

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**João Augusto Hackerott**

**Simulação numérica a partir do modelo WRF e  
análise de ventos em superfície na região da Baía de  
Guanabara (RJ)**

**Dissertação de Mestrado**

**ORIENTADOR: Prof.Dr. Adilson Wagner Gandu**

**São Paulo, abril de 2013**

**JOÃO AUGUSTO HACKEROTT**

**Simulação numérica a partir do modelo WRF e  
análise de ventos em superfície na região da Baía de  
Guanabara (RJ)**

Dissertação apresentada ao Instituto de  
Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas  
da Universidade de São Paulo para obtenção do  
título de Mestre em Ciências Atmosféricas.

Área de concentração: Meteorologia.  
Orientador: Prof. Dr. Adilson Wagner Gandu.

Versão Corrigida. O original encontra-se  
disponível na Unidade.

SÃO PAULO  
2013

# SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	ii
RESUMO .....	iii
ABSTRACT .....	iv
LISTA DE FIGURAS .....	v
LISTA DE TABELAS .....	xi
LISTA DE ABREVIATURAS.....	xii
Introdução.....	1
1. Pressupostos teóricos .....	4
1.1 Meteorologia e Olimpíada.....	4
1.2 Circulações locais .....	9
1.2.1 Definição.....	9
1.2.2 Revisão bibliográfica .....	14
1.3 Climatologia no Rio de Janeiro.....	20
1.4 Modelo WRF.....	24
2. Dados e metodologia.....	26
2.1 Tratamento de dados.....	26
2.2 Modelos .....	33
2.3 Análise do desempenho das previsões dos modelos.....	43
2.4 Estudo de casos na região simulada.....	45
3. Resultados.....	47
3.1 Análise das observações .....	47
3.2 Validação do modelo .....	59
3.2.1 Caracterização de agosto de 2012 .....	59
3.2.2 Avaliação da previsão do WRF em escala sinótica.....	61
3.2.3 Avaliação da previsão do WRF em meso escala.....	65
3.3 Estudo de caso.....	105
Conclusões.....	120
Sugestões para trabalhos futuros .....	125
ANEXO A .....	126
Referências bibliográficas .....	127

## AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Adilson Wagner Gandu que vem me ensinando, orientando e incentivando desde a graduação, quando iniciei os trabalhos científicos.

À Profa. Dra. Claudine P. Dereczynski que ajudou nas correções desta dissertação.

Aos professores do IAG-USP, em especial o Prof. Dr. Edmilson D. de Freitas, o Prof. Dr. Ricardo de Camargo, a Prof<sup>a</sup> Dra. Rosmeri P. da Rocha e a Prof<sup>a</sup> Dra. Rita Y. Ynoue, pelas discussões, sugestões e ensinamentos nestes seis anos de graduação e mestrado no IAG-USP.

À minha família que me apoiou e me incentivou nos estudos, em especial meus pais, Fernando R. Hackerott e Maria M. Hackerott que ajudaram revisando meus trabalhos.

Aos amigos do lab. MASTER-USP, em especial, Jean Peres, Bruno Biazeto, Enzo Todesco, Pedro D. P. Lopes e Fabrício Branco, que me aturaram e me forneceram suporte durante todos estes anos. Sem eles esta dissertação provavelmente não apareceria.

Ao Júnior (Francisco C. Vasconcelos Jr.) que me ajudou em várias discussões e me deu suporte nos programas em linguagem shell.

À aluna Natália Pillar do IAG-USP e aos amigos do IO-USP, em especial Fabrício S. Oliveira, que me ajudaram com o MatLab.

Aos amigos do IAG, Fabíola S. Silva, Tássio S. Costa, Thiago S. D. Degola, Júlio C. Moraes, Renato K. Braghieri, Mayara O. Santos, Samira Azevedo, Pamela Dominutti, Luiz Felipe, Cinthia Arellano, Angel V. Vela e Alessandra Amaral que me apoiaram em todos os momentos.

Aos amigos do lab. GEM-USP Nathalie T. Boiaski, Tatiane Martins, Camila Carpenedo e Fabio U. F. de Lima.

Aos técnicos de computação do IAG-USP, Sebastião A. da Silva, Samuel R. Silva e Djalma V. de Melo.

Às secretárias do Departamento de Ciências Atmosféricas da USP, que me deram suporte todas as vezes que precisei.

Às bibliotecárias do IAG-USP, que sempre me atenderam bem.

Aos amigos da vela e do CEPEUSP.

Ao CEPEUSP pela bolsa do PROGRAMA DE INCENTIVO E SUPORTE TÉCNICO – A USP NOS JOGOS OLÍMPICOS E PARAOLÍMPICOS 2016.

Ao CNPQ que me financiou durante a Iniciação Científica (graduação) e no primeiro ano de mestrado.

## RESUMO

A região da Baía de Guanabara (RJ) será palco das Olimpíadas em agosto de 2016. Modalidades de vela são altamente dependentes das condições do vento em superfície. Assim, o escoamento em superfície, ocasionado pela combinação de diferentes tipos de circulações locais com os escoamentos de escala sinótica, foi estudado a partir de dados registrados em sete estações meteorológicas de superfície no município do Rio de Janeiro. Para caracterizar espacialmente os ventos em superfície foram utilizadas simulações do modelo WRF.

Três tipos de circulações locais na região foram identificados: brisa marítima, brisa terrestre e brisa vale-montanha. Entretanto, não foi encontrada interação entre elas. A circulação de ilha de calor não ficou evidente nos dados de vento das estações, embora haja alguns indícios de sua existência nos dados de temperatura simulados e observados. A região também apresenta variabilidade sazonal do vento em superfície. Nos meses de inverno, as circulações locais são menos intensas.

O modelo regional WRF, configurado com grades de 27, 9 e 3 km de espaçamento horizontal, apresentou melhores simulações quando comparado com o modelo global GFS. As circulações de escala sinótica, avaliadas a partir do campo de pressão, foram simuladas satisfatoriamente pelo WRF. O aumento da resolução do modelo de área limitada proporciona melhores resultados nas regiões com topografia acentuada.

A Baía de Guanabara gera divergência direcional do vento em superfície no período diurno, independente da condição sinótica, especialmente na região central da baía. A magnitude do vento dentro da baía depende da intensidade da brisa marítima (período diurno) ou terrestre (período noturno) e da direção e magnitude do escoamento de escala sinótica. Quando o vento leste no oceano é superior a 10m/s, então ocorrem ventos fracos (<4m/s) dentro da baía. Entretanto, quando o vento no oceano for sul, então a intensidade no interior da baía será igual ou superior ao vento fora dela.

## ABSTRACT

The region of Baía de Guanabara(RJ) will host the Olympic Games in August 2016. Sailing races are highly dependent on surface wind conditions. Thus, the flows on the surface, caused by the combination of different types of local circulations and synoptic scale circulations were studied from data recorded in seven surface meteorological stations located around this region. The WRF model was used to spatially characterize the surface winds.

Three types of local circulations in that region were identified: sea breeze, land breeze and mountain-valley breeze. However no interaction between them has been found. The heat island circulation was not evident in the wind observed data, it was although slightly detected in the simulated temperature data. The region also exhibits seasonal variability of surface wind. During the winter local circulation is less intense.

The regional model WRF was configured to 27, 9 and 3km grid spacing. It showed better simulations when compared to the global model GFS. The synoptic scale circulations, evaluated using the pressure field, were solved satisfactorily by WRF. The increased resolution of the limited area model provides better results in regions with pronounced topography.

The Guanabara Bay causes a directional divergence of surface winds during the day, independent on the synoptic condition, especially in the central region of the bay. The wind magnitude inside the bay depends on the intensity of sea breeze (daytime) or land breeze (nighttime) and the direction and magnitude of synoptic scale flow. When the offshore east wind is stronger than 10 m/s, light winds (<4 m/s) occur inside the bay. However, when the wind off shore comes from south, then the intensity inside the bay is equal or even stronger than the wind outside.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Imagem da Baía de Guanabara e seus arredores em 28 de fevereiro de 2000, obtidas a partir do sensor L7 ETM+ do satélite LandSat-7..... 2
- Figura 2: Locais onde provavelmente serão realizadas as competições de vela durante as Olimpíadas de 2016 (elaborado no programa *Google Earth*)..... 4
- Figura 3: Viés horário (bias) e raiz do erro médio quadrático (RMS) horário da (A) temperatura [K], (B) temperatura do ponto de orvalho (dew point) e (C) magnitude do vento, medidos no período entre 2 de julho e 24 de agosto de 1996. Erro calculado pela subtração das previsões dos modelos RAMS (linha sólida), ETA 29Km (linha pontilhada longa) e ETA 10Km (linha pontilhada curta), pelas observações em superfície,. Modelo inicializado às 0600UTC para RAMS e 0300UTC para ETA. (SNOOK et al., p. 146, 1998). ..... 8
- Figura 4: Esquema de circulação de brisa marítima. (MILLER, p. 2, 2003)..... 10
- Figura 5: Esquema de formação de Chain Flow, quando a brisa marítima (SBC) interage com a circulação de ilha de calor (HIC). (OHASHI e KIDA, p. 39, 2002). ..... 11
- Figura 6: Esquema de circulação fechada de brisa, onde  $R$  é a constante dos gases,  $H$  é a altura média da célula fechada,  $L$  é o seu comprimento,  $P_1$  e  $P_0$  são as pressões no topo da célula e na superfície, respectivamente e  $T_2$  e  $T_1$  são as temperaturas médias na coluna de ar sobre o continente e sobre o oceano, respectivamente. (HOLTON, p.90, 2004)..... 13
- Figura 7: Esquema para ilustrar o modelo e casos simulados por Silva (1986). ..... 15
- Figura 8: Histogramas em forma de hodógrafa da direção e intensidade do vento para os aeródromos SBRJ e SBGL, no período da madrugada e da tarde e na média diária, para os anos de 2002 a 2006. Quanto mais longe do centro, maior a frequência de ocorrências e a cor mostra a intensidade do vento em [m/s], onde azul corresponde a um vento entre 0,5 e 2,1, verde escuro entre 2,1 e 3,6, verde claro entre 3,6 e 5,7 e amarelo entre 5,7 e 8,8. (JOURDAN, p. 4, 2007). ..... 17
- Figura 9: Esquema do transporte de Ekman com (a) vento favorável à ressurgência e (b) vento favorável à subsidência. Extraído de Ribeiro (2010)..... 19
- Figura 10: Média da pressão reduzida ao nível do mar (contornos, em intervalos de 0,5 hPa, onde o centro alta pressão em longitude  $10^\circ W$  é 1024,5hPa) e vento a

10m dos dados de reanálise do modelo ECMWF para todos os meses de agosto dos anos de 1989 a 2010. ....	21
Figura 11: Média mensal das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento em superfície no período de janeiro de 1989 a dezembro de 2010 de cada mês (número em azul), na latitude -22,5° e longitude -43,5° (Rio de Janeiro) dos dados de reanálise do modelo ECMWF. A seta vermelha corresponde a um vento que vem da direção NE, onde os pontos acima dela são ventos de ENE e os pontos abaixo são ventos de NNE.....	22
Figura 12: Intensidade do vento na reanálise do ECMWF (vermelho) e registrada pelo INMET (azul) no Rio de Janeiro. Dados do INMET correspondem às observações da estação 83743 entre os anos de 1961 a 1990. ....	23
Figura 13: Dados da normal climatológica da temperatura no Rio de Janeiro, correspondente aos anos de 1961 a 1990 de observações do INMET. ....	23
Figura 14: Totais de precipitação médios mensais (mm) em cinco estações pluviométricas da GEORIO (Instituto de Geotécnica do Município do Rio de Janeiro), localizadas no Município do Rio de Janeiro, no período de janeiro de 1997 até dezembro de 2005 (OLIVEIRA <i>et al.</i> , p. 5. 2006). ....	24
Figura 15: Série temporal dos dados de TSM estimados por satélite (azul) e medidos <i>in situ</i> na Ilha Rasa (vermelho).....	26
Figura 16: Gráfico de dispersão comparando dados da estação da Ilha Rasa com dados inferidos por satélite. Linha vermelha é o ajuste linear, com equação e R <sup>2</sup> destacados.....	27
Figura 17: Mapa topográfico da região da Baía de Guanabara com a localização das sete estações utilizadas no trabalho e dos três maciços da cidade do Rio de Janeiro, (1) Maciço de Gericinó, (2) Maciço da Pedra Branca e (3) Maciço da Tijuca. ....	28
Figura 18: Gráfico de frequência relativa dos dados de vento das estações do INMET e dos aeroportos no período disponível entre janeiro de 2007 e dezembro de 2011 (estações do INMET possuem dados apenas até novembro de 2011). A linha pontilhada indica o limiar de 75% e a linha contínua (na estação SBRJ) o limiar de 50%. ....	32
Figura 19: Posição em projeção Mercator dos três domínios (D1, D2 e D3) do modelo WRF. A grade maior, D1, é representada pela figura inteira e possui	

espaçamento de 27 km entre os pontos da grade. Os domínios D2 e D3 possuem 9 km e 3 km de espaçamento de grade, respectivamente.....	33
Figura 20: Média do mês de agosto de 2012 dos quatro horários sinóticos (0Z, 6Z, 12Z e 18Z) da pressão em superfície (hPa) e ventos (m/s), das análises do modelo GFS.....	35
Figura 21: Topografia dos três domínios utilizados. Escala de cores em [m]. .....	36
Figura 22: Exemplo de projeção <i>Lambert Conformal Conic</i> (esquerda) e projeção Mercator (direita).....	37
Figura 23: Níveis de pressão utilizados, em coordenada P (hPa). .....	38
Figura 24: Níveis de altura utilizados, em coordenada z (km). Na direita, detalhe dos doze primeiros níveis verticais. ....	38
Figura 25: Uso do solo na região da Baía de Guanabara fornecida pela USGS para (a) o modelo WRF-D3 e (b) WRF-D2, com base na nomenclatura adotada pelo IBGE. Em (c), está a distribuição de áreas urbanizadas (vermelho e tons de amarelo e rosa) e não urbanizadas (verde), segundo a prefeitura do Rio de Janeiro, para 2011.....	39
Figura 26: Esquema de interpolação bilinear dos pontos de grade (preto) dos modelos para o ponto da estação (vermelho). .....	44
Figura 27: Conjunto da média de cinco anos (2007 a 2011) das variáveis: magnitude do vento, temperatura do ar (T), temperatura do ponto de orvalho (Td) e a diferença térmica entre continente e oceano (T-TSM), plotados junto com o vetor vento na estação SBSC.....	52
Figura 28: Mesmo que na figura 27 para a estação SBRJ. ....	53
Figura 29: Mesmo que na figura 27 para a estação SBGL. ....	54
Figura 30: Mesmo que na figura 27 para a estação A602.....	55
Figura 31: Mesmo que na figura 27 para a estação A603.....	56
Figura 32: Mesmo que na figura 27 para a estação A621.....	57
Figura 33: Mesmo que na figura 27 para a estação A654.....	58
Figura 34: (a) Média da altura geopotencial em metros do nível de 500hPa (contorno) e sua anomalia (sombreado) e (b) média da pressão reduzida ao nível do mar (contorno) e anomalia da pressão ao nível do mar (sombreado). Ambas as figuras, feitas pelo CPTEC, para o mês de agosto de 2012, com anomalia comparada com a climatologia do mês de agosto. ....	59

Figura 35: Precipitação acumulada diária para cada estação do INMET no mês de agosto de 2012.....	60
Figura 36: (a) Frequência relativa da direção do vento e (b) frequência relativa da magnitude do vento. Ambas as figuras para todos os dados do mês de agosto de 2012.....	61
Figura 37: Conjunto de previsões iniciada às 00Z do dia 01/08/2012, com intervalos de 12 em 12h, a partir da 12 <sup>a</sup> hora até a 72 <sup>a</sup> hora de integração. Em sombreado está o bias, calculado como sendo a diferença entre a PRNM da previsão do WRF-D1 e a PRNM da análise do modelo GFS. Em linhas roxas contínuas está a PRNM do WRF-D1 e em preto e pontilhado, da análise do GFS. ....	63
Figura 38: Média de todas as simulações do dia 1 a 10 de agosto de 2012 do (a) Erro Médio Absoluto (EMA) e do (b) bias, para as previsões de 72h das simulações do modelo WRF-D1 e GFS 0,5, da variável PRNM, comparado com as análises do GFS. As linhas contínuas representam os valores médios e a barra de erros o desvio padrão das dez previsões. ....	64
Figura 39: Comparação da topografia [m] “vista” pelas três grades: (a) GFS, (b) WRF-D2 e (c) WRF-D3.....	66
Figura 40: Raiz do erro médio quadrático (EQM) da temperatura (a), da temperatura do ponto de orvalho (c), da componente u do vento (e) e da componente v do vento (g). Erro médio (EM) da temperatura (b), da temperatura do ponto de orvalho (d), da componente u do vento (f) e da componente v do vento (h). Calculados para as simulações de 72h dos modelos WRF-D2 (vermelho) e GFS (preto), para todos os dias no período de 1 a 31 de agosto de 2012, em comparação com a estação A603.....	70
Figura 41: Raiz do erro médio quadrático (EQM) da temperatura (a), da temperatura do ponto de orvalho (c), da componente u do vento (e) e da componente v do vento (g). Erro médio (EM) da temperatura (b), da temperatura do ponto de orvalho (d), da componente u do vento (f) e da componente v do vento (h). Calculados para as simulações de 72h dos modelos WRF-D2 (vermelho) e WRF-D3 (azul), para todos os dias no período de 1 a 31 de agosto de 2012, em comparação com a estação A603.....	72
Figura 42: Mesmo que na figura 40 para a estação SBSC.....	75
Figura 43: Mesmo que na figura 41 para a estação SBSC.....	77

Figura 44: Mesmo que na figura 40 para a estação A602.....	80
Figura 45: Mesmo que na figura 41 para a estação A602.....	82
Figura 46: Mesmo que na figura 40 para a estação A654.....	86
Figura 47: Mesmo que na figura 41 para a estação A654.....	88
Figura 48: Mesmo que na figura 40 para a estação A621.....	91
Figura 49: Mesmo que na figura 41 para a estação A621.....	93
Figura 50: Mesmo que na figura 40 para a estação SBGL. ....	96
Figura 51: Mesmo que na figura 41 para a estação SBGL. ....	98
Figura 52: Mesmo que na figura 40 para a estação SBRJ. ....	101
Figura 53: Mesmo que na figura 41 para a estação SBRJ. ....	103
Figura 54: Esquemas de comparação da performance dos modelos WRF-D2 e WRF-D3 por variável e por estação. Em (a) está comparação entre GFS e WRF-D2, com estações ordenadas da esquerda para a direita com relação ao melhor desempenho do modelo GFS, e em (b), comparação entre WRF-D2 e WRF-D3, também com estações ordenadas, porém em relação ao WRF-D3.....	105
Figura 55: Parte da carta de pressão ao nível do mar (hPa) elaborada pela Marinha do Brasil, para o dia 06/08/2012 às 00Z. O ponto vermelho indica a cidade do Rio de Janeiro e linha azul é a posição da frente fria. ....	106
Figura 56: Análises nos níveis de 250hPa (a), 500hPa (b) e 850hPa (c) elaborada pelo CPTEC para o dia 06 de agosto de 2012 às 00Z. Em (a), as setas pontilhadas significam a posição dos jatos subtropical (vermelho), polar norte (laranja) e polar sul (branco). Em (a) e (b) sombreado está a magnitude do vento (m/s), linhas brancas as isolinhas de altura geopotencial (m), linhas azuis as isotacas da corrente do vento. Em (b), o tracejado mais grosso e laranja é a temperatura. Em (c), a linha amarela é a altura geopotencial (m) e a linha preta a posição da isoterma de 0°C. ....	107
Figura 57: Imagens do satélite GOES 12 para o dia 05 de agosto de 2012 às 18Z no canal do infravermelho (a), com realce na temperatura (laranja e amarelo indicam -30°C e -40°C respectivamente) e no canal do visível (b).....	108
Figura 58: Precipitação acumulada (mm) entre 0Z e 23Z do dia 5 de agosto de 2012, simulada pelo modelo WRF-D3, inicializado a 0Z do mesmo dia, nas proximidades da Baía de Guanabara.....	109

- Figura 59: Carta de pressão ao nível do mar (hPa) às 00Z, elaborada pela Marinha do Brasil, para os dias (a) 03; (b) 04; (c) 05; (d) 06; (e) 07; (f) 08; (g) 09 e (h) 10 de agosto de 2012. .... 110
- Figura 60: Série temporal dos dados de magnitude do vento (m/s) medido na estação SBRJ (azul) e simulado pelo modelo WRF-D3 (vermelho) em quatro simulações de 48 horas inicializadas na hora 00Z dos dias 3, 5, 7 e 9 de agosto de 2012. .... 112
- Figura 61: Mesmo que na figura 60 para a direção do vento. .... 113
- Figura 62: Dispersão dos dados da (a) componente zonal (u) e (b) meridional (v) do vento referentes ao período entre 00Z do dia 03 e 23Z do dia 10 de agosto de 2012. A linha preta grossa mostra o eixo onde a variável do modelo WRF-D3 é igual à variável observada pela estação SBRJ e a linha laranja é o ajuste linear, com o valor do  $R^2$  destacado. Os dados do modelo WRF-D3 referem-se a quatro previsões de 48 horas inicializadas na hora 00Z dos dias 3, 5, 7 e 9 de agosto de 2012. .... 114
- Figura 63: Perfil vertical (até 2,2km) da componente meridional do vento (m/s) nas proximidades da Barra (canal mais estreito da Baía de Guanabara), em latitude -22,922° e longitude -43,147°. Previsões de 49h do modelo WRF-D3, inicializadas às 00Z dos dias (a) 3, (b) 5, (c) 7 e (d) 9 de agosto de 2012. Linha pontilhada indica valores de v nulo. .... 116
- Figura 64: Previsão para às 12Z do WRF-D3, com simulações inicializadas nos dias 03, 05, 07 e 09 de agosto de 2012 às 00Z. Contorno em azul indica o limiar onde o modelo considera água como cobertura de solo. Contorno em verde é a topografia do modelo (m). O campo sombreado representa a magnitude do vento a 10m (m/s). .... 118
- Figura 65: Mesmo que na figura 59 para o horário das 18Z. .... 119

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Comparação do desempenho dos diferentes modelos e métodos de previsão do tempo comparado com dados de observações nos locais onde ocorreram os eventos de vela nas Olimpíadas de 1996. <i>WS</i> é a velocidade do vento e <i>WD</i> a direção do vento. (POWELL e RINARD, 1998, p. 779).....	7
Tabela 2: Especificações das sete estações selecionadas. ....	28
Tabela 3: Especificações das grades utilizadas pelo modelo WRF. ....	34
Tabela 4: Especificações das parametrizações física utilizada nas simulações para testar a sinótica do modelo WRF. ....	40
Tabela 5: Média, desvio padrão e intensidade máxima do vento registradas nas sete estações analisadas, durante o mês de agosto de 2012.....	61
Tabela 6: Esquema simplificado do significado físico de EM para cada variável. ....	67

## LISTA DE ABREVIATURAS

AER	Atmospheric and Environmental Research
AFWA	Air Force Weather Agency
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
CLP	Camada Limite Planetária
E	Erro
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecast
EM	Erro Médio
EQ	Erro Quadrático
EQM	Raiz do Erro Quadrático Médio
FAA	Federal Aviation Administration
FEEMA	Fundação Estadual de Engenharia do Meio Ambiente
FSL	Forecast Systems Laboratory
GFS	Global Forecast System
HarbClim	Sydney Harbor Climatology
IAG/USP	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
ISAF	International Sailing Federation
JT	John Townsend model
LAPS	Local Analysis and Prediction System
LSM	Land-Surface Model
METAR	Meteorological Aerodrome Report
MM5	Mesooscale Model 5

MMM	Mesoscale and Microscale Meteorology
MRF PBL	Medium Range Forecast model for Planetary boundary Layer
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration's
NRL	Naval Research Laboratory
OMWSO	Olympic Marine Weather Support Office
OSU LSM	Oregon State University LSM
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
RRTMG	Rapid Radiative Transfer Model for General Circulation Models
SBAF	Aeródromo Campo Délio Jardim de Mattos – Afonsos
SBGL	Aeroporto Galeão
SBJR	Aeroporto Jacarepaguá
SBRJ	Aeroporto Santos Dumont
SBSC	Aeroporto Santa Cruz
SMOSSH	Stratified Model Output Statistics Sydney Harbor
SOSWO	Sydney Olympic Sailing Weather Office
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
USGS	United States Geological Survey
WMO	World Meteorological Organization
WRF	Weather Research and Forecast
WSM	WRF Single Moment
YSU PBL	Yonsei University Planetary Boundary Layer

## Introdução

A Baía de Guanabara é uma das regiões mais importantes do Brasil em termos econômicos e turísticos. A região abriga um dos maiores portos do Brasil (Porto do Rio de Janeiro) e dois aeroportos de grande porte (Santos Dumont e Galeão). Sete municípios margeiam a Baía: Rio de Janeiro, Duque de Caxias, Magé, Guapimirim, Itaboraí, São Gonçalo e Niterói. Esta Baía também sedia importantes campeonatos náuticos do Brasil e do mundo. As regatas, competições de vela, são decididas pelas variações do vento em superfície, tornando relevante o estudo aprofundado desta variável na região que sediará, em 2016, os Jogos Olímpicos.

