\partial z} - \epsilon \quad (\text{C.5d})$$

$$\frac{\partial \overline{\theta'^2}}{\partial t} = -2\overline{w'\theta'} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} - \frac{\partial \overline{w'\theta'^2}}{\partial z} - 2\epsilon_\theta - \epsilon_R \quad (\text{C.5e})$$

Onde $e = \frac{1}{2}(u'_i)^2$ e as variáveis desconhecidas são os:

- Segundos momentos: $\overline{u'w'}$, $\overline{v'w'}$, $\overline{w'\theta'}$ e $\frac{\overline{w'p'}}{\rho}$.
- Terceiros momentos: $\overline{w'e}$ e $\overline{w'\theta'^2}$.
- Termos de dissipação: ϵ , ϵ_θ e ϵ_R .

Apesar da inclusão das equações de variância não ter eliminado nenhum dos fluxos desconhecidos e ter acrescentado mais 6 desconhecidos, existe uma razão para serem utilizadas: o conhecimento da TKE (proporcional à variância da velocidade, $\partial \bar{e}/\partial t$) e da variância da temperatura ($\partial \overline{\theta'^2}/\partial t$) permite uma melhor descrição da turbulência. Assim, pode-se parametrizar a difusividade turbulenta, K , em função destas duas grandezas prognosticadas (e , θ^2), ao invés apenas da estabilidade e do cisalhamento. Neste sentido, Yamada e Mellor (1975) sugerem o conjunto de parametrizações C.6 para as variáveis desconhecidas acima:

$$\overline{u'w'} = -K_m(\bar{e}, \overline{\theta'^2}) \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \quad (\text{C.6a})$$

$$\overline{v'w'} = -K_m(\bar{e}, \overline{\theta'^2}) \frac{\partial \bar{V}}{\partial z} \quad (\text{C.6b})$$

$$\overline{w'\theta'} = -K_H(\bar{e}, \overline{\theta'^2}) \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} - \gamma_c(\bar{e}, \overline{\theta'^2}) \quad (\text{C.6c})$$

$$\overline{w' \left[\left(\frac{p'}{\bar{p}} \right) + e \right]} = \frac{5}{3} \Lambda_4 e^{-1/2} \frac{\partial \bar{e}}{\partial z} \quad (\text{C.6d e C.6f})$$

$$\overline{w'\theta'^2} = \Lambda_3 e^{-1/2} \frac{\partial \overline{\theta'^2}}{\partial z} \quad (\text{C.6g})$$

$$\epsilon_R = 0, \quad \epsilon = \frac{\bar{e}^{3/2}}{\Lambda_1}, \quad \epsilon_\theta = \frac{\bar{e}^{1/2} \overline{\theta'^2}}{\Lambda_2} \quad (\text{C.6h, C.6i e C.6j})$$

Onde os fatores Λ são parâmetros de comprimento de escala determinados empiricamente, ajustando-os por tentativa e erro a dados observacionais ou de laboratório. Como se pode perceber, um problema com este fechamento é que os comprimentos de escala são muito arbitrários, além de aparentemente tenderem a se ajustar às situações capturadas pelas observações que serviram de base para sua geração, tornando-se soluções locais; sem uma característica universal perdendo a validade para outras regiões do globo. Para a representação de K , Stull (1988) aproxima a expressão de Yamada e Mellor (1995) para:

$$K = \Lambda e^{-1/2} \quad (C.7)$$

Verifica-se pelas equações C.6 que os termos de segunda correlação ($\overline{w'\theta'}$, $\overline{u'v'}$) são aproximados em função dos gradientes dos valores médios. Analogamente, os termos de correlação tripla são aproximados em função do gradiente dos termos de segunda correlação, ex.: $\overline{w'\theta'^2}$ escoia no sentido oposto ao gradiente da variância da temperatura $\partial\overline{\theta'^2}/\partial z$. Como se pode observar, neste exemplo de parametrização, muito comum nos esquemas de camadas limite atuais, os termos de ordem superior de fechamento são similares aos de primeira ordem, pois ambos dependem dos gradientes locais e das próprias variáveis conhecidas.

Os termos de dissipação e as variâncias da temperatura são modelados de maneira proporcional às suas respectivas variáveis. Eles são usados como medida da turbulência, uma vez que quanto mais intensa a turbulência, mais rapidamente ocorrerá a dissipação ou o consumo da turbulência.

O parâmetro γ_c é adicionado à parametrização C.6c a fim de permitir fluxo de calor mesmo em ambientes sem gradientes nas variáveis médias ($\partial\overline{\theta}/\partial z$). Isto possibilita uma melhor representação da camada de mistura, que apesar de não ter gradientes de variáveis médias relevantes, tem forte transporte pelos turbilhões maiores (vide Seção 2.2.2).

Geralmente o sistema de equações C.5 e C.6 não consegue ser resolvido analiticamente, devido à sua complexidade. Faz-se uma aproximação para equações em diferenças finitas e estas são resolvidas numericamente num computador.

Além da vantagem de se parametrizar melhor as difusividades, em função do conhecimento de e e θ^2 , existem outros benefícios dessa abordagem. São eles:

- Os esquemas de ordem superior criam camadas de mistura bem homogêneas durante o dia, as quais aumentam de profundidade com o tempo, o que está de acordo com as observações;
- À noite, é possível observar sinais do jato noturno (vide seção 2.1.3);
- Os valores da turbulência respeitam melhor a variação diurna, alta durante o dia e baixa durante a noite.

Contudo, uma desvantagem natural do fechamento de 1,5 ordem é o custo computacional. Conforme mencionado em Stensrud (2009), vale ressaltar que apesar do esquema de ordem não inteira apresentado conter duas equações prognósticas, sendo uma para TKE e outra para a variância da temperatura potencial, nem todos assim o fazem. Na verdade, muitos contêm apenas a equação da TKE, ficando a difusividade do turbilhão somente dependente da TKE, além das usuais grandezas.

Apêndice D

(Parametrizações Físicas no WRF)

Parametrizações Físicas no WRF

Como as parametrizações que influenciam mais diretamente o vento são a de superfície terrestre, a de camada de superfície e, sobretudo, a de camada limite planetária, estas estão resumidas nas próximas seções.

D.1. Camada de Superfície

Conforme descrito por Skamarock (2008), os esquemas de camada de superfície do WRF calculam as velocidades de fricção (u^* , θ^* e q^*) e os coeficientes de transferência (C_d , C_h e C_q), que permitem o cálculo do fluxo de calor e de umidade na superfície pela parametrização de superfície terrestre, e da tensão em superfície pelos esquemas de CLP. Sobre corpos d'água, o próprio modelo de camada de superfície calcula os fluxos em superfície e os campos diagnósticos de superfície. O esquema não fornece tendências, somente informações dependentes da estabilidade atmosférica sobre a camada de superfície para os esquemas de superfície terrestre e de CLP. Alguns dos modelos de camada de superfície estão necessariamente atrelados a esquemas específicos de superfície terrestre, a fim de que possam funcionar corretamente.

D.2. Modelo de Superfície Terrestre

Os modelos de superfície terrestre (MST) usam informações atmosféricas do esquema de camada de superfície, da forçante radiativa do esquema de radiação e a forçante de precipitação dos esquemas de cumulus e de microfísica de nuvens, juntamente com informações das variáveis de estado terrestres e das propriedades da superfície terrestre (contidas no arquivo LANDUSE.TBL), para fornecer os fluxos de calor e de umidade dos pontos de grade sobre o continente e sobre o gelo. Estes fluxos são utilizados como condição de contorno inferior para o transporte vertical feito pelos esquemas de CLP ou pelos esquemas de difusão vertical, como no modo de Grandes Turbilhões (*Large Eddy Simulations, LES*). O referido esquema, a exemplo dos de camada de superfície, também não fornece tendências, mas atualiza as variáveis de estado terrestres, incluindo a temperatura do solo (*skin temperature*), perfil de temperatura e umidade do solo, cobertura de neve e propriedades do dossel.

D.3. Camada Limite Planetária

Este modelo é responsável pelos fluxos verticais da escala de subgrade gerados por turbilhões em toda a coluna atmosférica e não apenas para a camada limite (o modelo de superfície terrestre calcula os fluxos de calor e umidade na superfície, o modelo de camada de superfície calcula o fluxo de quantidade de movimento? e o de CLP os calcula para todo o restante da coluna do modelo). Portanto, quando um esquema de CLP está ativado, a difusão vertical explícita (a ser usada) fica desativada, pois esta difusão será fornecida pelo modelo de CLP. As escolhas de difusão horizontais mais adequadas são aquelas baseadas na deformação horizontal ou valores constantes de K_h onde a mistura horizontal e vertical são tratadas separadamente.