O vento sobre a Baía de Guanabara é resultado da combinação de diversos fatores. A região do entorno da Baía possui topografia acentuada, com a Serra do Mar (regionalmente denominada Serra dos Órgãos) ao norte, e está localizada numa área de contraste entre extensos corpos d'água e o continente, com a orla ocupada por grandes cidades, conforme mostra a *figura 1* gerada pelo satélite *LandSat 7*, onde as cores próximas do marrom indicam ocupação urbana, o verde, área vegetada e o preto, corpos d'água. Estas características físicas tornam propício o desenvolvimento de fenômenos complexos de circulações locais que, acrescentado à circulação de grande escala, constitui um clima peculiar de vento em superfície.

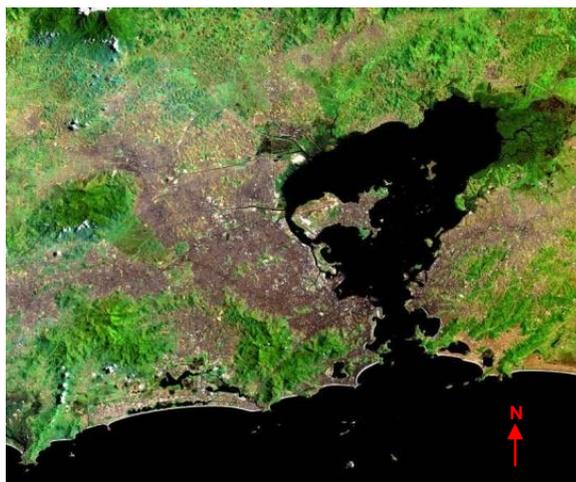


Figura 1: Imagem da Baía de Guanabara e seus arredores em 28 de fevereiro de 2000, obtidas a partir do sensor L7 ETM+ do satélite LandSat-7<sup>1</sup>.

São objetivos principais desta pesquisa: caracterizar melhor as circulações locais que atuam nas proximidades da Baía de Guanabara; validar um modelo de área limitada para a previsão de vento em superfície; promover um estudo de vento em superfície voltado para esportes náuticos realizados na região e principalmente para os Jogos Olímpicos de 2016. As seguintes questões pretendem ser respondidas no decorrer do trabalho:

- É possível identificar nos dados observacionais os diferentes tipos de brisas? Quais?
- Há variabilidade sazonal no ciclo diurno da brisa na região? Comparadas com outros meses, como são as circulações locais em agosto, mês em que será realizada a Olimpíada de 2016?
- O modelo WRF simula satisfatoriamente as circulações locais nas proximidades da Baía de Guanabara? Identificam-se melhorias desse modelo regional comparado com um modelo global?
- Há locais com ventos sistematicamente mais fortes e outros com calmarias? Como é o vento em superfície sobre a Baía de Guanabara e na área onde serão disputadas as provas de vela durante as Olimpíadas de 2016?

---

<sup>1</sup> Disponível em: <[http://landsat.usgs.gov/images/gallery/16\\_L.jpg](http://landsat.usgs.gov/images/gallery/16_L.jpg)> Acesso em: 05 set. 2012.

Para tanto, a presente dissertação está organizada em três partes principais:

Na primeira parte, denominada *pressupostos teóricos*, são discutidos os temas: meteorologia e o iatismo, circulações locais, climatologia no Rio de Janeiro e o modelo WRF.

Na segunda parte, denominada *Dados e metodologia*, são apresentados os dados observados nas estações de superfície e como se realizou o seu tratamento, além de detalhes do modelo WRF, seus ajustes e configurações, sendo justificada cada escolha de ajuste do modelo. Nesta parte, há também explicações sobre a obtenção dos resultados apresentados nessa dissertação.

Na terceira parte, denominada *Resultados*, são apresentados, analisados e discutidos: (a) os ciclos diurno e sazonal médio de variáveis meteorológicas observadas nas estações; (b) a performance do modelo WRF em representar as características de grande escala durante o mês de agosto de 2012; (c) o desempenho do modelo regional, comparado com o modelo global GFS, em representar as temperaturas e ventos observados nas estações nesse mês; (d) as variações nas características da estrutura horizontal e vertical das circulações associadas a uma passagem de frente fria sobre a região da Baía de Guanabara.

Finalmente, o último capítulo traz as conclusões finais e sugestões para trabalhos futuros.

# 1. Pressupostos teóricos

## 1.1 Meteorologia e Olimpíada.

A vela é a modalidade esportiva que mais conquistou, em Jogos Olímpicos, medalhas de ouro para o Brasil. Entre os dias 5 e 21 de agosto de 2016, o Rio de Janeiro sediará os **Jogos da XXXI Olimpíada** e os eventos náuticos ocorrerão provavelmente entre a ponte Rio-Niterói e a Barra (canal mais estreito da Baía de Guanabara), conforme indicam os círculos vermelhos na *figura 2*.



Figura 2: Locais onde provavelmente serão realizadas as competições de vela durante as Olimpíadas de 2016 (elaborado no programa *Google Earth*).

Para um bom desempenho nas provas de vela, um iatista de alto desempenho necessita de diversas informações meteorológicas. A preparação física do iatista está condicionada às características climatológicas do vento no local das provas. Dependendo da climatologia, a

preparação do atleta será diferente, pois em condições de vento fraco o atleta, em geral, precisa ser leve e ter habilidades em calmarias, enquanto que no caso de ventos mais fortes, o atleta necessita de mais peso para contrabalancear a força do vento e mais força para segurar os cabos e fazer o contrapeso no barco.

Poucos dias e até horas antes das competições, o iatista necessita de informações exatas das condições meteorológicas do local para ajustar o equipamento, principalmente àqueles que não são facilmente ajustados na água, como tensão nos brandais<sup>2</sup>, flexibilidade do mastro, tipo de vela e até as roupas e alimentos que serão levados no barco. Além do atleta, a organização do evento também necessita das informações meteorológicas para programar melhor as competições, como por exemplo, caso o juiz tenha a informação de que no terceiro dia do campeonato as condições do vento estarão fora dos limites de competição, ele provavelmente alterará o cronograma de regatas, realizando mais provas nos dois primeiros dias, de forma que o número total de regatas do campeonato não seja alterado. Este tipo de informação meteorológica é obtido através de modelos numéricos, que é um dos temas principais deste trabalho.

Durante as regatas, que são programadas para durar entre 30 e 75 minutos, dependendo do tipo de barco, segundo recomendações da ISAF<sup>3</sup> (*International Sailing Federation*) de 2011, os atletas também necessitam de informações meteorológicas para realizar o *nowcasting*, previsão de curtíssimo prazo, já que o vencedor da prova será aquele que, além de ser mais veloz, realizou o melhor caminho, escolhendo os melhores rumos do barco em relação ao vento. Instantes antes da largada, os técnicos informam aos iatistas sobre as condições de vento. Estas informações são obtidas pela leitura do anemômetro e pela interpretação de relatórios de previsão numérica das condições de vento na hora e local das

---

<sup>2</sup> Cabos, em geral de aço, que sustentam o mastro de pé. A regulagem de sua tensão varia de acordo com a intensidade do vento e tamanho do barco.

<sup>3</sup>Disponível em: <<http://www.sailing.org/>>. Acesso em: 05 fev. 2013.

provas. A estratégia do atleta está baseada nas informações meteorológicas e na sua avaliação visual, como por exemplo, a identificação de uma nuvem se formando ou a mudança da rugosidade da água devido à força do vento.

A aplicação das ciências atmosféricas nos Jogos Olímpicos já foi desenvolvida em vários trabalhos anteriores. Os estudos que são relevantes para esta dissertação, serão brevemente comentados a seguir.

Johnson *et al.* (2000) descreveram os serviços de alerta meteorológico durante as Olimpíadas de 1996, destacando os equipamentos e softwares utilizados, e limiares para o disparo de alertas meteorológicos, como velocidade do vento superior a 30 nós e alteração na direção do vento superior a 90° em 10 minutos para a maioria dos locais do evento. Johnson ainda ressalta que cada modalidade olímpica exige um limiar diferente.

Powell e Rinard (1998) mostraram a importância dos serviços meteorológicos desenvolvidos em parcerias com EUA, Canadá e Austrália para as modalidades náuticas durante os mesmos jogos olímpicos de 1996, realizadas nas proximidades de Savannah, Georgia (EUA). Tais serviços utilizaram dados de satélite, radar e modelos regionais para definir a frente de brisa. Esta edição de jogos Olímpicos inovou ao adotar modelos regionais. Powell e Rinard (1998) também elaboraram um estudo do erro e viés de cada modelo, comparando-os com dados observados durante as competições. Os principais resultados da comparação entre os diferentes modelos e as observações feitas por Powell e Rinard (1998) estão expostos na *tabela 1*, extraída de seu artigo. Nela, se observa que a raiz do erro médio quadrático (*rms*) da intensidade do vento (*WS*) varia, em geral entre 2 e 3m/s, havendo diferenças quando utilizado o mesmo modelo para diferentes horários de inicialização. Os modelos físicos, Eta10, JT (*John Townsend model*) e RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) possuem, em geral, raiz do erro quadrático médio menor que os modelos estocásticos, OMWSO (*Olympic Marine Weather Support Office*), Persist (persistência) e

Climo (climatologia). O bias de cada modelo, em relação à intensidade e direção do vento, também é calculado. Em geral, os modelos analisados subestimaram a intensidade do vento.

Tabela 1: Avaliação do desempenho dos diferentes modelos e métodos de previsão do tempo comparado com dados de observações nos locais onde ocorreram os eventos de vela nas Olimpíadas de 1996. *WS* é a velocidade do vento e *WD* a direção do vento. (POWELL e RINARD, 1998, p. 779).

Method	<i>n</i> count	WS bias (m s <sup>-1</sup> )	WS rms (m s <sup>-1</sup> )	WD bias (°)	WDrms (°)	MagVectorError (m s <sup>-1</sup> )
Pregames						
OMWSO	179	-0.3	2.9	-6.6	42.0	3.9
Persist	180	0.8	4.4	-2.8	71.6	6.1
Climo	183	-1.1	2.7	-33.9	67.4	5.2
RAMS 0900 UTC	113	-0.3	2.5	-2.8	45.5	3.4
RAMS 1300 UTC	131	-1.0	2.9	-17.5	50.7	4.1
JT	156	-0.2	2.0	-14.8	45.1	3.7
Eta 10	27	-0.9	2.3	8.7	27.7	2.8
Olympics						
OMWSO	108	-0.1	2.0	-1.2	40.2	2.8
Persist	108	0.0	2.8	6.3	51.6	4.1
Climo	108	-0.4	2.0	-23.1	47.1	3.5
RAMS 0900 UTC	83	-0.2	2.2	18.0	49.6	3.1
RAMS 1300 UTC	99	0.3	1.8	7.8	35.4	2.9
JT	108	0.1	2.0	-13.6	40.2	2.9
Eta 10	76	-1.0	2.2	14.5	55.6	3.4

RAMS 1300 UTC: This was not available in time to be used in the daily wind forecast, sometimes the run was made at 1400 UTC.

RAMS 0900 UTC: Sometimes the 2-km RAMS run was made at 1000 or 1100 UTC.

Bias = average of difference: Forecast - Observed

Rms = root-mean-square of differences

MagVectorError = average of the magnitude of the vector error as defined by the square root of the sum of the squares of the north-south and east-west wind components of the differences.

Snook *et al.* (1998) também analisaram os resultados dos modelos meteorológicos utilizados nas Olimpíadas de 1996. Eles compararam o modelo de mesoescala RAMS, configurado com duas grades aninhadas, alcançando 2km de espaçamento de grade, com simulações do modelo ETA de 29km e 10km de espaçamento de grade. Concluíram que o RAMS, pelo fato de possuir maior resolução, melhorou a previsão do vento em superfície, conforme observado por eles nos gráficos da *figura 3*, onde o *rms* da magnitude do vento (C) é aproximadamente 0,5m/s menor que o erro do ETA 29 e ETA 10. Entretanto, não se observa diferença significativa entre as diferentes resoluções do modelo ETA para o vento. Inclusive, para a temperatura e a temperatura do ponto de orvalho, o modelo ETA de pior resolução possui *rsm* menor.

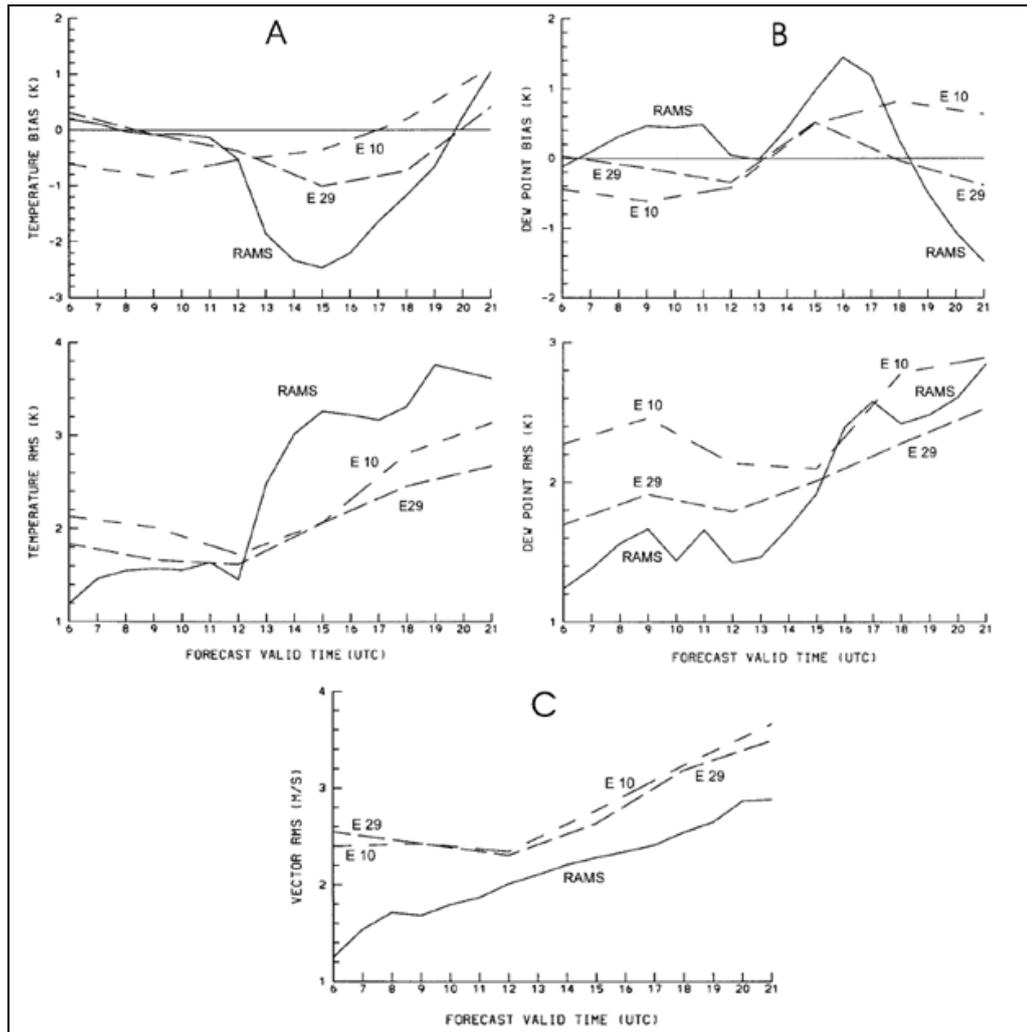


Figura 3: Viés horário (bias) e raiz do erro médio quadrático (RMS) horário da (A) temperatura [K], (B) temperatura do ponto de orvalho (dew point) e (C) magnitude do vento, medidos no período entre 2 de julho e 24 de agosto de 1996. Erro calculado pela subtração das previsões dos modelos RAMS (linha sólida), ETA 29Km (linha pontilhada longa) e ETA 10Km (linha pontilhada curta), pelas observações em superfície. Modelo inicializado às 0600UTC para RAMS e 0300UTC para ETA. (SNOOK et al., p. 146, 1998).

Finalmente, Spark e Connor (2003) ressaltaram a importância da previsão de ventos para as competições de vela nas Olimpíadas de Sydney em 2000, mostrando como foi o procedimento adotado pela organização no serviço de informação meteorológica oferecido aos velejadores e organizadores do evento. Estes autores compararam os métodos de previsão do tempo utilizados durante as Olimpíadas: previsões feitas pela instituição SOSWO (*Sydney Olympic Sailing Weather Office*), previsões feitas pelo modelo físico de alta resolução LAPS 05 (*Local Analysis and Prediction System*) e previsões feitas pelos modelos estocásticos

HarbClim (*Sydney Harbor Climatology*), SMOSSH (*Stratified Model Output Statistics Sydney Harbor*), *Tree Breeze*, *Regression Breeze* e JT. Nesse trabalho destacam a importância dos modelos estocásticos ao reconhecerem que estes acertaram mais na previsão operacional do tempo do que os modelos físicos e previsões da SOSWO.

## 1.2 Circulações locais

### 1.2.1 Definição

As circulações locais abrangem escalas de comprimento entre 20 e 200Km e duração de algumas horas até um dia. São classificadas como fenômenos de mesoescala, na categoria meso-beta, segundo a classificação de Orlanski (1975), que dividiu os fenômenos meteorológicos em oito classes, de acordo com suas escalas temporal e horizontal.

Segundo Freitas (2003), as circulações locais podem ser mecanicamente forçadas, quando um obstáculo interfere no escoamento, ou termicamente forçadas, como é o caso das brisas. As brisas são induzidas por gradientes de temperatura do ar ou umidade, que geram gradientes de pressão. Suas formas mais comuns são:

- **Brisa marítima:** formada pelo gradiente térmico entre oceano e continente. No período diurno possui ventos indo do oceano para o continente e no período noturno, conhecida também como **brisa terrestre**, possui ventos indo do continente para o oceano.
- **Brisa lacustre:** formada pelo gradiente térmico entre a terra e o lago/rio, com ventos indo da região com água para a terra no período diurno e da terra para a água no período noturno.
- **Brisa vale-montanha:** formada pelo gradiente horizontal de temperatura no mesmo nível de altitude, gerado pelo diferente aquecimento solar ou

resfriamento por irradiação da superfície. Durante o período noturno ocorrem ventos catabáticos e durante o dia, ventos anabáticos.

- **Circulação de ilha de calor:** formada pelo gradiente de temperatura ou umidade entre uma região com ocupação urbana e seus arredores. Tanto no período noturno quanto no período diurno, o escoamento em superfície se dá da região livre de urbanização para a região urbanizada. No período noturno, fontes antropogênicas de calor compensam a perda de calor por radiação infravermelho, fazendo com que os centros urbanos sejam mais quentes que os arredores.

A brisa marítima, em especial, forma um sistema que, segundo Miller (2003), pode ser dividido em seis componentes: circulação de brisa marítima (*Sea Breeze Circulation - SBC*), cabeça da brisa marítima (*Sea Breeze Head – SBH*), corrente de gravidade da brisa marítima (*Sea Breeze Gravity - SBG*), frente de brisa (*Sea Breeze Front - SBF*), ondas de Kelvin-Helmholtz (*Kelvin-Helmholtz Billows - KHBs*) e camada limite interna de convecção (*Convective Internal Boundary Layer - CIBL*), conforme ilustra a *figura 4*, onde *Cu* é a nuvem do tipo cumulus que se forma na dianteira da circulação e *PGF* é a força do gradiente de pressão.