O esquema de CLP determina os perfis verticais de fluxo dentro da camada limite bem misturada e da camada estável, portanto, fornece tendências para a temperatura, a umidade (incluindo nuvens baixas, nevoeiro, dentro da CLP) e a quantidade de movimento horizontal em toda a coluna atmosférica. A maioria dos esquemas de CLP considera mistura seca (sem umidade), mas também pode incluir efeitos de saturação na estabilidade vertical que determina a mistura.

Os esquemas de CLP são unidimensionais (representam apenas a difusão vertical) e assumem que existe uma clara separação de escalas entre os turbilhões de subgrade e os turbilhões resolvidos, o que pode não ser tão correto se a resolução horizontal for da ordem de algumas centenas de metros, quando os turbilhões da camada limite podem começar a ser resolvidos. Neste caso, que é o deste trabalho, indica-se a utilização de um esquema de turbulência de subgrade local totalmente tridimensional, como o esquema de difusão de TKE, similar à equação A.4.

Apêndice E

(Breve Histórico da Modelagem)

Breve Histórico da Modelagem

Antes de entrar no tópico de assimilação de dados, é interessante recordar alguns aspectos do início da modelagem numérica do tempo. Aparentemente, o primeiro pesquisador que vislumbrou a possibilidade de se prevê o estado do tempo foi Vilhelm Bjerknes por volta de 1900. No entanto ele não logrou equacionar o problema da previsão do tempo. Em seguida (1910), Lewis Fry Richardson, através de equações diferenciais e se utilizando de seres humanos para efetivar os cálculos, conseguiu realizar o que seria a primeira previsão numérica do tempo. Apesar do grande avanço e ousadia, o resultado foi desastroso em virtude da incorporação de módulos *não físicos*, resultantes do *não balanceamento* das condições iniciais, que fizeram com que ondas de gravidade e de som aumentassem rapidamente a pressão (146hPa em 6h de simulação!). Charney (1948, 1949) e Eliassen (1949) resolveram este problema filtrando as ondas de gravidade e de som nas equações de movimento apenas no campo de pressão, baseando-se no balanço quasi-geostrófico.

Desde então, a modelagem computacional se transformou numa ferramenta que vem se tornando progressivamente mais indispensável. O uso desta ferramenta é de suma importância na pesquisa e operação em Meteorologia, uma vez que se torna impossível a realização de determinados experimentos (ex.: modificar o balanço de radiação para um valor hipotético), além do elevado custo para outros experimentos de campo considerados inviáveis financeiramente. Especialmente nos últimos anos, a crescente capacidade de processamento dos supercomputadores tem propiciado uma representação cada vez mais detalhada e precisa dos processos físicos, agregando qualidade às simulações.

Apêndice F

(Breve Histórico em Assimilação de Dados e Alguns Conceitos Básicos)

Breve Histórico em Assimilação de Dados e Alguns Conceitos Básicos

Em experimentos iniciais, Richardson (1922) e Charney *et al.* (1950) realizaram interpolações manuais das observações disponíveis em pontos de grade e esses campos de condições iniciais eram digitados manualmente, procedimento que consumia um tempo considerável. Charney (1950) ainda ressaltou que a subjetividade inserida pelo analista poderia causar incorreções nas análises e sugeriu a o desenvolvimento de métodos de análise objetiva. Para solucionar o problema, surgiram propostas (PANOFSKY, 1949, GILCHRIST e CRESSMAN, 1954, BARNES, 1964, 1978) para interpolar os dados observacionais para uma grade regular.

Panofsky (1949) desenvolveu o primeiro algoritmo de análise objetiva, que se baseava em interpolação polinomial quadrática voltado para o vento, mas que levava em conta a elevação (altura geopotencial). Por utilizar uma única função para ajustar todas as observações (todos os pontos), este método foi considerado “global”.. Gilchrist e Cressman (1954) desenvolveram um esquema de polinômio quadrático “local” para a altura geopotencial, no qual um polinômio quadrático em x e em y era definido para cada ponto de grade. Ambos os métodos utilizam o método dos mínimos quadrados para encontrar os coeficientes. Nesta última proposta, porém, por se tratar de um polinômio local, os coeficientes dos polinômios para cada ponto de grade eram determinados através da minimização da diferença quadrática média (*mean square difference*) entre o polinômio e as observações próximas ao ponto de grade, dentro de um raio de influência (RIN).

Contudo, existia um problema ainda maior que a interpolação espacial dos dados: o número de observações era inferior ao número de pontos do modelo. Na verdade, este é um problema que perdura até hoje dada a impossibilidade de se ter observações em todos pontos do globo representados pelo modelo. Segundo Kanlay (2003), o número de graus de liberdade num MPNT é da ordem de 10^7 , enquanto o de observações varia em torno de 10^4 . Além disso, sua distribuição no espaço e no tempo é muito irregular, apresentando um contraste significativo onde áreas com alta e baixas densidades observacionais se misturam.

Para contornar tal problema, viu-se a necessidade de se ter uma grade completa que pudesse ser usada como ponto de partida. Esta base de dado ficou conhecida como campo de *background* ou *first guess* (campo inicial, primeira estimativa, primeiro chute,

informação *a priori*). Inicialmente, esta estimativa era feita a partir da climatologia, ou de uma combinação entre climatologia e uma previsão de curto prazo (GANDIN, 1963, BERGTHORSSON e DÖÖS, 1955). Com a melhoria nas previsões, o uso de uma previsão de curto prazo sozinha como FG já se tornou o suficiente, sendo hoje um procedimento largamente utilizado nos grandes centros operacionais num processo conhecido como “ciclo de assimilação”. Além desta razão, existem outras para o uso de previsões de curto prazo como FG, tais como:

- i. Assume-se que a previsão de curto prazo é uma boa base para a análise, uma vez que ela provém de um bom modelo;
- ii. Ela retém informação de observações anteriores;
- iii. Permite transportar informações de regiões com alta densidade de observações para regiões com baixa densidade. Por este transporte, Kalnay (2003) definiu que todo método de assimilação de dados que utiliza uma previsão de curto prazo como FG é chamado de assimilação de dados de 4 dimensões (4DDA)
- iv. Permite que a análise combine observações de diferentes parâmetros, fontes e qualidades através da geração de pontos de comparação para controle de qualidade e atribuição de peso a estas observações;
- v. Seus campos são consistentes dinamicamente e fisicamente;
- vi. Modelos de previsão conseguem manter uma consistência numérica que permite uma maior garantia de que a próxima previsão será boa, ou dentro do esperado como bom ponto de partida.

Por estas razões não se utilizam as observações diretamente nas análises, mas elas são usadas para fazer correções ao first guess, também chamadas de incrementos ou inovações.

Apêndice G

(Parametrizações de K)

Parametrizações de K

Conforme mencionado previamente, a viscosidade turbulenta não deve ser mantida constante, mas parametrizada com base na estabilidade do escoamento. Esta parametrização deve levar em conta uma série de restrições:

a) $K=0$, para ausência de turbulência;

b) $K=0$, no solo;

c) K aumenta com a TKE;

d) K varia com a estabilidade estática (inclusive, ele deve ser dividido em componentes para cada direção considerando-se uma turbulência anisotrópica);

e) $K \geq 0$, levando-se em conta a analogia com a viscosidade.

Esta última regra é consistente com a realidade, pois que a conceituação normal da teoria do pequeno turbilhão é de que o fluxo corra do maior para o menor valor da variável média, num fluxo contrário ao gradiente. Tais transportes *anti-gradiente* estão associados a valores positivos de K, consistente com a analogia com a viscosidade.

Contudo, na atmosfera real, observa-se situações de transporte **na mesma direção** de crescimento da grandeza, isto é, contrário ao comportamento esperado, que seria de transporte **em direção aos** menores valores da grandeza. Este comportamento ficou conhecido como fluxo *contra-gradiente*. A explicação física para isso é que grandes turbilhões associados a térmicas, ou bolsões de ar quente ascendem na atmosfera, transportando as propriedades independentes dos gradientes locais da variável. Como se pode perceber, a Teoria dos Pequenos Turbilhões não é capaz de representar tal comportamento anormal, uma vez que respeita uma premissa contrária a este (e), não sendo indicada para camadas de mistura convectiva ou situações de instabilidade convectiva. Porém, na tentativa de fazer esta teoria funcionar melhor em situações de camada limite convectiva, quando há ocorrência de grandes turbilhões, permite-se que K assumam valores negativos (desconsiderando a premissa e) para que assim se possa admitir um transporte contra-gradiente.

Apêndice H

(Teoria do Comprimento de Mistura)

Teoria do Comprimento de Mistura

A teoria do comprimento de mistura assume que a turbulência está ocorrendo num ambiente estaticamente neutro, com gradientes de umidade e vento lineares, conforme representado na Figura H.1.