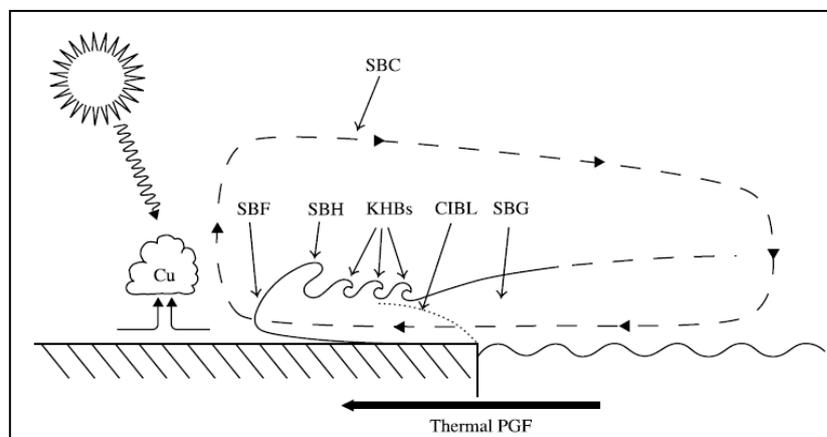


Figura 4: Esquema de circulação de brisa marítima. (MILLER, p. 2, 2003).

Estudos mostraram que as diferentes brisas podem interagir entre si. Yoshikado (1994) estudou, a partir de um modelo bidimensional, a interação entre a brisa marítima e a ilha de calor, concluindo que os fatores que controlam a intensidade destas circulações são a distância entre a cidade e o mar e a área da cidade. A interação entre a circulação de ilha de calor formada e a circulação de brisa marítima se torna significativa quando a largura da área urbanizada é superior a 10km (a região urbanizada do Rio de Janeiro possui largura superior a 15km). Circulações mais intensas ocorrem quando a região urbanizada se encontra na costa. Quanto mais distante da costa, menor será a velocidade do vento e os movimentos verticais. Entretanto, se a área urbanizada estiver afastada da costa o suficiente para que a ilha de calor e a brisa marítima se formem independentemente, valores intensos de velocidade vertical serão identificados nos casos em que as brisas se encontrarem em estágios maduros.

Expandindo o trabalho de Yoshikado (1994) e utilizando um modelo numérico tridimensional e mais complexo em termos dinâmicos, Ohashi e Kida (2002) idealizaram duas cidades próximas ao litoral e simularam a dispersão de poluentes gerados nas cidades hipotéticas. Nas simulações, foi possível identificar como os poluentes das duas cidades se misturaram através da interação entre a brisa marítima e as duas circulações de ilha de calor. Tal interação foi denominada *Chain Flow*, que pode ser visualizada na *figura 5*.

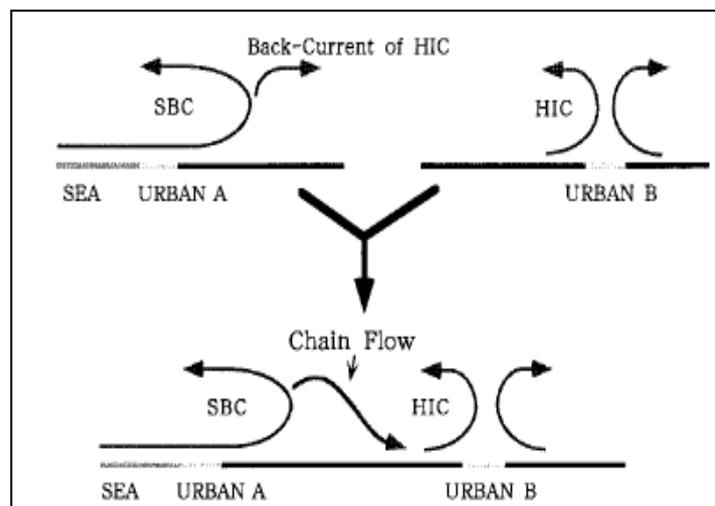


Figura 5: Esquema de formação de Chain Flow, quando a brisa marítima (SBC) interage com a circulação de ilha de calor (HIC). (OHASHI e KIDA, p. 39, 2002).

De acordo com Holton (2004, p.86-91), a circulação ( $C$ ) pode ser matematicamente definida como a integral de linha do vetor vento ( $\vec{V}$ ) no caminho percorrido ( $l$ ), conforme a *Equação 1*.

$$C \equiv \oint \vec{V} dl \quad (1)$$

Para obter a variação da circulação no tempo ( $t$ ), ou seja, geração, intensificação ou enfraquecimento da brisa, calcula-se a derivada no tempo da circulação, de acordo com a *equação 2*.

$$\frac{DC}{Dt} = \oint \frac{D\vec{V}}{Dt} dl \quad (2)$$

Desconsiderando o atrito e considerando a rotação da Terra, a equação do movimento pode ser descrita conforme a *equação 3*, onde os termos do lado direito são denominados: *termo do gradiente de pressão, termo de Coriolis e termo do gradiente do geopotencial*. Nesta equação,  $k$  é o vetor unitário no eixo vertical,  $f$  é o parâmetro de Coriolis,  $P$  é a pressão e  $\Phi$  é o geopotencial.

$$\frac{D\vec{V}}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} P - \vec{k} \times f \vec{V} - \vec{\nabla} \Phi \quad (3)$$

Substituindo a *equação 3* na *equação 2*, escreve-se a variação da circulação conforme a *equação 4*.

$$\frac{DC}{Dt} = -\oint \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} P dl - \oint \vec{k} \times f \vec{V} dl - \oint \vec{\nabla} \Phi dl \quad (4)$$

Expandindo o *termo do gradiente de pressão* a partir da equação de estado dos gases perfeitos, obtém-se a *equação 5*, onde  $T$  é a temperatura,  $\rho$  é a densidade e  $R$  é a constante do gas.

$$-\oint \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} P dl = -\oint \frac{dP}{\rho} = -\oint \frac{RT}{P} dP \quad (5)$$

O *termo de Coriolis* também pode ser expresso pela *equação 6*.

$$-\oint \vec{k} \times f \vec{V} dl = -\int_A \vec{\nabla} \times (\vec{k} \times f \vec{V}) dA = -\int_A f \vec{\nabla}_K \cdot \vec{V} dA - \int_A \beta v dA \quad (6)$$

$$\text{onde, } \beta = \frac{\partial f}{\partial y}.$$

Sabendo-se que  $-\vec{\nabla}\Phi = g$ , onde  $g$  é a gravidade, e a integral de linha de um campo conservativo vale zero, então a variação no tempo da circulação, teorema da circulação de Bjerknæs, pode ser descrita conforme a equação 7, onde o primeiro termo é denominado *termo do solenóide*, o segundo é denominado *termo de divergência* e o terceiro é denominado *termo do efeito  $\beta$* .

$$\frac{DC}{Dt} = -\oint RT d\ln P - \int_A f \vec{\nabla}_K \cdot \vec{V} dA - \int_A \beta v dA \quad (7)$$

Esta equação mostra que para um sistema em repouso, somente haverá geração de circulação quando houver gradientes de temperatura, já que para um sistema em repouso, a média da velocidade no circuito é zero e, portanto, os termos de *divergência* e do *efeito  $\beta$*  também valem zero.

Supondo um sistema em repouso, a integral de linha da equação 7, pode ser expressa conforme a equação 8, cujas variáveis estão demonstradas na figura 6.

$$\frac{D\bar{U}}{Dt} = \frac{R \ln\left(\frac{P_0}{P_1}\right) (\bar{T}_2 - \bar{T}_1)}{2(H + L)} \quad (8)$$

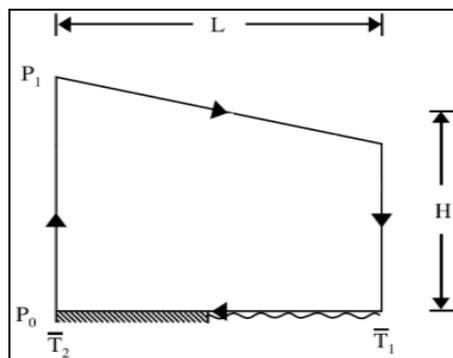


Figura 6: Esquema de circulação fechada de brisa, onde  $R$  é a constante dos gases,  $H$  é a altura média da célula fechada,  $L$  é o seu comprimento,  $P_1$  e  $P_0$  são as pressões no topo da célula e na superfície, respectivamente e  $\bar{T}_2$  e  $\bar{T}_1$  são as temperaturas médias na coluna de ar sobre o continente e sobre o oceano, respectivamente. (HOLTON, p.90, 2004).

### 1.2.2 Revisão bibliográfica

As circulações locais, em especial a brisa marítima, são observadas e registradas desde as primeiras navegações na antiguidade. O conhecimento de brisas foi determinante em diversas batalhas navais, como a batalha grega de Salamis em 480 a.C., até estratégias militares feitas durante a II Guerra Mundial (SIMPSON, 1994). No Brasil, já foram desenvolvidos vários estudos sobre circulações locais.

Oliveira e Silva Dias (1982) desenvolveram um estudo observacional pioneiro sobre a formação e desenvolvimento da brisa marítima em São Paulo. Nesse trabalho, foram analisados dados de pressão, vento, temperatura, umidade, insolação e cobertura de nuvens da estação meteorológica do IAG/USP (Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP), localizado no Parque do Estado, Água Funda (São Paulo, SP), classificando três tipos de brisas marítimas:

- **Brisa padrão:** ocorre em situações sinóticas de alta pressão, onde o vento é de nordeste fraco durante grande parte da madrugada e todo o período da manhã. Nas primeiras horas da tarde, aumenta repentinamente de intensidade e gira para sudeste e se intensifica até o final da tarde quando diminui e muda para leste e então nordeste à noite.
- **Brisa com escoamento de noroeste:** ocorre em situações pré-frontais, onde ocorre vento fraco de nordeste pela madrugada, passando rapidamente para vento noroeste na manhã, que se intensifica até a metade do período da tarde, quando gira para sudeste e, no começo da noite, retorna para nordeste.
- **Brisa com intensificação de sudeste:** ocorre após a passagem de uma frente fria, onde o escoamento é sempre de sudeste, com intensificação no período da tarde, quando ocorre aumento da umidade e ligeira queda ou manutenção da temperatura.

Oliveira e Silva Dias (1982) também concluíram que o giro anti-horário do vento na região se deve ao efeito da força de Coriolis e que situações de brisas ocorreram em 217 dias do ano de 1979, correspondendo a praticamente 60% dos dias desse ano.

Silva (1986) introduziu a modelagem numérica de brisas marítimas no estudo de formação de ilhas de calor na cidade de São Paulo com um modelo bidimensional (29 pontos na horizontal, comprimento total de 512Km e 11 pontos na vertical separados a cada 300m), com movimentos adiabáticos, e utilizando as aproximações hidrostática, Boussinesq (densidade considerada constante exceto quando relacionada com a gravidade) e inelástica. Silva fez quatro simulações, sendo a primeira sem topografia e sem cidade, a segunda sem topografia e com cidade, a terceira com topografia e sem cidade e a quarta com topografia e com cidade, conforme esquema da *figura 7*. Nestas simulações, concluiu-se que a presença de uma região urbana age retardando a penetração da brisa marítima, a circulação que se forma durante o dia é mais profunda sobre a cidade do que sobre a área rural, na região urbana ocorre uma diminuição na camada de inversão térmica noturna comparada com a região rural, e a topografia age intensificando o escoamento.

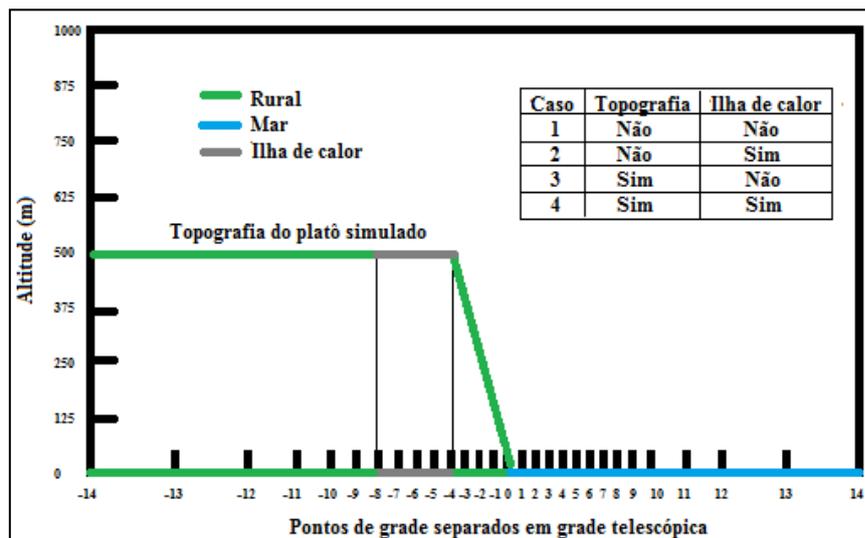


Figura 7: Esquema para ilustrar o modelo e casos simulados por Silva (1986).

Freitas (2003) estudou a formação e o desenvolvimento das circulações locais na região metropolitana de São Paulo. Utilizando o modelo RAMS, mostrou que a interação entre brisa marítima e a ilha de calor, sobre São Paulo, intensifica a convergência no centro da cidade, além de acelerar a frente de brisa marítima na região a barlavento da cidade e desacelerar a sotavento da cidade. Também mostrou que a presença da Serra do Mar e das duas represas (Billings e Guarapiranga) entre a cidade e o oceano altera o desenvolvimento da brisa marítima através de interação com as brisas lacustre e vale-montanha, onde a presença dos lagos alteram os campos de temperatura e umidade, não só nas regiões próximas, mas como em toda a região metropolitana de São Paulo, principalmente durante o dia. Freitas (2003) também verificou que a velocidade do vento sofre influência significativa das regiões urbanas, diminuindo em cerca de 1m/s nestas regiões.

No Rio de Janeiro, também foram realizados trabalhos de circulações locais, tais como trabalhos de climatologia de mesoescala (JOURDAN, 2007), análise de modelo meteorológico aplicado à região metropolitana do Rio de Janeiro (TAYT-SOHN *et al.*, 2010, MORAES, 2008) e estudos da interação entre a temperatura da superfície do mar e as circulações locais (RIBEIRO, 2010).

Jourdan (2007) fizeram um estudo climatológico do vento em superfície com dados correspondentes ao período de 2002 a 2006 em sete estações meteorológicas: quatro em código METAR (*Meteorological Aerodrome Report*) - SBGL (Aeroporto Galeão), SBRJ (Aeroporto Santos Dumont), SBJR (Aeroporto Jacarepaguá) e SBAF (aeródromo Campo Délio Jardim de Mattos – Afonsos); duas da FEEMA (Fundação Estadual de Engenharia do Meio Ambiente) - Centro e Jacarepaguá; e uma do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) – Ecologia Agrícola. Os resultados de Jourdan *et al.* (2007) das estações SBGL e SBRJ, também utilizados na presente dissertação, estão ilustrados na *figura.8*. Eles concluíram que os ventos na região possuem forte influência do Oceano Atlântico e das Baías

de Guanabara e Sepetiba. Em geral, no período da madrugada (0h até 6h) o vento é predominantemente do quadrante norte (sentido oceano-continente) e no período da tarde (12h até 18h), do quadrante sul, como demonstra o caso da estação SBRJ. Entretanto, características do terreno impõem circulações diferentes em cada localidade, tal como apresentado pela estação SBGL, que possui um padrão de ventos de noroeste e leste na madrugada e sudeste no período da tarde.

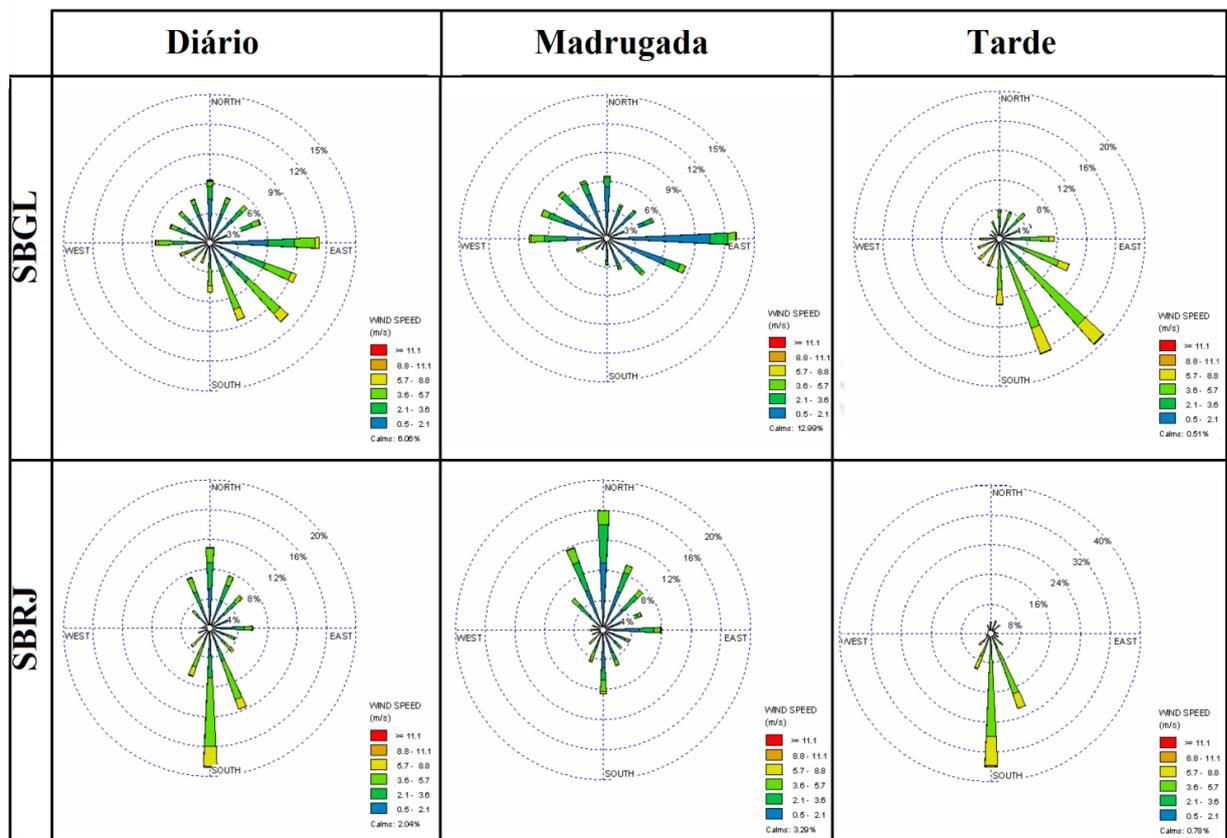


Figura 8: Histogramas em forma de hodógrafa da direção e intensidade do vento para os aeródromos SBRJ e SBGL, no período da madrugada e da tarde e na média diária, para os anos de 2002 a 2006. Quanto mais longe do centro, maior a frequência de ocorrências e a cor mostra a intensidade do vento em [m/s], onde azul corresponde a um vento entre 0,5 e 2,1, verde escuro entre 2,1 e 3,6, verde claro entre 3,6 e 5,7 e amarelo entre 5,7 e 8,8. (JOURDAN, p. 4, 2007).

Tayt-sohn *et al.* (2010) analisaram a formação da circulação de ilhas de calor no Rio de Janeiro a partir do modelo numérico MM5 (*Mesooscale Model 5*) em dois dias distintos, um com brisa marítima intensa, onde não se verificou a formação de circulação de ilha de calor e outro com brisa marítima fraca, onde foi identificada a circulação de ilha de calor

sobre a região metropolitana do Rio de Janeiro. Observaram, em suas simulações, que entre os três maciços do Rio de Janeiro os ventos são fracos, propiciando a formação da circulação de ilha de calor, mesmo apesar do aumento da intensidade da velocidade do vento durante a entrada da brisa em quase toda a área simulada. Fatores que podem diminuir o vento nesta região específica são, segundo Tayt-sohnet *al.* (2010), os próprios maciços e a alta rugosidade das regiões urbanas.

Moraes (2008) fez uma abordagem numérica utilizando o modelo MM5 para caracterizar a circulação de ilha de calor no Rio de Janeiro. Em suas simulações, utilizou quatro grades quadradas aninhadas com 24, 37, 43 e 43 pontos de grade e resoluções de 37km, 12,3km, 4,1km e 1,37km de espaçamento entre pontos, respectivamente. Para validar o modelo e identificar os horários de passagem de sistemas frontais, foram utilizadas cinco fontes de dados registrados em código METAR: SBGL, SBRJ, SBSC (Aeroporto Santa Cruz), SBJR e SBAF. Analisando os dados de temperatura das simulações e das observações, Moraes calculou a raiz do erro médio quadrático normalizado, que variou entre 10% e 20%. Dentre suas conclusões, destaca-se que a atuação da brisa marítima é determinante no campo de temperatura e conseqüentemente na intensidade e localização da ilha de calor, de forma que se a brisa marítima for muito intensa, então o vento dissipará o calor da cidade, extinguindo a ilha de calor urbana.

Estudando a interação entre a temperatura da água do mar e as circulações locais, Ribeiro (2010) realizou simulações utilizando modelos acoplados de oceano e atmosfera na região de Cabo Frio, a leste da cidade do Rio de Janeiro. Nessa região, a temperatura da superfície do mar está sujeita ao fenômeno de ressurgência costeira, explicado pelo transporte de Ekman, ilustrado na *figura 9*, onde a água mais profunda (fria) aflora para a superfície (a) ou ocorre subsidência (b), dependendo do sentido do vetor vento, paralelo à costa. Desta forma, quando o vento promove ressurgência, espera-se que a superfície do mar seja mais fria,

aumentando o gradiente térmico entre o oceano e o continente e, por sua vez, a intensidade da circulação de brisa marítima. Entretanto, as simulações de Ribeiro (2010) mostraram que a ressurgência não tem impacto significativo sobre a brisa. Tal verificação é explicada pelo fato de que a ressurgência também gera um gradiente térmico em sentido oposto àquele da circulação de brisa marítima, já que as águas mais distantes da costa (local de ressurgência) estão mais quentes, anulando o efeito da ressurgência no padrão geral da circulação de brisa.

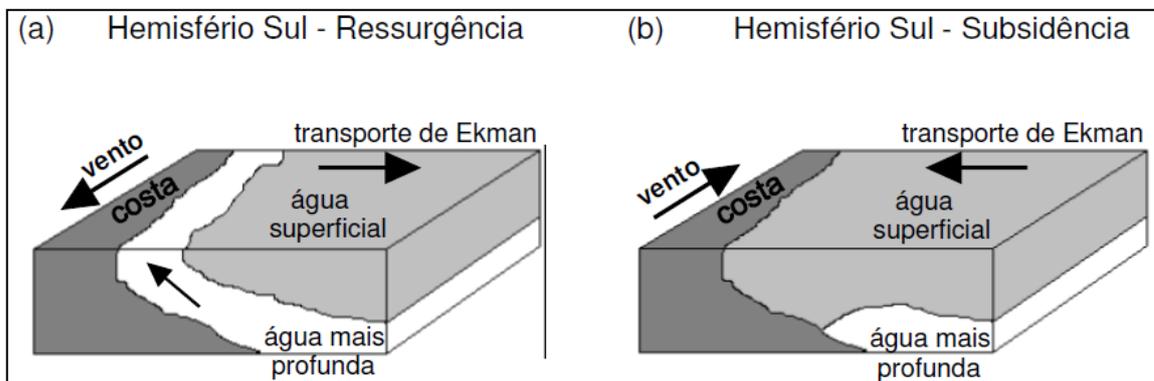


Figura 9: Esquema do transporte de Ekman com (a) vento favorável à ressurgência e (b) vento favorável à subsidência. Extraído de Ribeiro (2010).

Além dos efeitos da temperatura da água do mar, Ribeiro também observou que comparando duas simulações com diferentes tipos de cobertura do solo, uma com quatro tipos (cultura, cerrado, floresta e água) e outra com apenas dois (cultura e água), os padrões de vento (intensidade e direção) não se alteraram significativamente. Estes resultados são importantes no contexto dessa dissertação, pois o modelo utilizado não é acoplado com o oceano, embora haja a opção de acionar a variação diurna da temperatura da superfície do mar, de forma que não é simulado o efeito de ressurgência e transporte de Ekman, além do fato do arquivo de cobertura do solo possuir limitações, como será discutido na sessão correspondente às especificações do modelo.

### 1.3 Climatologia no Rio de Janeiro

Para estudar fenômenos de mesoescala, como as circulações locais, é preciso previamente compreender os fenômenos de grande escala (sinótica) que atuam na região de estudo e a climatologia da região, caso contrário, é difícil distinguir a origem dos fenômenos observados nos dados analisados e classificá-los. Ao estudar a climatologia de determinada região, também se pode identificar os principais sistemas sinóticos que ali atuam. Tendo em vista que as Olimpíadas serão realizadas em agosto de 2016, nessa dissertação este mês será enfatizado.

Em uma análise de escala sinótica para o mês de agosto, a costa do sudeste brasileiro está localizada na borda oeste da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), conforme mostra a *figura 10* da média das reanálises do modelo ERA-Interim, fornecida pelo ECMWF<sup>4</sup> (*European Centre for Medium-Range Weather Forecast*), com espaçamento de pontos de 1,5°, para os meses de agosto dos anos de 1989 a 2010, das variáveis vento e pressão reduzida ao nível do mar. A média da pressão reduzida ao nível do mar nesta época varia entre 1020 e 1020,5hPa no Rio de Janeiro. Nos demais meses do ano, com exceção a julho, a ASAS se encontra mais afastada da costa brasileira, atingindo o ponto mais distante em janeiro, com a pressão média reduzida ao nível do mar variando entre 1010 e 1012 hPa, sobre o Rio de Janeiro.

---

<sup>4</sup> Disponível em: <<http://www.ecmwf.int/research/era/do/get/era-interim>>. Acesso em: 31 jan. 2013.

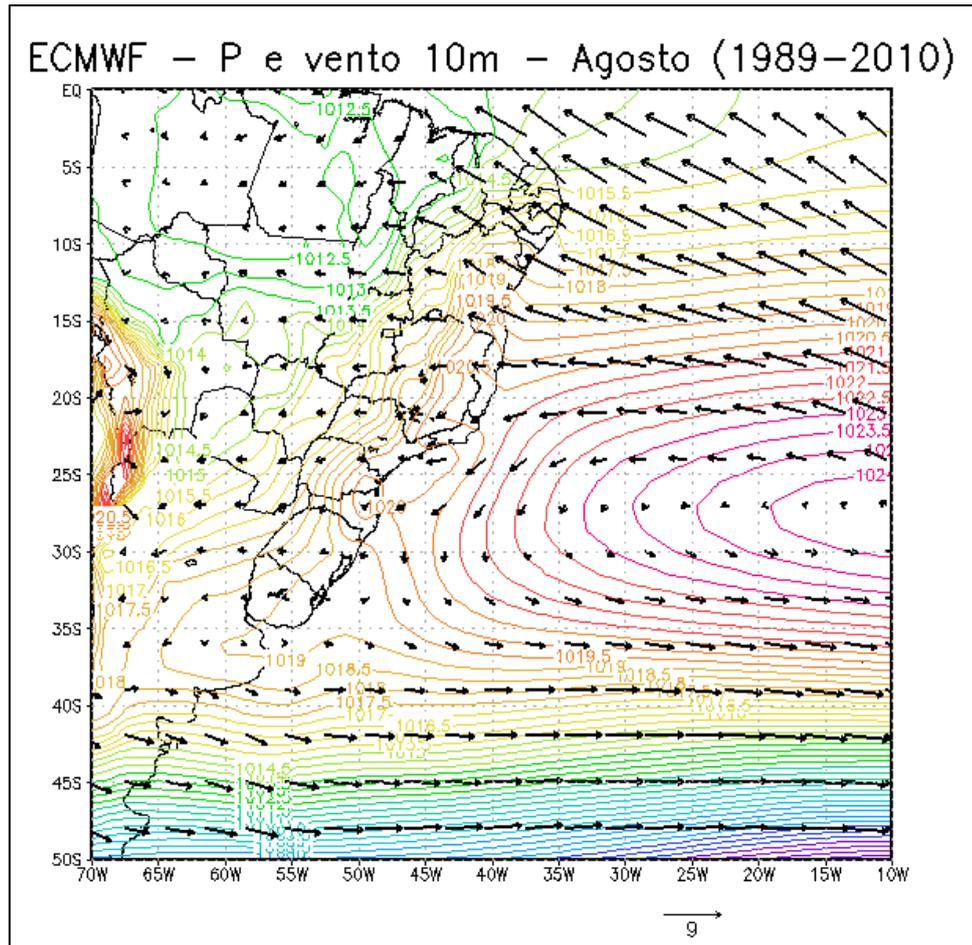


Figura 10: Média da pressão reduzida ao nível do mar (contornos, em intervalos de 0,5 hPa, onde o centro alta pressão em longitude 10°W é 1024,5hPa) e vento a 10m dos dados de reanálise do modelo ECMWF para todos os meses de agosto dos anos de 1989 a 2010.

Selecionando a latitude e a longitude mais próxima ao Rio de Janeiro do arquivo de reanálises do ECMWF, longitude igual a  $-43,5^\circ$  e latitude igual a  $-22,5^\circ$ , e plotando uma hodógrafa (*figura 11*) do vento sinótico a 10m, tem-se que o vento varia no quadrante NE, sendo praticamente de leste nos meses de abril ( $88^\circ$ ), maio ( $75^\circ$ ), setembro ( $78^\circ$ ), outubro ( $85^\circ$ ) e novembro ( $78^\circ$ ). A direção mais norte é atingida no mês de junho, com ventos médios de  $19^\circ$ . Em agosto, a direção média do vetor vento é  $57^\circ$  e a magnitude média é  $0,74$  m/s. Esta variação se deve ao posicionamento da ASAS. Em janeiro, o Rio de Janeiro se encontra na borda noroeste da ASAS, onde os ventos são mais intensos e do quadrante norte. A medida que a ASAS se desloca para norte (entre fevereiro e julho), o Rio de Janeiro fica na região de ventos mais fracos de leste, provenientes do centro da alta pressão. Em agosto e setembro, a

ASAS se desloca para noroeste, ficando mais próxima do continente sul-americano e aumentando o gradiente de pressão, o que resulta em ventos mais intensos, também de leste.

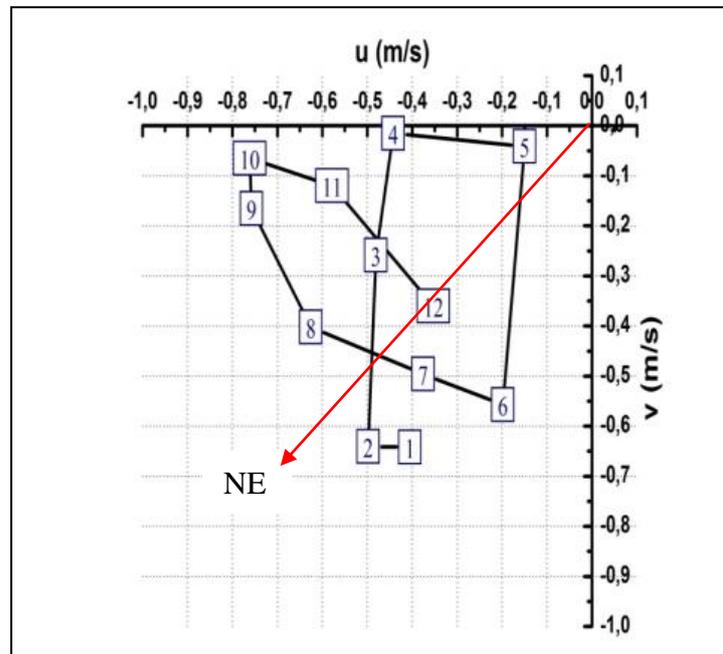


Figura 11: Média mensal das componentes zonal ( $u$ ) e meridional ( $v$ ) do vento em superfície no período de janeiro de 1989 a dezembro de 2010 de cada mês (número em azul), na latitude  $-22,5^\circ$  e longitude  $-43,5^\circ$  (Rio de Janeiro) dos dados de reanálise do modelo ECMWF. A seta vermelha corresponde a um vento que vem da direção NE, onde os pontos acima dela são ventos de ENE e os pontos abaixo são ventos de NNE.

Devida à sua resolução espacial, o modelo ECMWF não contabiliza efeitos regionais, que influenciam de forma significativa o estado do Rio de Janeiro. A *figura 12* mostra, além dos dados de intensidade do vento calculados pelo ECMWF na latitude  $-22,5^\circ$  e longitude  $-43,5^\circ$ , os dados da estação climatológica do INMET (83743) localizada no Rio de Janeiro (lat.:  $-22,8^\circ$  e lon.:  $-43,18^\circ$ ). Assim, por não representar os efeitos regionais, a intensidade do vento na reanálise é muito inferior ao observado (diferença de  $\sim 2$  m/s) na cidade do Rio de Janeiro. Conseqüentemente, o ciclo anual da intensidade do vento também é alterado já que, quando a ASAS está mais intensa sobre o Rio de Janeiro, a maior estabilidade atmosférica impede o desenvolvimento de circulações locais mais intensas.

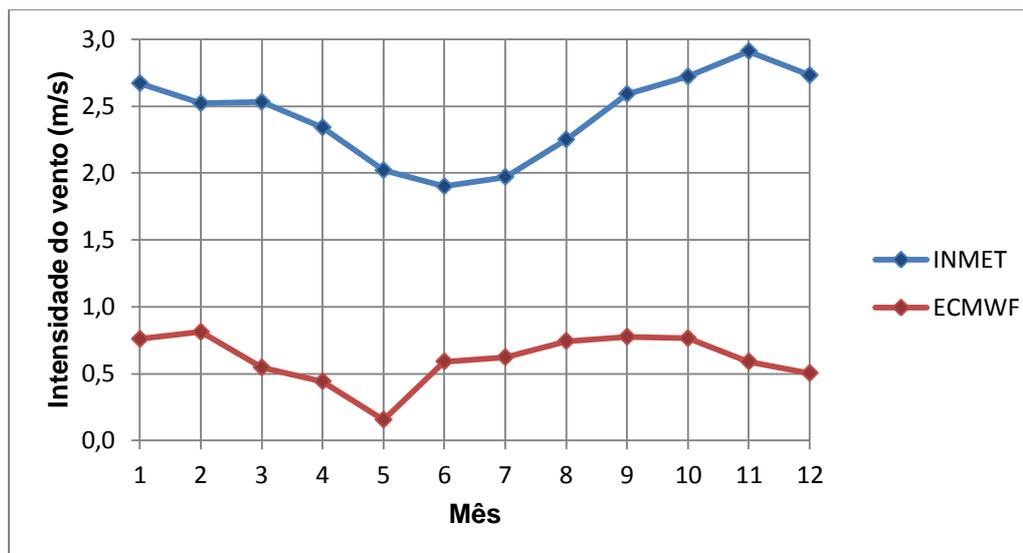


Figura 12: Intensidade do vento na reanálise do ECMWF (vermelho) e registrada pelo INMET (azul) no Rio de Janeiro. Dados do INMET correspondem às observações da estação 83743 entre os anos de 1961 a 1990.

A temperatura média mensal na cidade do Rio de Janeiro (estação 83743) varia entre 26,6°C em fevereiro e 21,4°C em julho, conforme mostra a *figura 13* do gráfico da climatologia de 1961 a 1990 da temperatura, fornecido pelo INMET, para a capital do Rio de Janeiro. A temperatura média de agosto corresponde a 21,9°C.

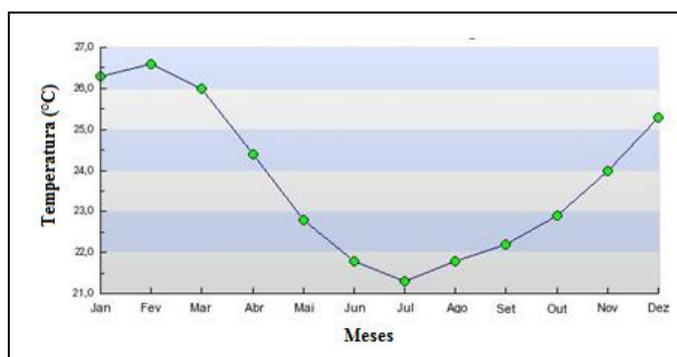


Figura 13: Dados da normal climatológica da temperatura no Rio de Janeiro, correspondente aos anos de 1961 a 1990 de observações do INMET<sup>5</sup>.

Assim como a temperatura, a precipitação é menos intensa no Rio de Janeiro nos meses de inverno, conforme mostram os gráficos da *figura 14*, extraído de Oliveira *et al.* (2006), cujo trabalho foi estendido e publicado novamente mais tarde por Dereczynskiet *al.* (2008). Efeitos da topografia influenciam diretamente na climatologia da precipitação, com

<sup>5</sup>Disponível em: <[www.inmet.gov.br/html/clima.php](http://www.inmet.gov.br/html/clima.php)>. Acesso em: 20 set. 2012.

máximos localizados nos três maciços da cidade, Maciço de Gericinó (norte), Maciço da Pedra Branca (oeste) e Maciço da Tijuca (leste) (vide mapa da *figura 17, p.28*), a oeste da Baía de Guanabara com altitudes entre 100 m e 800m. Medanha e Sumaré localizam-se nos maciços de Gericinó e da Tijuca, respectivamente, enquanto que Penha e Santa Cruz localizam-se no vale ao norte dos maciços da Pedra Branca e da Tijuca. Grota Funda está localizada próximo ao oceano.

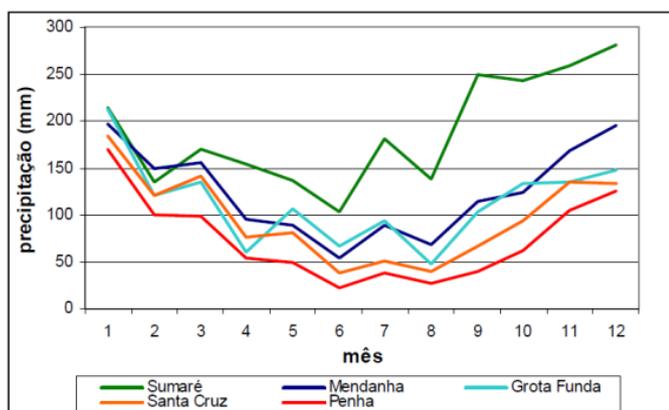


Figura 14: Totais de precipitação médios mensais (mm) em cinco estações pluviométricas da GEORIO (Instituto de Geotécnica do Município do Rio de Janeiro), localizadas no Município do Rio de Janeiro, no período de janeiro de 1997 até dezembro de 2005 (OLIVEIRA *et al.*, p. 5. 2006).

## 1.4 Modelo WRF

Nesta dissertação, foi adotado o modelo WRF (*Weather Research and Forecast*) que atualmente é uma ferramenta gratuita vastamente difundida em todo o mundo, com mais de 6.000 usuários registrados (SKAMAROCK *et al.*, 2008). Esse modelo foi desenvolvido com a colaboração de diversos centros de pesquisa, tais como: NCAR (*National Center for Atmospheric Research*), NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*), MMM (*Mesoscale and Microscale Meteorology*), NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration's*), FSL (*Forecast Systems Laboratory*), AFWA (*Air Force Weather Agency*), NRL (*Naval Research Laboratory*), *University of Oklahoma*, e FAA (*Federal Aviation Administration*).

A versão adotada foi a WRF 3.4.1<sup>6</sup>, que possui as seguintes características:

- Equações: Sistema Euleriano não hidrostático. Conservativo para variáveis escalares.
- Coordenada vertical: Sistema  $\sigma$  que acompanha o terreno, proposta por Laprise (1992), definida conforme a equação 9, onde  $P$  é a pressão e  $\sigma$  varia de zero, no topo do modelo, a 1, na superfície.

$$\sigma = \frac{(P - P_{topo})}{(P_{superfície} - P_{topo})} \quad (9)$$

- Grade horizontal: Grade C de Arakawa.
- Integração no tempo: esquema de 3ª ordem de Runge-Kutta.
- Discretização espacial: Esquemas de 2ª a 6ª ordem para advecção.
- Interação entre grades de dupla direção (*two-way*).

O modelo possui uma vasta quantidade de opções para esquemas de microfísica, de parametrização de cumulus, de física de superfície, de física da camada limite planetária e de radiação.

---

<sup>6</sup>Disponível em: <[www.mmm.ucar.edu/wrf/users/download/get\\_source.html](http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/download/get_source.html)>. Acesso em 1 set. 2012.

## 2. Dados e metodologia

### 2.1 Tratamento de dados

Conforme demonstrado na *equação 8* (vide p. 13), o gradiente térmico entre o continente e o oceano é o responsável pela geração de circulações locais. Para verificar essa diferença térmica entre terra e oceano na região da Baía de Guanabara, foram utilizados dados de Temperatura da Superfície do Mar, doravante TSM, medidos *in situ* na estação da Ilha Rasa, localizada a aproximadamente 12 km ao sul da Baía de Guanabara, em  $-23^{\circ}04'$  de latitude e em  $-43^{\circ}09'$  de longitude, cedidos pela Marinha do Brasil.

Os dados fornecidos pela Marinha foram coletados a partir de métodos preconizados pela WMO (*World Meteorological Organization*) que usa um balde de borracha e termômetro para medir a água do mar. Como esses dados apresentaram muitas falhas no período estudado, conforme mostra *afigura 15*, foram considerados apenas os dados de TSM estimados por satélite, com resolução temporal de um dia e espacial de  $0,25^{\circ}$ , disponibilizados pela NOAA<sup>7</sup> e descritos por Reynolds *et al.* (2007).

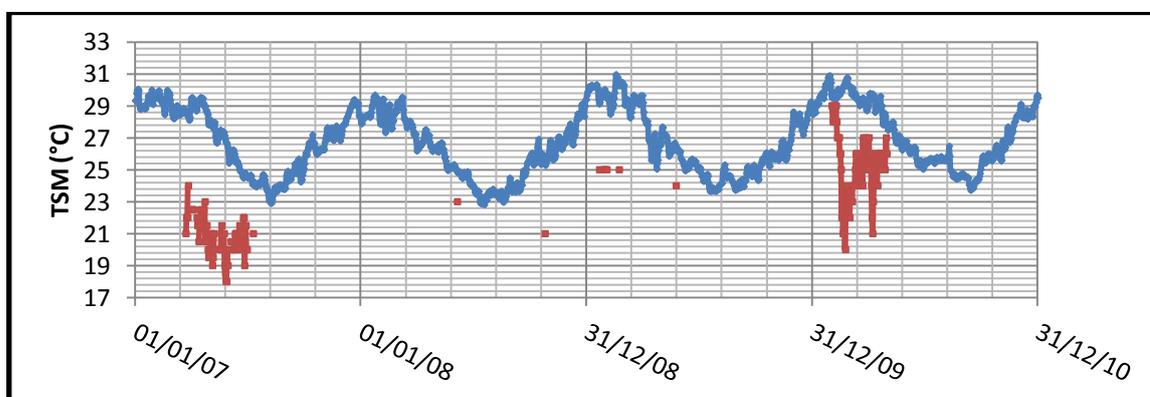


Figura 15: Série temporal dos dados de TSM estimados por satélite (azul) e medidos *in situ* na Ilha Rasa (vermelho).

<sup>7</sup> Disponível em: <<http://eclipse.ncdc.noaa.gov/pub/OI-daily-v2/NetCDF/>>. Acesso em: 10 nov. 2013.

As coordenadas dos dados estimados por satélite são latitude:  $-23,125^\circ$  e longitude  $-43,125^\circ$ , referente ao ponto mais próximo à Ilha Rasa. Para o período apresentado na *figura 15* (janeiro de 2007 a dezembro de 2010), observa-se que as temperaturas estimadas por satélites para esse ponto variam entre valores máximos da ordem de  $29^\circ\text{C}$  a  $30^\circ\text{C}$  em janeiro, até mínimos da ordem de  $23^\circ\text{C}$  a  $24^\circ\text{C}$  no início de agosto. Sendo assim, somente do ponto de vista da TSM, agosto seria o mês onde o gradiente térmico entre a terra e o mar é maximizado e, portanto, seria o mês mais propício para a intensificação da brisa marítima nessa região. Por outro lado, essa conclusão deve ser vista com cautela, pois, comparando os dados de TSM medidos *in situ* com os dados estimados por satélite (*figura 16*), nota-se baixa correlação ( $R^2 \sim 0,3$ ), sendo que os dados do satélite possuem temperatura superior aos medidos *in situ*.

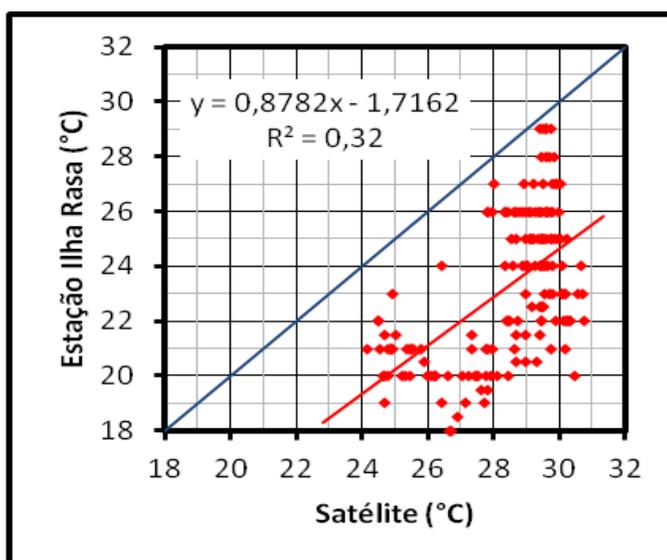


Figura 16: Gráfico de dispersão comparando dados da estação da Ilha Rasa com dados inferidos por satélite. Linha vermelha é o ajuste linear, com equação e  $R^2$  destacados.