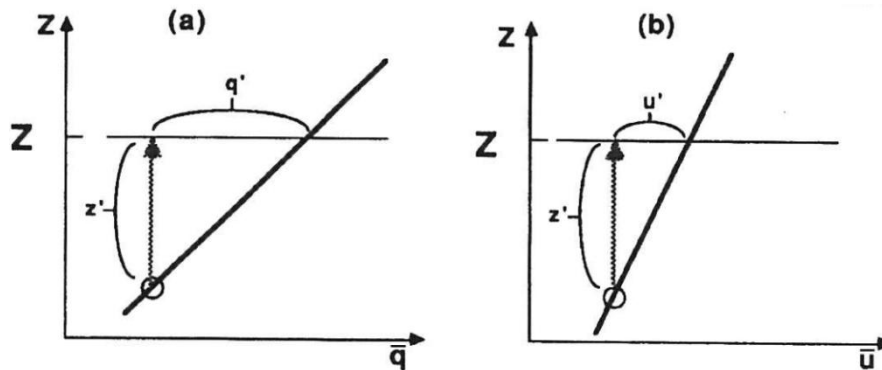


Figura H.1. Movimento de uma parcela de ar (seta) num ambiente com gradientes de vento e umidade lineares (linha cheia). Fonte: Stull, 1988.

Se um turbilhão mover uma parcela de ar na vertical a uma altura de z' (comprimento do turbilhão) a partir de uma altura de referencia Z , pode-se expressar a diferença entre a umidade desta parcela de ar e a umidade do ambiente ao seu redor pode ser expressa pela equação H.1 (considera-se que não há mistura, de forma que não há variação na quantidade de q durante o deslocamento).

$$q' = - \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} z' \quad (\text{H.1})$$

Analogamente, tem-se para o vento:

$$u' = - \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} z' \quad (\text{H.2})$$

Para que uma parcela se mova para cima uma distância de z' , é necessário que haja uma velocidade vertical w' . Considerando que a natureza dessa turbulência seja tal que w' é proporcional a u' , pode-se escrever $w' = -cu'$, onde c é uma constante de proporcionalidade para o vento da Figura H.1b. Substituindo u' (H.2) nesta expressão:

$$w' = c \left| \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \right| z' \quad (\text{H.3})$$

Nesta expressão verifica-se que a magnitude do cisalhamento é importante para determinar a intensidade da velocidade vertical.

Utilizando a definição de fluxo turbulento cinemático de umidade R , $\overline{w'q'}$, podemos encontrar uma expressão para tal fluxo multiplicando-se H.2 por H.3 e fazendo a média do espectro de diferentes tamanhos z' de turbilhões, resultando na equação H.3, onde z^2 é a variância da distância de deslocamento da parcela. Dessa forma, pode-se definir o **comprimento de mistura**, l , por $l^2 = \overline{cz'^2}$, que pode ser entendido como a *distância média que uma parcela se desloca num processo turbulento* que gera o fluxo de umidade, ou a *extensão da mistura ocasionada pelos turbilhões*. Isto culmina com a derradeira expressão H.4 para R . Esta é diretamente análoga à Teoria K para $K_E = l^2 \left| \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \right|$. Isto significa que a magnitude de K_E aumenta com o cisalhamento de vento e com o comprimento de mistura (habilidade da turbulência em causar mistura).

$$R = \overline{w'q'} = -l^2 \left| \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \right| \cdot \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right) \quad (\text{H.4})$$

Na camada de superfície, o comprimento dos turbilhões é limitado pela superfície da Terra. Utiliza-se a constante de von Karman (k) usada para determinar o formato logarítmico do vento na camada de superfície. Fazendo uma analogia com a constante de proporcionalidade c , $c = k^2$. O que implica a equação H.5:

$$K_E = k^2 z^2 \left| \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \right| \quad (\text{H.5})$$

Para a camada limite estável, Delage (1974, apud Stull, 1988) propôs a equação H.6 como parametrização para o comprimento de mistura, l , que serviu de base para diversas outras:

$$\frac{1}{l} = \frac{1}{kz} + \frac{1}{0,0004 G f_c^{-1}} + \frac{\beta}{kL_L} \quad (\text{H.6})$$

É necessário esclarecer que existem limitações na Teoria do Comprimento de Mistura: a) a relação linear entre w' e z' considerada em H.3 só é válida para turbulência gerada **mecanicamente**, ou seja, para condições de neutralidade estática, apesar da Teoria K ter sido aplicada a situações de estabilidade estática e b) os gradientes lineares de vento e umidade considerados em H.1 e H.2 só são representativos da atmosfera real para distâncias pequenas, muito próximas do nível de referência, o que faz a Teoria do Comprimento de Mistura ser uma Teoria de Pequenos Turbilhões (mais adequada para representar turbilhões de menor escala).