Os dados atmosféricos de temperatura ( $T$ ), temperatura do ponto de orvalho ( $T_d$ ) e vento (velocidade e direção) foram medidos por três pontos de observação em aeroportos (SBSC, SBRJ e SBGL) e quatro estações automáticas do INMET (A654, A621, A603 e A602), de acordo com a *Tabela 2*. Suas localizações podem ser mais bem visualizadas no

mapa topográfico da *figura 17*, gerado a partir de dados de resolução de 1 arc-segundo (aproximadamente 90m) do SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*)<sup>8</sup>.

Tabela 2: Especificações das sete estações selecionadas.

Código	Localidade	Latitude	Longitude	Altitude	Período
A602	Marambaia	-23,050°	-43,600°	10m	Jan 2007 – nov 2011
A603	Xerem	-22,583°	-43,267°	33m	Jan 2007 – nov 2011
A621	Vila militar	-22,861°	-43,411°	45m	Jan 2007 – nov 2011
A654	Jacarepaguá	-22,987°	-43,370°	3m	Jan 2007 – nov 2011
SBRJ	Santos Dumont	-22,910°	-43,163°	3m	Jan 2007 – dez 2011
SBGL	Galeão	-22,809°	-43,244°	6m	Jan 2007 – dez 2011
SBSC	Santa Cruz	-22,932°	-43,719°	3m	Jan 2007 – dez 2011

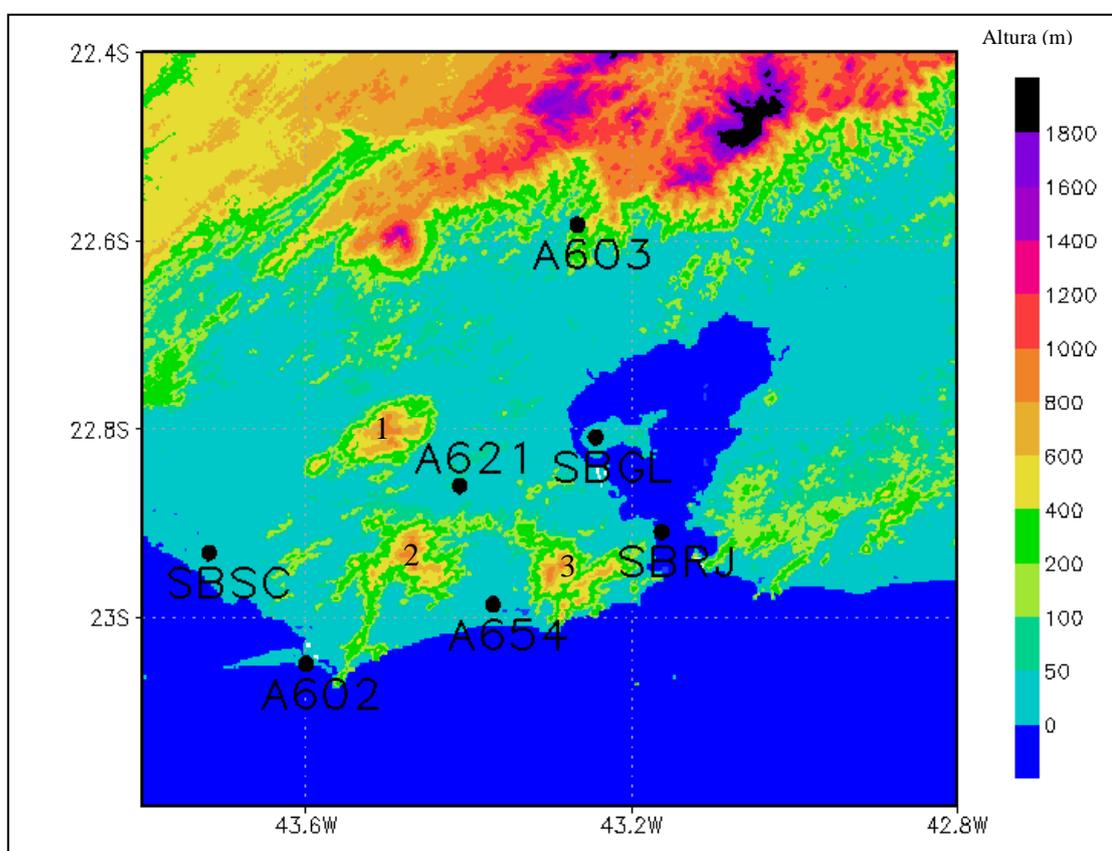


Figura 17: Mapa topográfico da região da Baía de Guanabara com a localização das sete estações utilizadas no trabalho e dos três maciços da cidade do Rio de Janeiro, (1) Maciço de Gericinó, (2) Maciço da Pedra Branca e (3) Maciço da Tijuca.

Os dados de magnitude do vento das estações dos aeroportos estão disponíveis na unidade [nós] para a velocidade do vento. Assim, nesta dissertação, os valores de vento das

<sup>8</sup>Disponível em: <[http://eros.usgs.gov/#/Find\\_Data/Products\\_and\\_Data\\_Available/SRTM](http://eros.usgs.gov/#/Find_Data/Products_and_Data_Available/SRTM)>. Acesso em: 12 out. 2012

estações dos aeroportos foram multiplicados por 0,51 para transformar em unidade padrão [m/s].

Os dados de  $T_d$  das estações do INMET foram calculados a partir da fórmula adaptada de Clausius-Clapeyron, descrita por Bolton (1980) e apresentada nas *equações 10 a 12*, uma vez que estavam disponíveis apenas os dados de temperatura e umidade relativa.

$$e_s = 6,11 \exp\left(\frac{17,67}{T+243,5} T\right) \quad (10)$$

$$e = e_s \cdot UR \quad (11)$$

$$T_d = \frac{243,5 \ln e - 440,8}{19,48 - \ln e} \quad (12)$$

onde,  $T$  é a temperatura em [°C];  $e$  e  $e_s$  são respectivamente a pressão de vapor e a pressão de vapor de saturação em [hPa];  $UR$  é a umidade relativa em valor absoluto;  $T_d$  é a temperatura do ponto de orvalho em [°C].

As estações dos aeroportos e do INMET forneceram os dados de vento em forma de magnitude ( $mag$ ) e direção ( $dir$ ). Sendo assim, para os cálculos vetoriais, foi necessário converter para as componentes meridional ( $v$ ) e zonal ( $u$ ) do vento, de acordo com as *equações 13 e 14*, lembrando que o vetor vento ( $\vec{V}$ ) é definido pela *equação 15*.

$$u = -mag \cdot \sin(dir) \quad (13)$$

$$v = -mag \cdot \cos(dir) \quad (14)$$

$$\vec{V} = \vec{v} + \vec{u} \quad (15)$$

Para avaliar o contraste térmico entre o oceano e os dados medidos pelas estações, foi definida a variável T-TSM, como sendo a subtração da temperatura medida por cada estação pela temperatura da superfície do mar estimada pelo satélite. Esta variável permite estimar o gradiente térmico entre o continente e o oceano, definido pela razão entre T-TSM e a distância entre a estação e o oceano (latitude  $-23,125^\circ$  e longitude  $-43,125^\circ$ ).

Com os dados de T, Td,  $u$ ,  $v$  e T-TSM, foram calculadas as médias horárias dessas variáveis para cada mês ( $\bar{X}_{obs}(mês, hora)$ ), conforme a *equação 16*, onde  $X$  é a variável e  $N$  é o número de eventos.

$$\bar{X}_{obs}(mês, hora) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i(mês, hora) \quad (16)$$

Para distinguir a componente de mesoescala (que identifica a circulação local) da componente sinótica de cada variável, foi aplicado um filtro nos dados a partir do cálculo da média móvel diária de cada variável observada (*equação 17*) em todos os dados. O valor médio de cada hora de todos os dias de cada mês da média móvel diária corresponde à componente média sinótica de cada variável, denominada como  $\bar{X}_{sinótico}(mês, hora)$  (*equação 18*). A componente média de mesoescala,  $\bar{X}_{meso}(mês, hora)$  foi definida conforme a *equação 19*.

$$\bar{X}_{móvel} = \frac{1}{25} \sum_{i=12}^{i+12} X_i \quad (17)$$

$$\bar{X}_{sinótico}(mês, hora) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \bar{X}_{móvel}_i(mês, hora) \quad (18)$$

$$\bar{X}_{meso}(mês, hora) = \bar{X}_{obs}(mês, hora) - \bar{X}_{sinótico}(mês, hora) \quad (19)$$

Para avaliar a representatividade de cada média utilizada, foi calculada a frequência relativa da amostragem dos dados, ou seja, a razão entre os dados disponíveis e o total de dados que deveria ser medido no período.

Inicialmente havia nesta dissertação mais duas estações de aeroportos, SBAF (latitude:  $-22,875^\circ$  e longitude:  $-43,385^\circ$ ) e SBJR (latitude:  $-22,987^\circ$  e longitude:  $-43,372^\circ$ ), porém elas foram descartadas por possuírem quantidade insuficiente de dados (menos de 50% no período). A *figura 18* mostra a frequência relativa dos dados de vento para todas as estações utilizadas neste trabalho, onde, a linha pontilhada indica o limiar de 75% de dados existentes e a linha contínua, o limiar de 50%. Nos meses e horários em que a frequência foi inferior a

50% (somente na estação SBRJ no mês de dezembro entre 03Z e 08Z), os dados foram desconsiderados. A única estação que possui todos os dados de vento com mais de 75% de frequência no período analisado é a A654. As demais variáveis, T e Td, não foram ilustradas em figuras, pois possuem padrão de frequência similar ao do vetor vento, com diferenças inferiores a 5%.

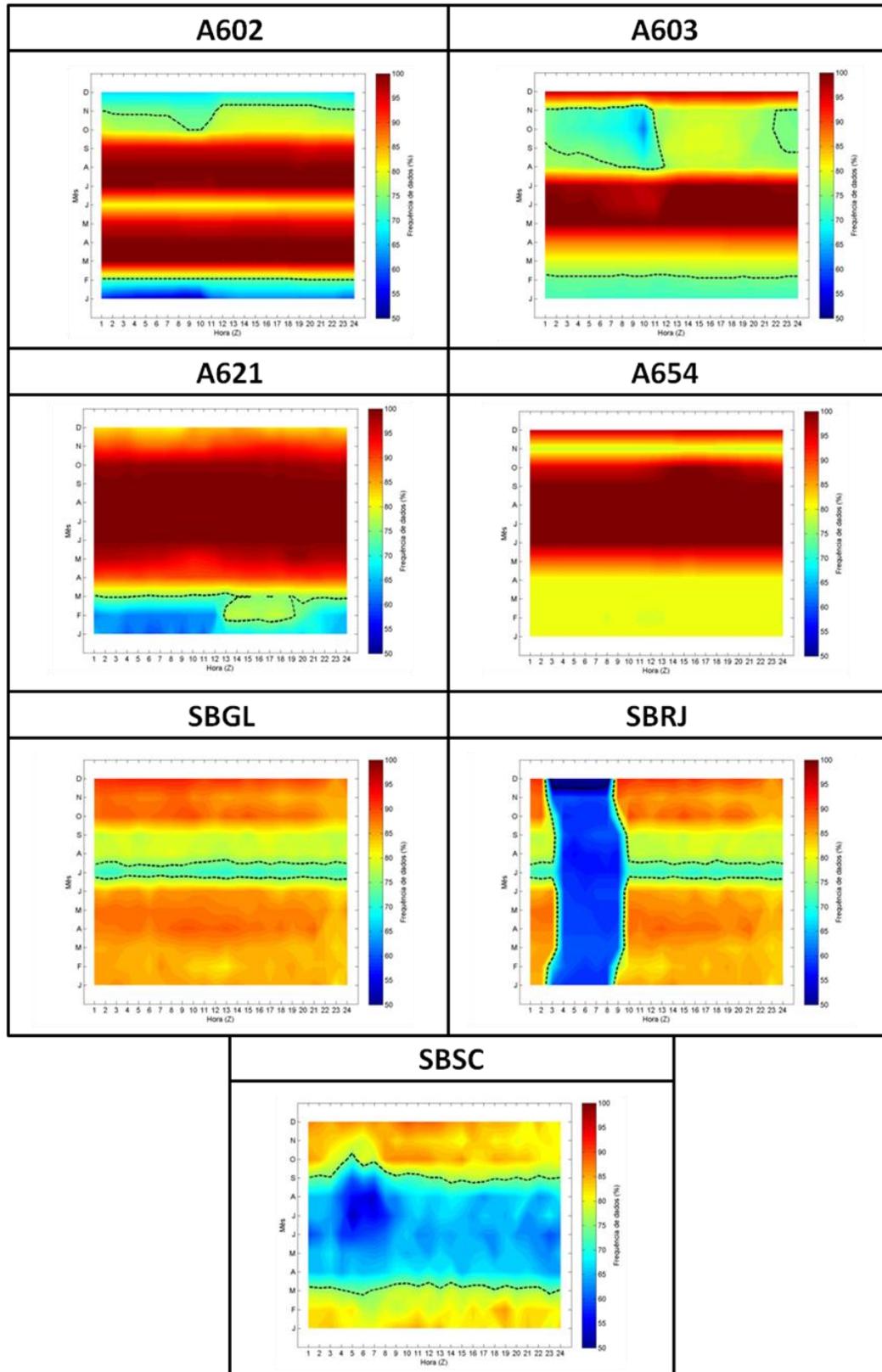


Figura 18: Gráfico de frequência relativa dos dados de vento das estações do INMET e dos aeroportos no período disponível entre janeiro de 2007 e dezembro de 2011 (estações do INMET possuem dados apenas até novembro de 2011). A linha pontilhada indica o limiar de 75% e a linha contínua (na estação SBRJ) o limiar de 50%.

## 2.2 Modelos

Os modelos meteorológicos utilizados nesta dissertação foram o WRF e o GFS (*Global Forecast System*). Este último forneceu as condições iniciais e de fronteira ao modelo regional, além de servir de base de comparação para testar o modelo regional (WRF). A distribuição geográfica em projeção Mercator dos três domínios (D1, D2 e D3) utilizados no modelo WRF pode ser visualizada na *figura 19* e suas configurações estão apresentadas na *tabela 3*. As análises e previsões disponíveis do modelo GFS possuem 27 níveis verticais de pressão e 0,5° de espaçamento de grade horizontal e são geradas pelo NCEP. A resolução temporal das análises do GFS é de 6h, enquanto que as previsões do GFS são de 3 em 3 horas.

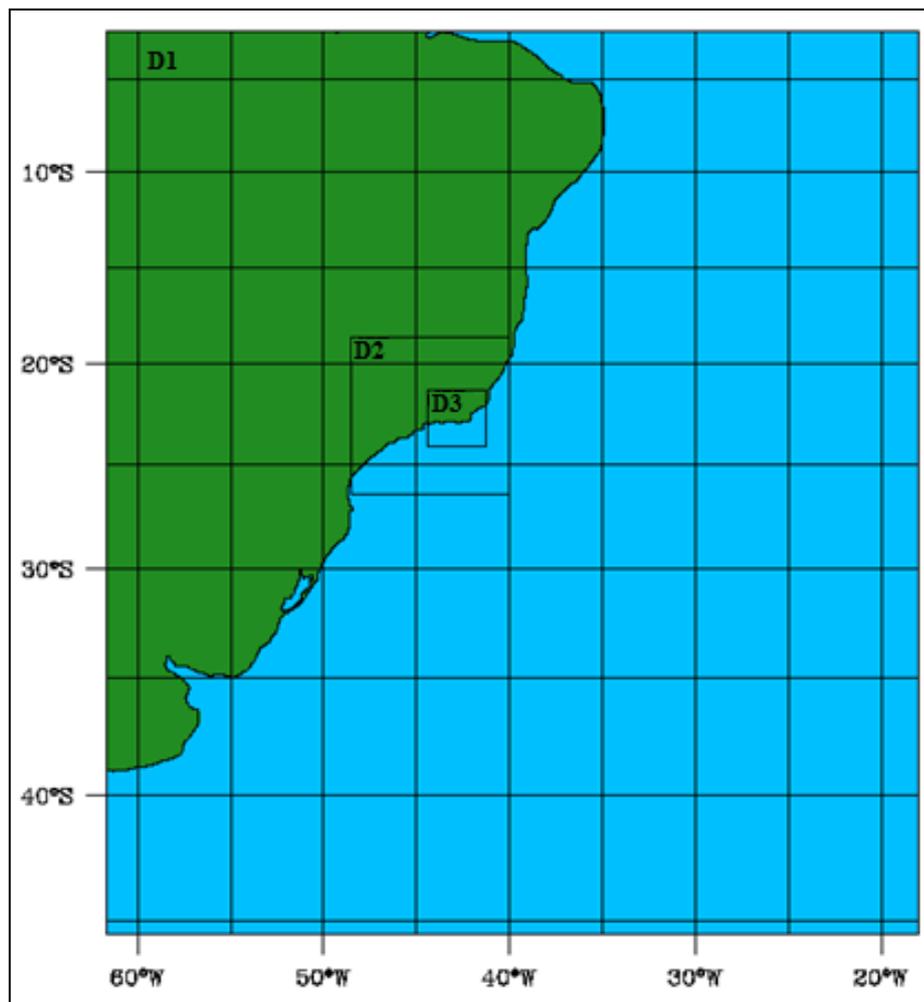


Figura 19: Posição em projeção Mercator dos três domínios (D1, D2 e D3) do modelo WRF. A grade maior, D1, é representada pela figura inteira e possui espaçamento de 27 km entre os pontos da grade. Os domínios D2 e D3 possuem 9 km e 3 km de espaçamento de grade, respectivamente.

Tabela 3: Especificações das grades utilizadas pelo modelo WRF.

Modelo / versão	WRF V3.4.1
Dados iniciais e de fronteira	GFS
Período de integração	72h (3dias)
Intervalo de gravação de saídas	1h
Espaçamento horizontal no maior domínio (D1).	27 km
Razão de <i>downscaling</i> entre grades	1/3
Passo no tempo no primeiro domínio	120s
Número de pontos no eixo W-E	170 (D1), 100 (D2) e 100 (D3)
Número de pontos no eixo S-N	190 (D1), 100 (D2) e 100 (D3)
Número de pontos na vertical	38 (D1), 38 (D2) e 38 (D3)
Topo do modelo	50hPa
Níveis $\sigma$ utilizados	1.0000, 0.9953, 0.9902, 0.9846, 0.9785, 0.9719, 0.9568, 0.9389, 0.9177, 0.8925, 0.8626, 0.8271, 0.7850, 0.7350, 0.6757, 0.6054, 0.5654, 0.5219, 0.4744, 0.4211, 0.3789, 0.3263, 0.2842, 0.2421, 0.2105, 0.1842, 0.1526, 0.1263, 0.1053, 0.0884, 0.0768, 0.0653, 0.0537, 0.0421, 0.0305, 0.0189, 0.0074, 0.0000
Projeção	Lambert Conformal Conic
Latitude de referência 1	-20°
Latitude de referência 2	-25°
Longitude central	-40°
Latitude central	-26°
Espaçamento de grade da topografia e do arquivo de uso do solo.	10' (D1), 5' (D2) e 2' (D3)

A posição e tamanho dos três domínios foram determinados respeitando seis premissas, ordenadas por importância (Wang, 2012 – comunicação pessoal<sup>9</sup>):

- (1) Todos os domínios devem ser maiores ou iguais a 100 pontos de grade. Isto porque, excluindo-se os pontos de borda (10 em cada lateral), existem pelo menos 80 pontos “úteis” no domínio. Assim, ondas de até 10 pontos de grade são bem resolvidas em cada domínio, ou seja, ondas de comprimentos iguais a 270 km no

<sup>9</sup> Notas fornecidas por Wei Wang durante o *Workshop on air quality and use of WRF-CHEM tutorial* em 2012.

D1, 90 km no D2 e 30 km no D3. Isto porque “10” equivale à 80/8, onde 8 é o valor mínimo de pontos para representar razoavelmente bem uma onda.

- (2) Tempo de processamento computacional deve ser inferior a duas horas para “resolver” um dia de simulação. É preciso lembrar que o D1 é resolvido quatro vezes mais rápido que os demais domínios, com o mesmo número de pontos de grades na horizontal.
- (3) O D1 deve ser grande o suficiente para resolver por completo os sistemas sinóticos que influenciam a região de estudo, ou seja, a ASAS e baixas pressões transientes. A *figura 20* mostra que a ASAS esteve localizada no interior do D1, na média de agosto de 2012, nas análises do GFS.

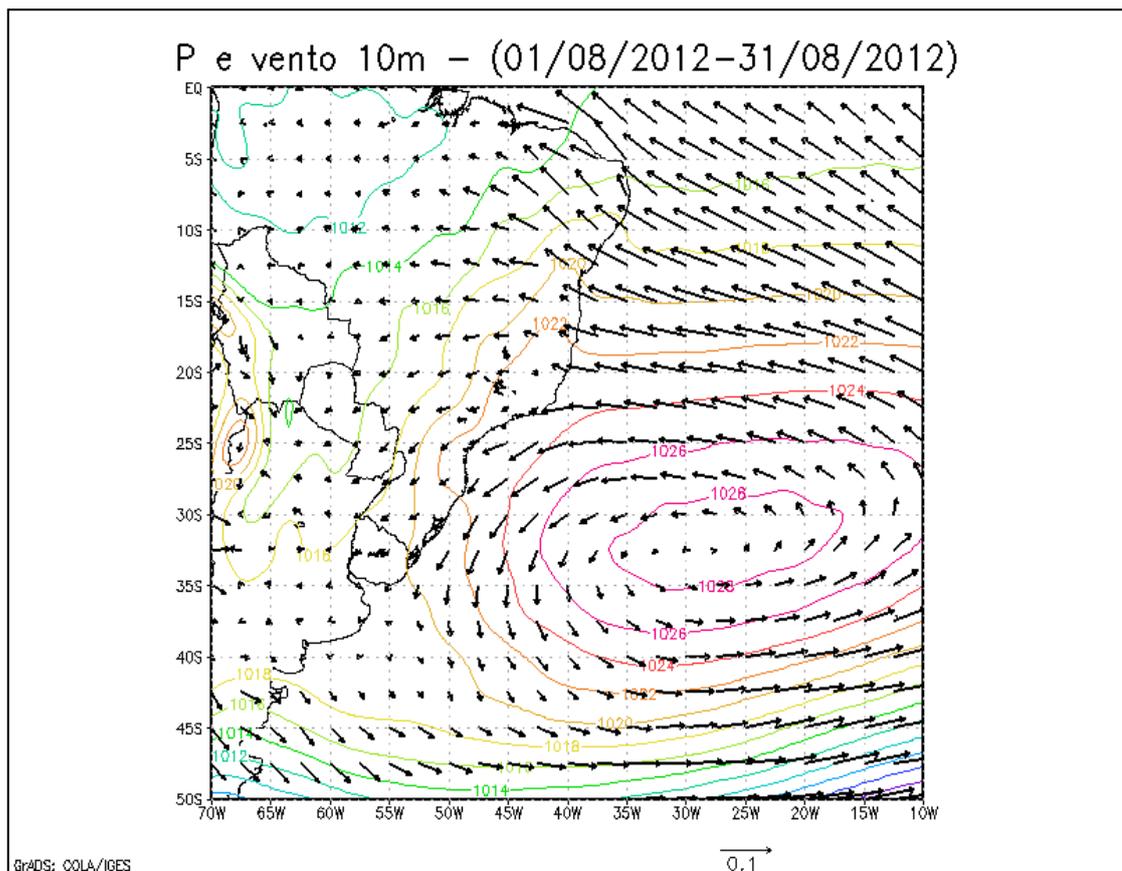


Figura 20: Média do mês de agosto de 2012 dos quatro horários sinóticos (0Z, 6Z, 12Z e 18Z) da pressão em superfície (hPa) e ventos (m/s), das análises do modelo GFS.

- (4) O D1 deve ser grande o suficiente para que os “pulsos” inseridos nas bordas, devido à fronteira ser atualizada pelas previsões do GFS a cada três horas, sejam amortecidos até atingir as fronteiras dos D2 e D1.
- (5) O D3 deve estar centrado na baía de Guanabara e todas as estações devem estar dentro de seu domínio com distância superior a dez pontos de grade da fronteira, evitando efeitos de borda.
- (6) Sempre que possível nenhuma grade deve atravessar grandes montanhas (maiores que 1000m) em suas fronteiras.

Baseado nestas seis premissas, a *figura 21* ilustra o resultado final dos três domínios, considerando a topografia.

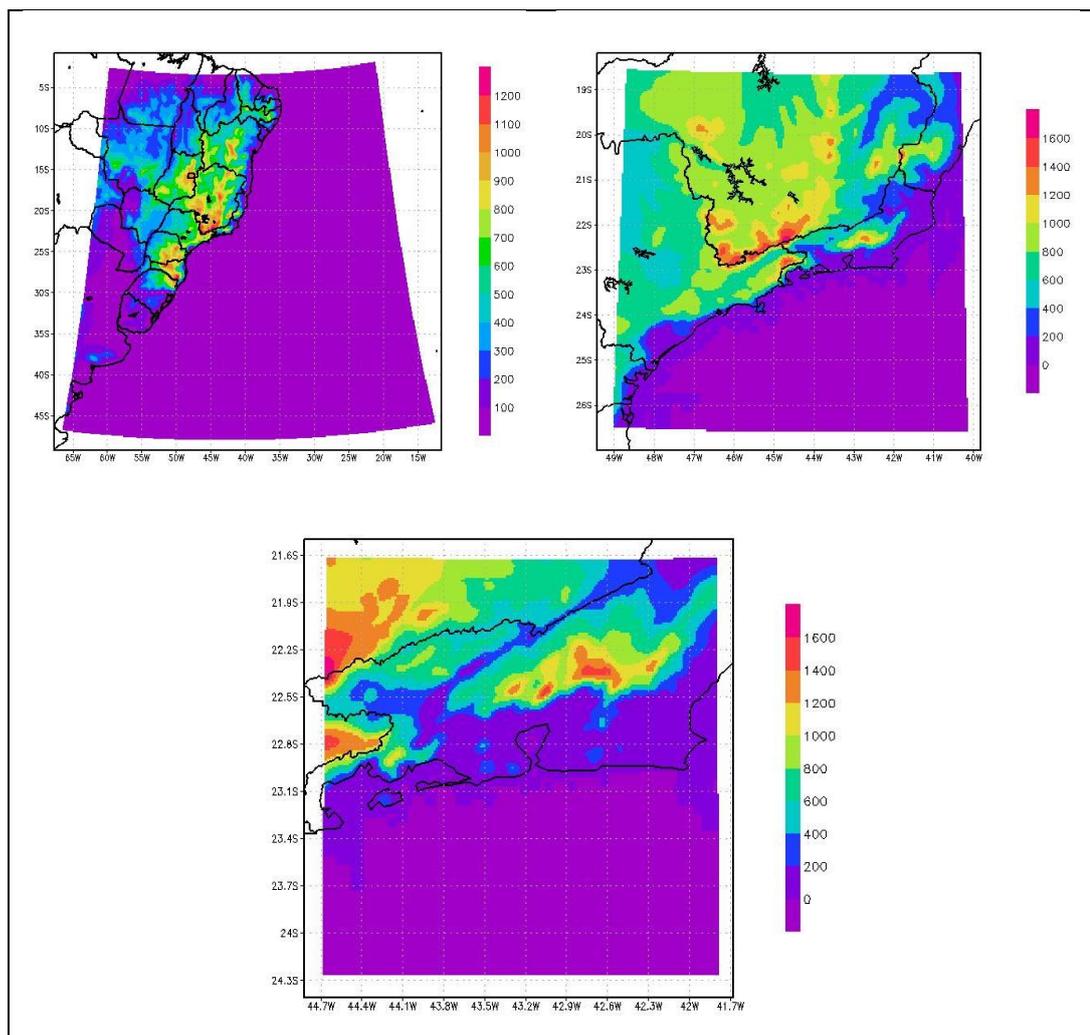


Figura 21: Topografia dos três domínios utilizados. Escala de cores em [m].

Para garantir estabilidade durante a integração das simulações, o passo de tempo de D1 foi determinado a partir do cálculo empírico sugerido por Skamarock *et al.* (2008), onde deve-se multiplicar o valor do espaçamento de grade, em km, pelo fator 6, o que resulta em 160 s. O passo de tempo deve ser um número entre a metade do valor obtido (80 s) e o triplo do seu valor (480 s). Para obter saídas horárias sem interpolações, foi então escolhido o passo de tempo de 120 s, ou dois minutos. O passo de tempo para as demais grades seguem a razão de *downscaling* (1/3).

A projeção *Lambert Conformal Conic* foi escolhida tendo em vista a variável fator de mapa (*map factor*). Conforme exemplifica a *figura 22*, a projeção é feita no cone que envolve o geóide, cruzando-o em duas latitudes de referência. Nestas duas latitudes, o fator de mapa é exatamente 1. Entre elas, o fator é um número menor que 1 e a norte ou a sul delas, equivale a um número maior que 1, que cresce na medida em que se distância. Maiores detalhes sobre tipos de projeções e suas vantagens e desvantagens podem ser encontrados em Haltiner (1980). Na forma em que os domínios foram projetados, o fator de mapa do D1 varia entre 0,9990 e 1,1163. A grade do D2 varia entre 0,9990 e 1,0017. Caso a projeção escolhida fosse Mercator, para a mesma configuração dos domínios, a grade do D1 possuiria um fator de mapa variando entre 0,9406 e 1,3433.

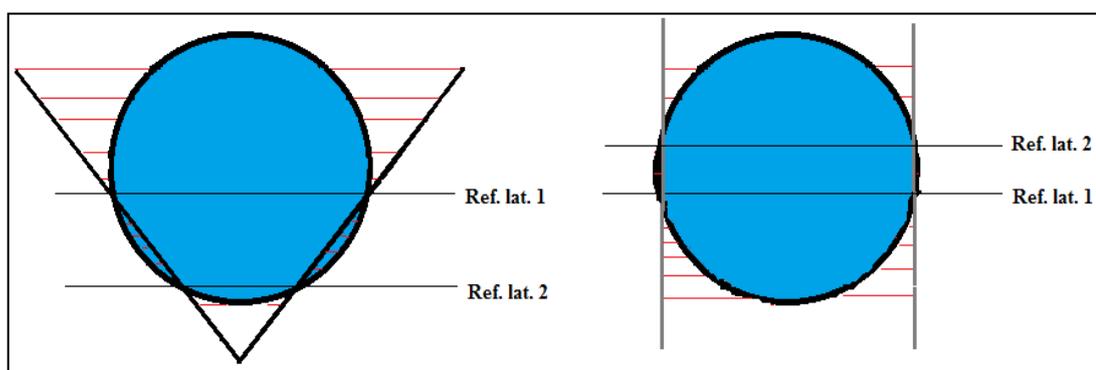


Figura 22: Exemplo de projeção *Lambert Conformal Conic* (esquerda) e projeção Mercator (direita).

Foram adotados 38 níveis verticais (vide *figuras 23e 24*) de forma a garantir um perfil logarítmico de distribuição desses níveis, com maior quantidade na baixa troposfera. Acima de

15 km de altitude, este perfil se torna linear para garantir que não haja separação de mais de 1km entre cada nível. Esta condição proporciona uma camada de amortização das ondas geradas na troposfera que se propagam para a estratosfera que é estável. Assim esta onda é atenuada antes de chegar ao topo do modelo (50 hPa), evitando reflexões indesejadas.

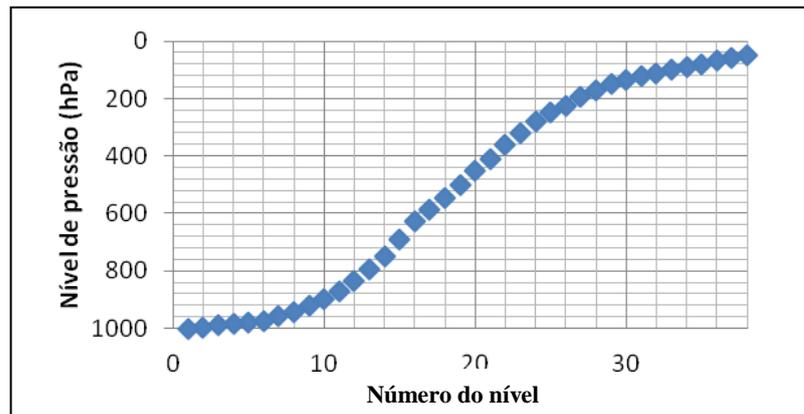


Figura 23: Níveis de pressão utilizados, em coordenada P (hPa).

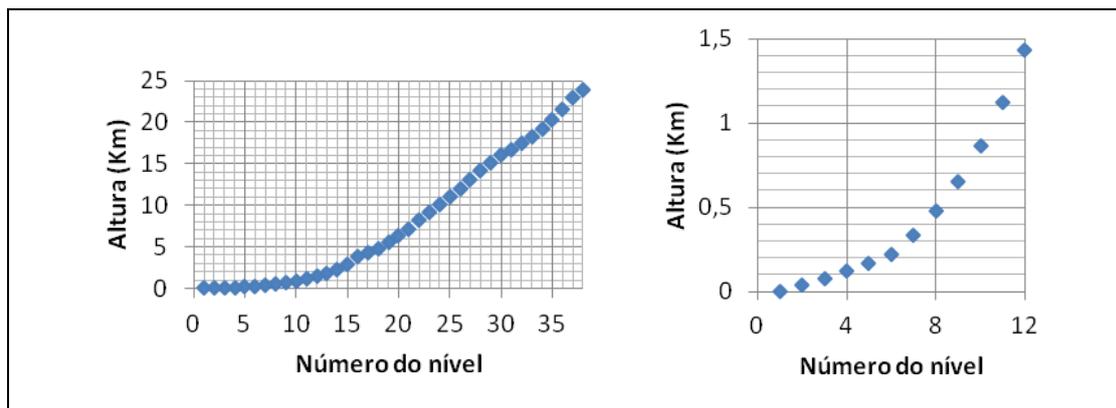


Figura 24: Níveis de altura utilizados, em coordenada z (km). Na direita, detalhe dos doze primeiros níveis verticais.

Para diferenciar as simulações com D1 e D2, a partir de agora, cada uma destas simulações será denominada WRF-D1 e WRF-D2, respectivamente. Para a simulação de um terceiro domínio, D3, o modelo será denominado WRF-D3.

O modelo de uso do solo foi o desenvolvido pela USGS<sup>10</sup> (*United States Geological Survey*), disponível em quatro diferentes espaçamentos em segundos e minutos de grau (30'', 2', 5' e 10') e com 24 classes de ocupação. A figura 25 mostra uma comparação do arquivo

<sup>10</sup> Disponível em: <[http://www.mmm.ucar.edu/wrf/OnLineTutorial/Basics/GEOGRID/ter\\_data.htm](http://www.mmm.ucar.edu/wrf/OnLineTutorial/Basics/GEOGRID/ter_data.htm)>. Acesso em: 31 jan. 2013.

de ocupação do solo do modelo WRF-D2 e WRF-D3 de acordo com a classificação<sup>11</sup> da USGS com a ocupação de solo urbano na cidade do Rio de Janeiro em 2011, feita pela prefeitura do Rio de Janeiro. Nesta figura observa-se a diferença entre como cada grade do modelo “enxerga” a vegetação e como ela realmente é. Para WRF-D2 (figura 25b), a Baía de Guanabara é retilínea, no sentido norte-sul, enquanto que para WRF-D3 (figura 25a), sua forma se aproxima mais da realidade. O tipo de urbanização também possui diferentes classes, enquanto que no modelo é apenas uma e erroneamente distribuída, principalmente em WRF-D2.

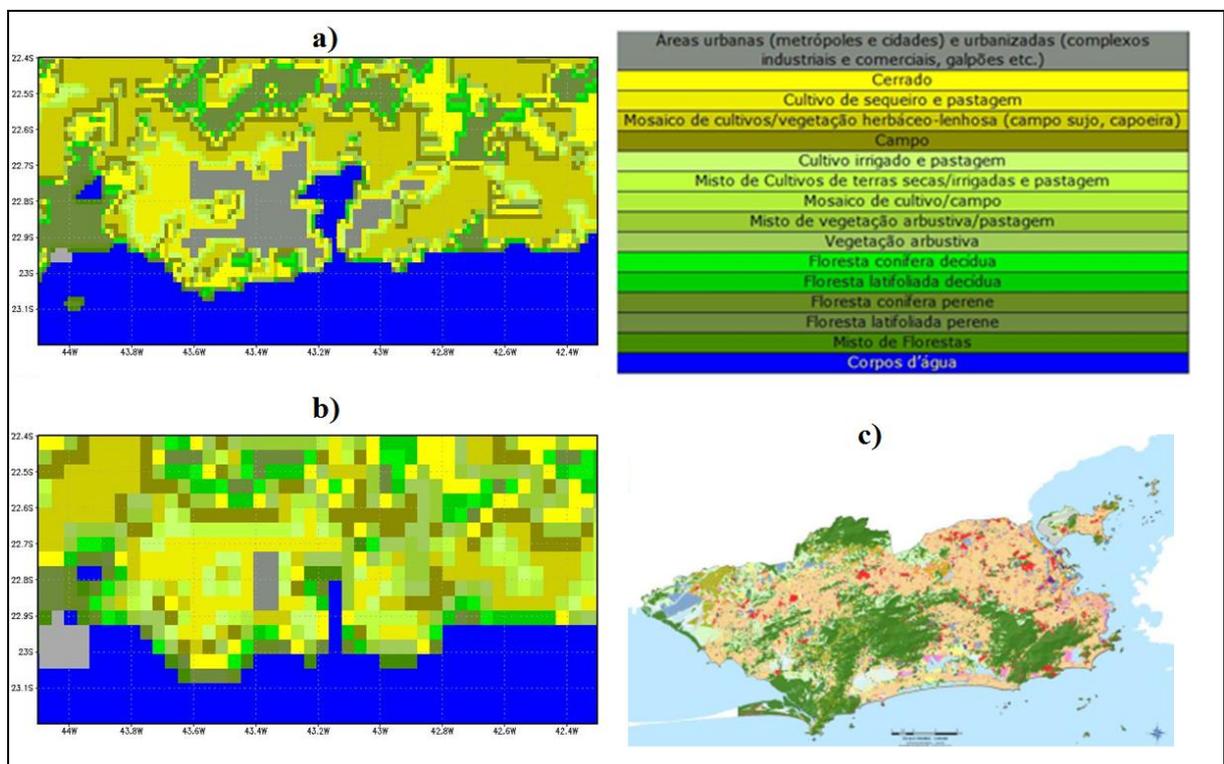


Figura 25: Uso do solo na região da Baía de Guanabara fornecida pela USGS para (a) o modelo WRF-D3 e (b) WRF-D2, com base na nomenclatura adotada pelo IBGE<sup>12</sup>. Em (c), está a distribuição de áreas urbanizadas (vermelho e tons de amarelo e rosa) e não urbanizadas (verde), segundo a prefeitura do Rio de Janeiro<sup>13</sup>, para 2011.

Uma vez estabelecidas as grades e configurações, o modelo WRF foi testado para averiguar se resolve satisfatoriamente os sistemas sinóticos na área simulada. Para isso, foram

<sup>11</sup>Disponível em: <[http://edc2.usgs.gov/glcc/globdoc2\\_0.php](http://edc2.usgs.gov/glcc/globdoc2_0.php)>. Acesso em: 31 jan. 2013.

<sup>12</sup>INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Manuais técnicos em geociências: manual técnico da vegetação brasileira*. 2ª edição, Rio de Janeiro, 271 p., 2012.

<sup>13</sup>Disponível em: <<http://www.armazemdedados.rio.rj.gov.br/>>. Acesso em: 20 nov. 2012.

elaboradas simulações com dois domínios (D1 e D2) com as especificações da física do modelo apresentadas na *tabela 4* para os dez primeiros dias de agosto de 2012, inicializando-se sempre às 00Z com a análise do modelo GFS.

Tabela 4: Especificações das parametrizações físicas utilizadas nas simulações para testar a capacidade do modelo WRF em resolver os fenômenos sinóticos.

Microfísica	WSM - 3
Parametrização de Cu	Tiedtke
Rad. de onda longa	RRTMG
Rad. de onda curta	RRTMG
Delta temporal de rad.	10'
Camada da superfície	MM5 Similarity theory
Modelo de superfície	Noah LSM
Física da CLP	YSU PBL

O esquema de microfísica é responsável por resolver explicitamente os processos envolvendo o vapor d'água, nuvem e precipitação. Nesta simulação, foi escolhido o esquema WSM (*WRF Single Moment*) com três categorias de hidrometeoros: vapor, nuvem de água/gelo e chuva/neve. Este esquema é computacionalmente eficiente, porém não resolve satisfatoriamente água super-resfriada e derretimento gradual de neve (SKAMAROCK *et al.* 2008). Como o mês simulado (agosto) possui pouca precipitação na região de interesse, optou-se por esse esquema mais simples.

A parametrização de Cu (cumulus) escolhida foi a chamada de “Tiedtke”. Este esquema foi originalmente desenvolvido pelo Dr. Michael Tiedtke para o modelo climático do ECMWF, conforme descrito em Tiedtke (1989) e posteriormente adaptado e modificado para o WRF por Yuqing Wang (ZHANG *et al.* 2011). Este esquema possui uma parametrização mais ativa de convecção rasa quando comparado aos outros esquemas disponíveis para o modelo WRF, o que permite melhores resultados no interior da camada limite marinha (*marine boundary layer*), conforme foi mostrado em Zhang *et al.* (2011) para casos sobre o Oceano Pacífico.

O modelo de transferência radiativa utilizado, tanto para radiação de onda longa, quanto para radiação de onda curta foi o RRTMG (*Rapid Radiative Transfer Model for General circulation models*). Este modelo foi baseado na versão original RRTM, descrito por Mlawer *et al.* (1997). É um esquema de banda espectral que utiliza o método *correlated-k*<sup>14</sup> para calcular fluxos e níveis de aquecimento com eficiência e precisão, melhorando substancialmente, sem grandes perdas na eficiência computacional, os resultados de modelos operacionais que utilizam outros tipos de modelos de transferência radiativa, conforme explicado no site do AER<sup>15</sup> (*Atmospheric and Environmental Research*). Mais detalhes do RRTMG estão descritos em Iacono *et al.* (2008).

Os esquemas de camada de superfície calculam as velocidades de fricção e alteram os coeficientes que permitem calcular o aquecimento da superfície e fluxos de umidade pelos modelos de CLP (Camada Limite Planetária). O esquema utilizado (*MM5 Similarity Theory*) é baseado na teoria de similaridade de *Monin-Obukhov*<sup>16</sup>. As formulações, bem como suas limitações estão descritas em Jiménez *et al.* (2012), que propõe novas alterações neste esquema e devem estar disponível em breve nas novas versões do WRF.

O modelo de superfície utilizado foi o NOAH (sigla que une as instituições NCEP, *Oregon State University*, AFWA e *Hydrologic Research Lab*) LSM (*Land-Surface Model*). Possui quatro camadas abaixo da superfície, com 10, 30, 60 e 100 cm de espessura cada, totalizando 2 m entre o topo e a camada mais profunda. Tal especificação permite calcular a temperatura do solo e a quantidade de água e gelo, levando em consideração os processos da vegetação. Este modelo foi baseado no OSU LSM (*Oregon State University LSM*) e seus detalhes técnicos estão descritos por Chen e Dudhia (2001).

---

<sup>14</sup> Detalhes em FU, Q. e LIOU, K. N., On the correlated k-distribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres. **J. Atmos. Science.**, 49, p. 2139–2156, 1992

<sup>15</sup> Fonte: [http://rtweb.aer.com/rrtm\\_frame.html](http://rtweb.aer.com/rrtm_frame.html). Acessado em 06/02/2013.

<sup>16</sup> MONIN, A. S. e A. M. OBUKHOV. Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. **Tr. Inst. Teor. Geofiz. Akad. Nauk SSSR**, 24, 1963–1987, 1954.

O esquema utilizado de física na CLP, responsável pelos fluxos verticais sub-grade em toda a coluna atmosférica, foi o YSU PBL (*Yonsei University Planetary Boundary Layer*), descrito por Hong *et al.* (2006), que explica que este esquema é uma versão atualizada do MRF PBL (*Medium Range Forecast model*) com diversas melhorias observadas nas simulações experimentais, como o entranhamento na interface entre a CLP e a atmosfera livre, e as interações que ocorrem em regiões frontais, muito importantes para simulações de frentes de brisa.

A capacidade do modelo WRF em simular as condições sinóticas foi avaliada a partir de comparações do campo de pressão reduzida ao nível do mar (P) entre o modelo WRF e as análises do modelo GFS, disponíveis nos horários sinóticos: 00Z, 06Z, 12Z e 18Z.

Para isso, foram feitas análises estatísticas de campo espacial para cada hora ( $t$ ) de simulação (do instante inicial até 72h), conforme explicado por DROSDOWSKY e ZHANG (2003). Esta análise se baseia nos cálculos do *Bias* ( $B$ ) e do Erro Médio Absoluto ( $EMA$ ), descritos nas *equações 20 e 21*, onde  $P$  é a pressão reduzida ao nível do mar extraída da análise ( $ana$ ) e das simulações ( $sim$ ),  $N$  é o número total de pontos da grade,  $s$  é o índice de cada ponto de grade. Para a comparação entre as simulações ponto a ponto do WRF-D1 e as análises do GFS, foi preciso interpolar o domínio das análises, com espaçamento de  $0,5^\circ$  para o domínio do WRF-D1, com espaçamento de 27 km.

$$B^t = \frac{1}{N} \sum_{s=1}^N (sim_s^t - ana_s^t) \quad (20)$$

$$EMA^t = \frac{1}{N} \sum_{s=1}^N (|sim_s^t - ana_s^t|) \quad (21)$$

Para cada  $B$  e  $EMA$  foi definido o desvio padrão ( $\sigma$ ), conforme a *equação 22*, onde  $erro_s^t$  é a diferença entre a simulação a análise em cada ponto de grade para cada hora ( $t$ ) e  $\overline{erro}^t$  é a média espacial de todos os  $erro_s^t$ .

$$\sigma^t = \frac{1}{N-1} \sum_{s=1}^N \text{abs}(\text{erro}_s^t - \overline{\text{erro}}^t) \quad (22)$$

Estes cálculos foram repetidos para os dez primeiros dias de agosto de 2012 e então foi realizada uma análise do conjunto de simulações a partir da média horária ( $\bar{X}^t$ ) de  $B$  e de  $EMA$ , conforme a equação 23, onde  $D$  é o total de dias simulados (10 dias),  $d$  é o índice de cada dia e  $x$  representa  $B$  ou  $EMA$ .

$$\bar{X}^t = \frac{1}{D} \sum_{d=1}^D x_d^t \quad (23)$$

A variável  $P$  (pressão reduzida ao nível do mar) foi escolhida para validar a capacidade de o modelo resolver os fenômenos de escala sinótica por ser uma variável que representa bem os fenômenos sinóticos. Supondo que a pressão em superfície não seja bem representada pelo modelo, então o vento e demais variáveis, por consequência, também não serão bem representados e assim fenômenos de escala sinótica e escalas menores não serão bem representados.

### 2.3 Análise do desempenho das previsões dos modelos

Para testar o desempenho da previsão produzida pelo modelo WRF, foram realizadas 27 previsões entre os dias 01/08/2012 e 31/08/2012 com exceção dos dias 19, 22 e 23/08/2012, cujos dados de entrada para o modelo estavam corrompidos e não foi possível recuperá-los. Estas simulações utilizaram as especificações citadas nas tabelas 3 e 4, além de adicionar o terceiro domínio, D3, onde a parametrização de *cumulus* não foi acionada.

Para comparação de WRF-D2 e WRF-D3 com as observações, foi necessário realizar dois conjuntos distintos de simulações, um com D1 e D2 e outro com D1, D2 e D3, já que o modelo possui interação de dupla direção entre grades, onde o domínio menor interage com o

domínio maior, fornecendo suas informações na fronteira e interpolando seus dados para o interior da grade do domínio maior.

Para comparação entre as previsões dos modelos WRF-D2, WRF-D3 e GFS com os dados das estações, foi preciso elaborar um algoritmo de interpolação dos dados dos modelos, em pontos de cada grade, para a latitude e longitude dessas estações. Este algoritmo realiza uma interpolação bilinear, conforme mostra o esquema na *figura 26*.

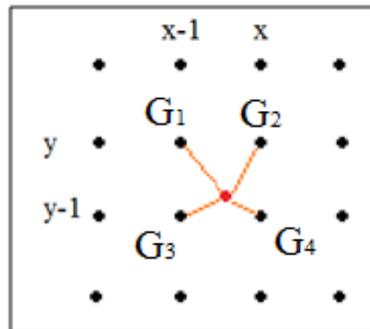


Figura 26: Esquema de interpolação bilinear dos pontos de grade (preto) dos modelos para o ponto da estação (vermelho).

O algoritmo de interpolação primeiramente identifica as latitudes e longitudes dos quatro pontos mais próximos à estação,  $G_1(x-1, y)$ ,  $G_2(x, y)$ ,  $G_3(x-1, y-1)$  e  $G_4(x, y-1)$ . Com o valor da variável ( $V$ ) nos quatro pontos, o algoritmo realiza as operações indicadas nas equações 24 a 26, onde  $lat$  é a latitude e  $lon$  é a longitude.

Interpolação das linhas na coluna  $x-1$  ( $G_1$  e  $G_3$ ):

$$V(x-1) = \frac{V(G_1) \cdot (lat(G_1) - lat(est)) + V(G_3) \cdot (lat(est) - lat(G_3))}{lat(G_1) - lat(G_3)} \quad (24)$$

Interpolação das linhas na coluna  $x$  ( $G_2$  e  $G_4$ ):

$$V(x) = \frac{V(G_2) \cdot (lat(G_2) - lat(est)) + V(G_4) \cdot (lat(est) - lat(G_4))}{lat(G_2) - lat(G_4)} \quad (25)$$

Interpolação das colunas  $x$  e  $x-1$ :

$$V = \frac{V(x) \cdot (lon(est) - lon(G_1)) + V(x-1) \cdot (lon(G_2) - lon(est))}{lon(G_2) - lon(G_1)} \quad (26)$$

Os dados interpolados das previsões para cada hora ( $sim^h$ ) foram comparados com os dados das estações em cada hora ( $obs^h$ ), de acordo com os métodos estatísticos para comparação de variáveis contínuas, descrito como RMS (*root mean square*) e *bias* por Déqué (2013). Assim, foram obtidos o erro médio (EM) e a raiz do erro quadrático médio (EQM), em cada hora, conforme as equações 27 e 28, onde  $d$  representa o dia ao qual se refere o início de cada simulação de três dias e  $D$  é o total de simulações realizadas.

$$EM^h = \frac{1}{D} \sum_{d=1}^D (sim_d^h - obs_d^h) \quad (27)$$

$$EQM^h = \sqrt{\frac{1}{D} \sum_{d=1}^D (sim_d^{h^2} - obs_d^{h^2})} \quad (28)$$

Desta forma, foi obtida a evolução temporal do erro médio do WRF-D2 e WRF-D3. Procedimento semelhante foi elaborado para as análises e previsões do GFS, para evidenciar a grandeza do erro de WRF e ponderar a eficiência das previsões do modelo global. Esta análise foi feita primeiramente comparando o GFS com WRF-D2 e em seguida, comparando o WRF-D2 com o WRF-D3, para identificar possíveis melhoras (ou não) do modelo regional em aumentar sua resolução.

## 2.4 Estudo de casos na região simulada

Para caracterizar espacialmente o vento em superfície sobre a Baía de Guanabara e identificar padrões da circulação local na região foi feito um estudo de um caso em um período com passagem de sistema frontal. Assim, foram analisadas as simulações feitas antes da passagem da frente fria, desde a última brisa com formato considerado como brisa padrão, até este formato se repetir após a passagem do sistema frontal.

Neste estudo, foram utilizadas imagens de satélite, cartas sinóticas de pressão reduzida ao nível do mar, fornecidas pela Marinha do Brasil, cartas sinóticas nos níveis de 250 hPa,

500 hPa e 850 hPa, e simulações de 48h do WRF-D3, com dois dias de intervalo entre cada início de simulação. Foram escolhidas 48h de simulação, pois, conforme será apresentado melhor nos resultados, o erro do modelo de área limitada nas componentes horizontais do vento permanece praticamente constante para as primeiras 24h e o tempo de *spin-up* (tempo que o modelo leva para assimilar as condições iniciais em sua resolução) é de poucas horas.

A partir dos dados das simulações, foram elaborados gráficos de perfil vertical do vento no ponto de grade representativo da região aonde serão realizadas as provas de vela nas Olimpíadas de 2016, latitude  $-22,922^\circ$  e longitude  $-43,147^\circ$ , em todos os passos de tempo das simulações do período estudado. Com este gráfico, foram determinados os tipos de circulações locais que ocorreram. Para evitar interpolações verticais no pós-processamento de dados do modelo, foram escolhidos para serem plotados os níveis verticais que o modelo utilizou em seu processamento.

A análise espacial do vento em superfície foi feita para os horários em que se observaram máxima intensidade de brisa marítima e máxima intensidade de brisa terrestre. Para facilitar a interpretação, foram plotados juntamente com a magnitude e direção do vento, a topografia e a linha da costa como “vista” pelo modelo.

## 3. Resultados

### 3.1 Análise das observações

As Figuras 27, 28, 29, 30, 31, 32 e 33 mostram as médias mensais / horárias (equação 16) das variáveis observadas nas estações SBSC, SBRJ, SBGL, A602, A603, A621 e A654, respectivamente. Analisando-as em conjunto, destacam-se três grupos de intensidades de vento relativamente diferentes: 1- máxima intensidade média do vento próxima de 4-5m/s, onde está a estação A602; 2- máxima intensidade média do vento próxima de 2-3m/s, onde estão as estações A654, SBGL e SBRJ; 3- máxima intensidade média do vento próxima de 1-2m/s, onde estão as estações A621, A603 e SBSC. Com exceção da estação SBSC, estes grupos também podem ser divididos pela distância com relação ao oceano aberto, onde quanto mais longe do mar, menos intensa é a magnitude do vento. Em todas as estações também se identifica um ciclo sazonal intenso da magnitude do vento com maiores intensidades nos meses de setembro a abril, ou seja, do início da primavera ao início do outono. A direção do vento observado no período da tarde varia de estação para estação, com ventos de sudeste nas estações SBGL, A602, A603, e A621, ventos de sul nas estações SBRJ e A654 e vento de sudoeste na estação SBSC. Este padrão de direção do vento dessas estações se deve principalmente à topografia. As estações SBRJ e A654 estão localizadas num canal direcionado de sul para norte, onde na primeira este canal é a própria entrada da Baía de Guanabara e na segunda o canal é feito entre dois maciços (Pedra Branca a oeste e Tijuca a leste) que atingem mais de 800m. A estação SBGL, apesar de também estar localizada muito próxima à Baía de Guanabara, na Ilha do Governador, encontra-se numa região em que o vento canalizado na entrada da Baía de Guanabara começa a divergir para fora dela. Já a

estação SBSC está próxima de uma região cuja costa é orientada no sentido sudeste-noroeste, formando uma brisa de sudoeste.

Em SBSC e A654 nota-se enfraquecimento do vento em torno de 16Z e 18, quando ocorre o giro do quadrante norte para o quadrante sul, ou seja, na hora em há a mudança entre brisa terrestre e brisa marítima.

Apesar de nos meses de dezembro e janeiro a estação A603 (*figura 31*), localizada próxima à Xerém e à Serra dos Órgãos, ao norte da Baía de Guanabara, possuir picos de intensidade de vento semelhantes aos das estações A621 (*figura 32*) e SBSC (*figura 27*), ela possui ventos bem menos intensos que todas as demais estações nos demais meses (fevereiro a novembro) e, nos meses de maio, junho, julho e agosto, o vento praticamente não gira para sul, como observado nas demais estações no período da tarde. No resultado da componente de mesoescala da magnitude e direção do vento, que realça as circulações locais, nesta estação (A603) fica evidente a formação de uma brisa de noroeste no período entre 13Z e 15Z. Este fenômeno se deve provavelmente à formação de uma brisa de vale-montanha de fraca intensidade que se destaca no padrão de vento fraco da estação, que possui um morro à sudeste, atingindo mais de 600m de altitude. Nas demais estações, destacam-se a formação de dois tipos de circulações locais: brisa terrestre, com ventos do quadrante norte a partir das 00Z até próximo das 14Z, e brisa marítima, com ventos do quadrante sul no período entre 15Z e 22Z. Estes resultados concordam com os resultados de Jourdan (2007), apresentados na *figura 8* para as estações SBRJ e SBGL.

Nas estações A621 (*figura 32*) e A654 (*figura 33*) observa-se um vento norte no período entre 10Z e 13Z mais forte que o encontrado nas demais estações (principalmente no inverno). Isso provavelmente se deve ao fato de que as duas estações estão localizadas próximas ao vale ente os Maciços da Pedra Branca e da Tijuca. Esta região, em especial a da

estação A654, possui alta densidade populacional e são observados valores de temperatura no período da madrugada não tão baixos como os encontrados nas demais estações. Isto pode estar relacionado à formação de ilha de calor, já que fontes antropogênicas liberam calor sensível no período noturno, evitando que a temperatura mínima atinja os valores encontrados nas regiões não urbanizadas.

O momento da entrada da brisa marítima também pode ser identificado nos gráficos de temperatura do ponto de orvalho ( $T_d$ ) das estações SBGL (*figura 29*), A603 (*figura 31*), A621 (*figura 32*), e A564 (*figura 33*), ou seja, em todas as estações mais distantes do oceano aberto, quando se verifica uma diminuição de  $T_d$  na componente de mesoescala, logo após o aumento desta variável nas primeiras horas da manhã, que é verificado em todas as estações. A estação A621, em especial, atinge valores inferiores a  $-1^{\circ}\text{C}$  no seu valor de mesoescala quando ocorre a entrada da brisa marítima. O valor de  $T_d$  está relacionado diretamente com a quantidade de vapor d'água na atmosfera. Nas primeiras horas da manhã, a presença do sol aumenta a taxa de evaporação, aumentando conseqüentemente a quantidade de vapor d'água na atmosfera. Uma hipótese para a diminuição repentina da  $T_d$  na entrada da brisa marítima é que entrada desta está relacionada à formação de nuvens do tipo Cumulus sobre o continente que transportam o vapor d'água, antes na superfície e camada limite, para cima, secando os níveis mais baixos da atmosfera. Após a passagem da frente de brisa marítima, observa-se novamente o aumento de  $T_d$  em algumas estações como SBSC (*figura 27*), A602 (*figura 30*) e, principalmente A603 (*figura 31*). Este fenômeno provavelmente está relacionado com a advecção de ar úmido do oceano.

Nos gráficos de diferença térmica entre o ar adjacente ao continente e a temperatura da superfície do mar ( $T-T_{SM}$ ), destaca-se que nos meses de junho, julho e agosto, quando ocorre brisa terrestre mais intensa na maioria das estações, a diferença térmica atinge valores mais negativos no período da madrugada. Já nos demais meses, em especial primavera e verão, o

continente se torna mais quente que o oceano no período da tarde, e então o vento acelera mais, atingindo seu pico cerca de uma hora após a máxima diferença térmica do dia já que, conforme o teorema de Bjerknes, a aceleração do vento se inicia com a formação do gradiente térmico, sugerindo correlação entre a diferença de temperatura entre a superfície do mar e a superfície continental e a intensidade da circulação local. Destaca-se visualmente que o gráfico de intensidade do vento está mais bem correlacionado com o gráfico de T-TSM do que com os gráficos de T e Td em todas as estações, embora um ciclo diurno de T-TSM mais intenso (meses de inverno) não signifique ventos mais intensos à tarde, conforme mostra a componente de mesoescala.

A intensidade fraca da circulação local do vento no período da tarde em todas as estações no período de inverno está muito provavelmente relacionada à posição da ASAS que nesta época do ano está mais intensa na região, conforme já foi explicado anteriormente no item 1.3 (Climatologia no Rio de Janeiro). Os ventos de NE (*figura 11*– vide p.22) com intensidade moderada a forte, comparado aos demais meses, e a alta estabilidade atmosférica gerada pela ASAS dificulta a formação das circulações locais.

Para o mês de agosto, época em que serão realizados os Jogos Olímpicos de 2016, as circulações locais no período da tarde são menos intensas com relação aos demais meses do ano, com exceção de julho, quando o vento é ainda mais fraco. A inversão do vento do quadrante norte para o quadrante sul ocorre primeiramente na estação A654 (*figura 33*) às 16Z, com intensidade máxima de 1,7 m/s às 18Z. Uma hora mais tarde, às 17Z, a mudança da direção do vento é identificada nas estações SBRJ (*figura 28*) e A602 (*figura 30*), onde em ambas a intensidade mais forte ocorre às 19Z com valores próximos de 1,7 m/s na primeira e 2,5 m/s na segunda. Nas estações SBGL (*figura 29*), A621 (*figura 32*) e SBSC (*figura 27*), a direção do vento altera para o quadrante sul apenas às 19Z, atingindo máxima intensidade às 20Z de 0,6 m/s em A621, 1,0 m/s em SBSC e 1,5 m/s em SBGL. Na estação A603 a

intensidade média do vento é inferior a 0,2 m/s em todo o período da tarde, tornando irrelevantes alterações na direção do vento. Entretanto, identifica-se entrada de brisa às 20Z na componente de mesoescala do vento. A temperatura máxima em todas as estações é de 25°C às 17Z e a mínima é de 19°C às 10Z, compatível com a média diária climatológica de aproximadamente 22°C, medida pelo INMET e apresentada na *figura 13*(vide p. 23).

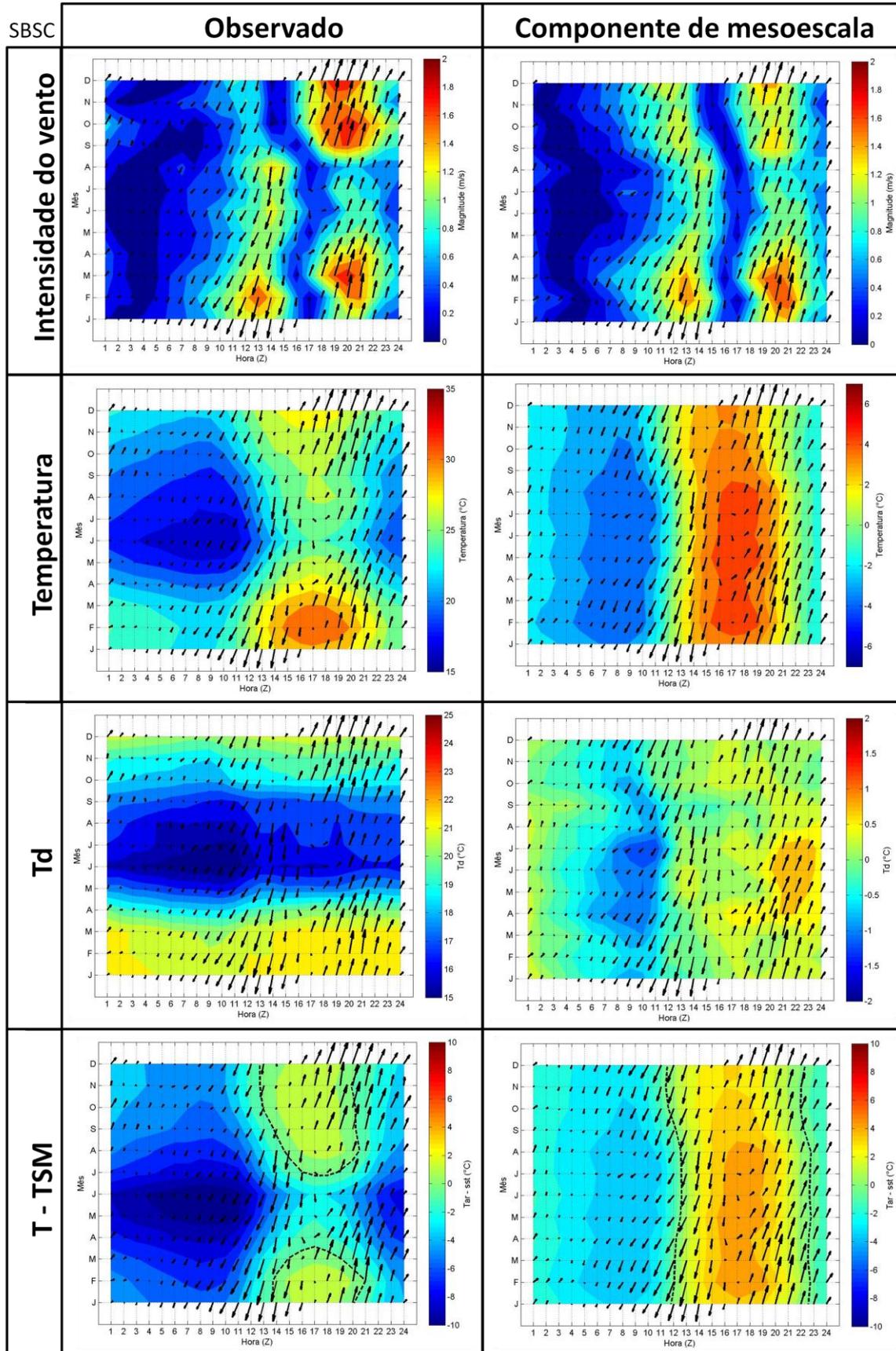


Figura 27: Conjunto da média de cinco anos (2007 a 2011) das variáveis: magnitude do vento, temperatura do ar (T), temperatura do ponto de orvalho (Td) e a diferença térmica entre continente e oceano (T-TSM), plotados junto com o vetor vento na estação SBSC.

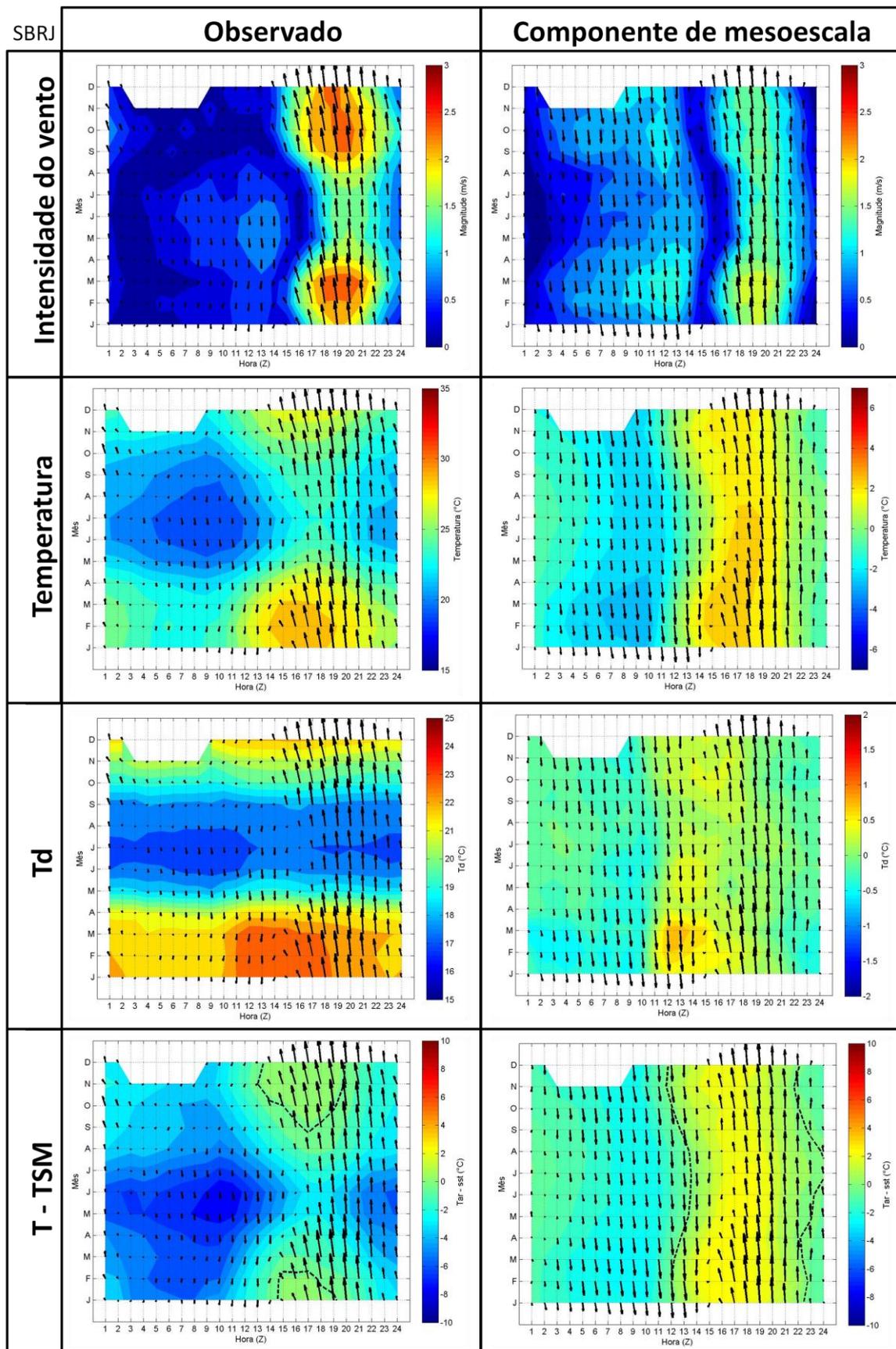


Figura 28: Mesmo que na figura 27 para a estação SBRJ.

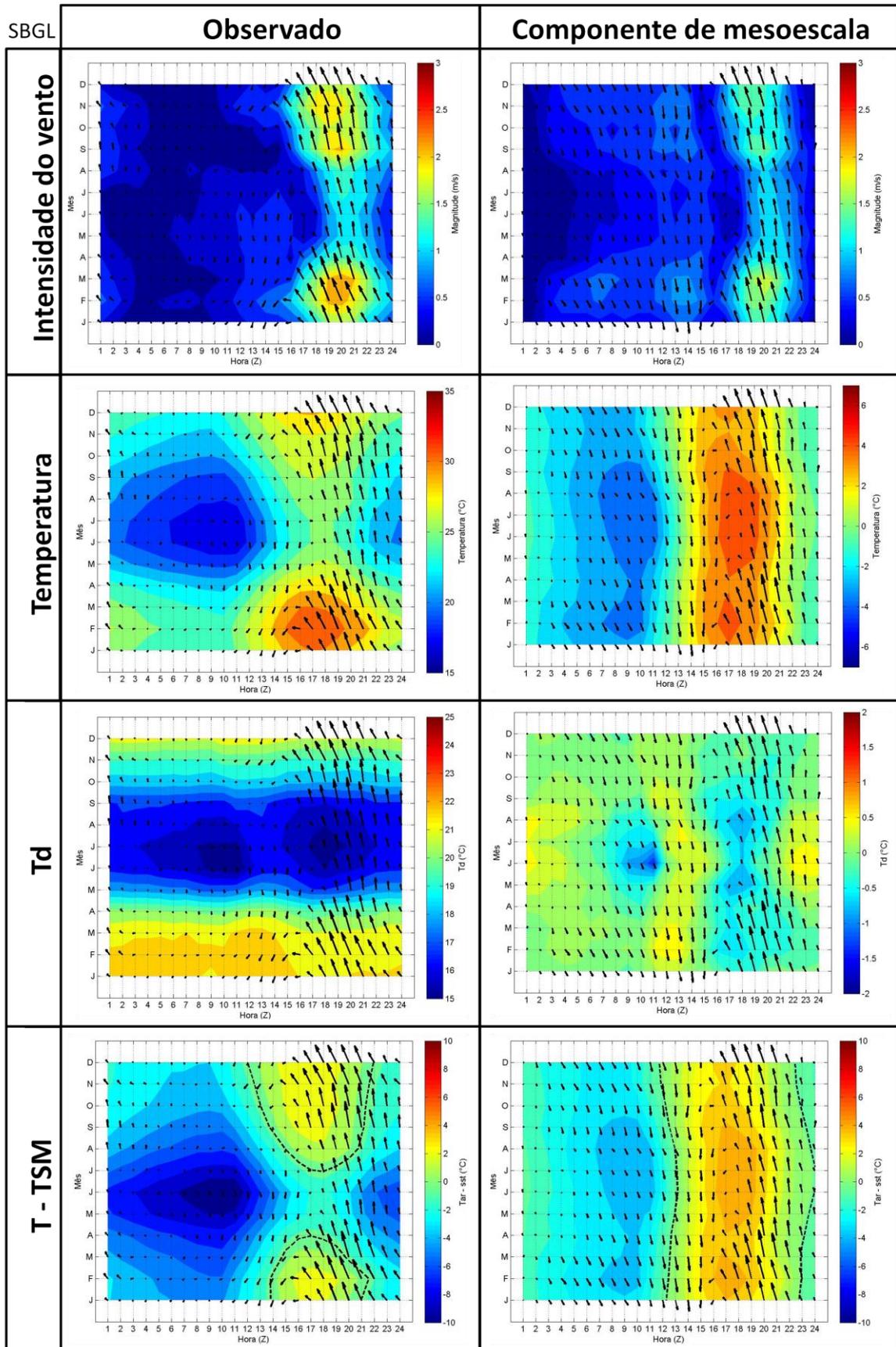


Figura 29: Mesmo que na figura 27 para a estação SBGL.

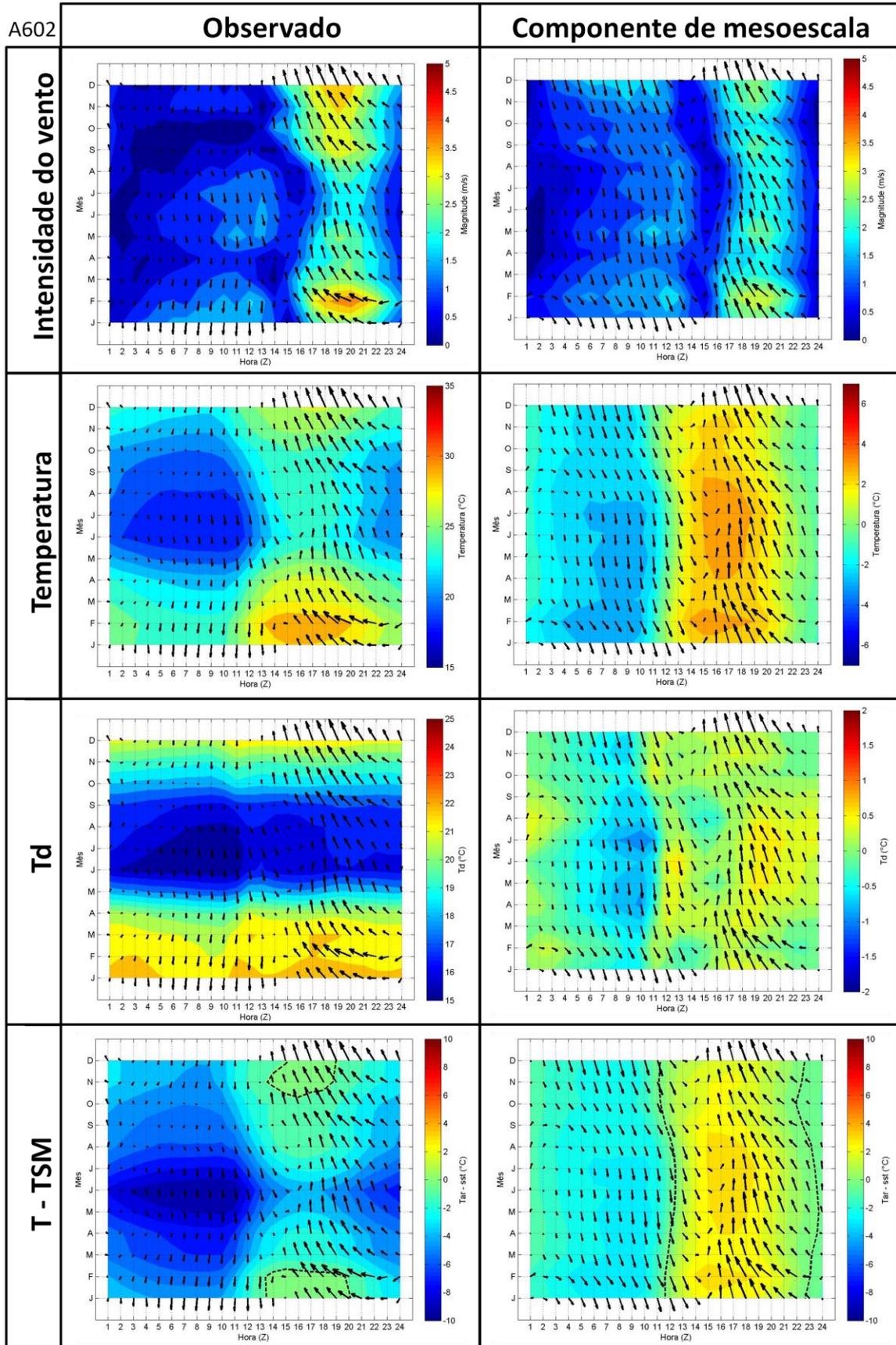


Figura 30: Mesmo que na figura 27 para a estação A602.

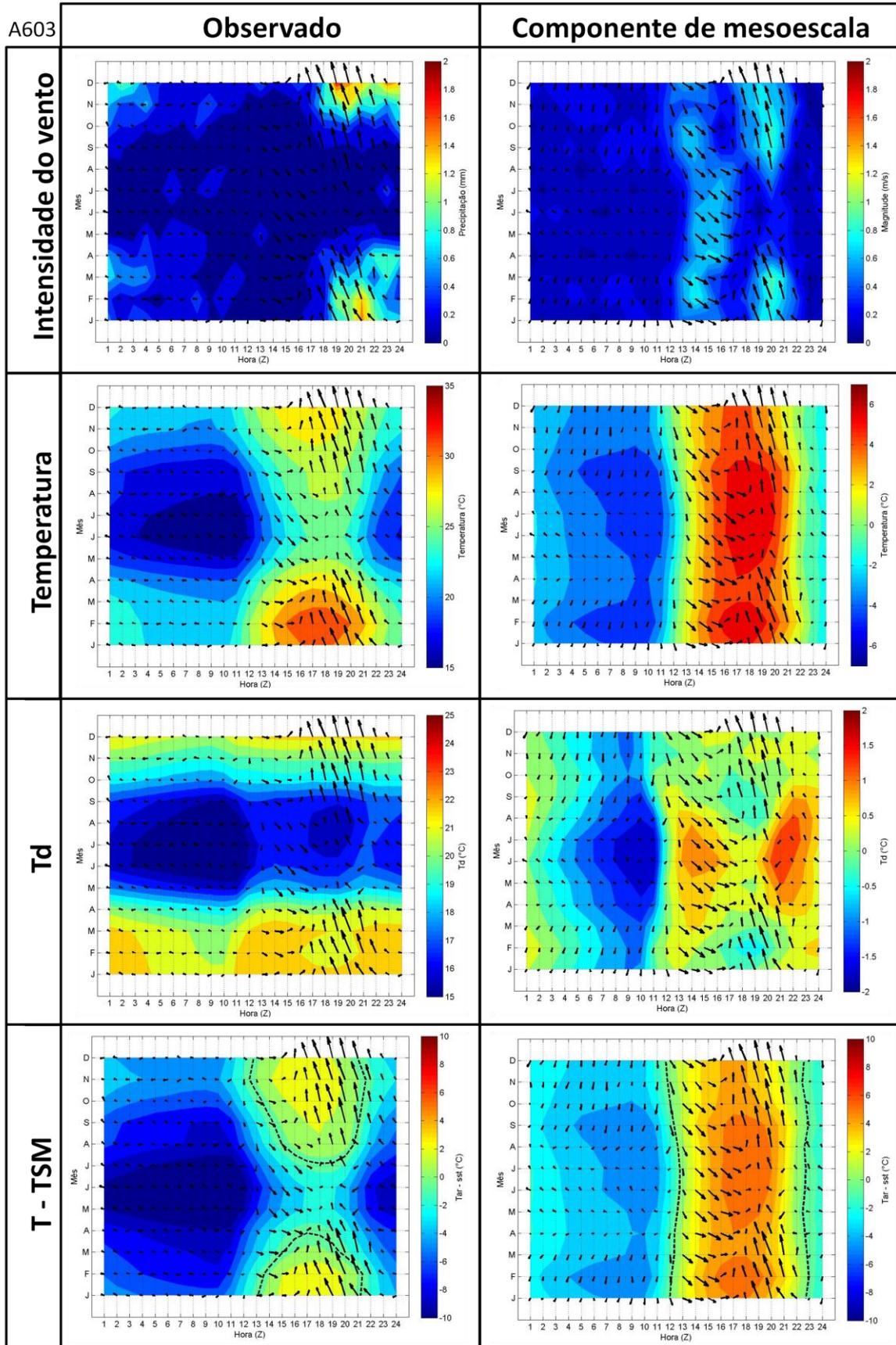


Figura 31: Mesmo que na figura 27 para a estação A603.

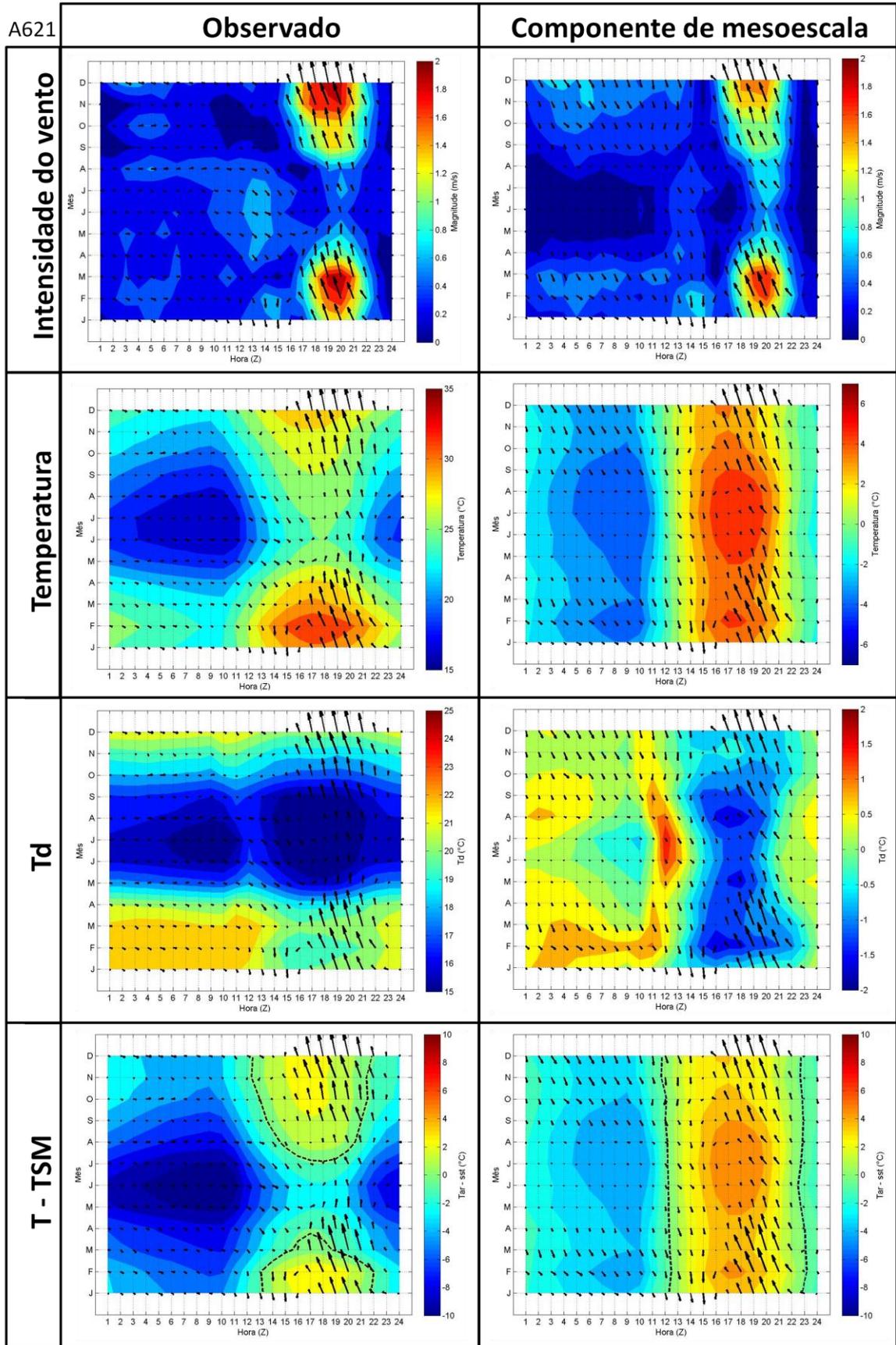


Figura 32: Mesmo que na figura 27 para a estação A621.

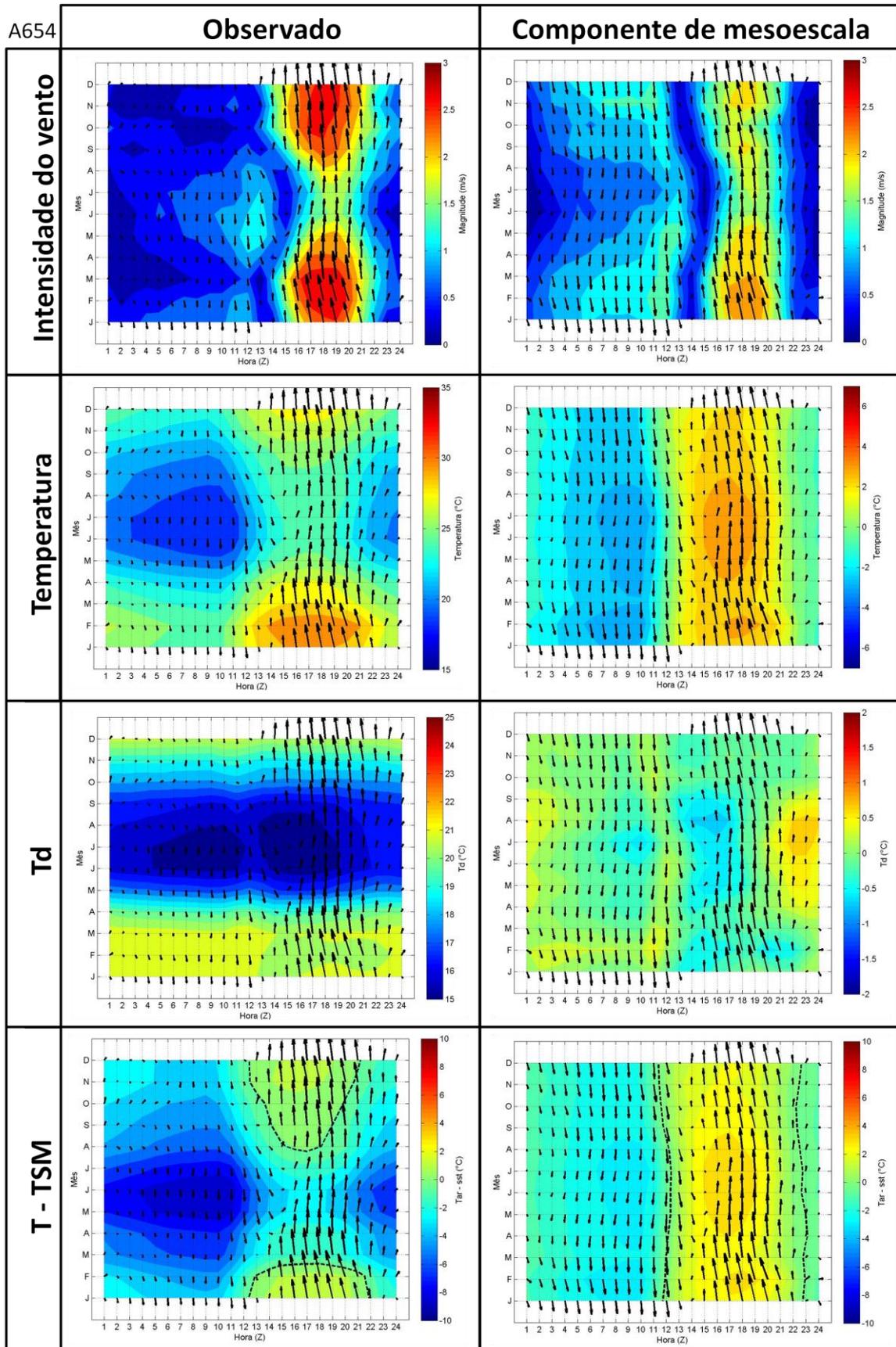


Figura 33: Mesmo que na figura 27 para a estação A654.

## 3.2 Validação do modelo

### 3.2.1 Caracterização de agosto de 2012

Segundo o Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), durante o mês de agosto de 2012 foram registrados nove sistemas frontais na costa do continente Sul-americano. Destes, apenas o segundo sistema frontal alcançou a cidade do Rio de Janeiro, no dia 05/08/2012.

Conforme a *figura 34*, a intensidade e posição média da ASAS, com núcleo de 1029 hPa, no mês de agosto de 2012 foi anormalmente acima da média e ao sul de sua posição climatológica, atingindo valores de 1044 hPa na segunda quinzena do mês. O sudeste brasileiro esteve em média sob uma crista no nível de 500 hPa, com valores anormalmente positivos, o que favoreceu a pouca precipitação observada, típica desta época do ano.

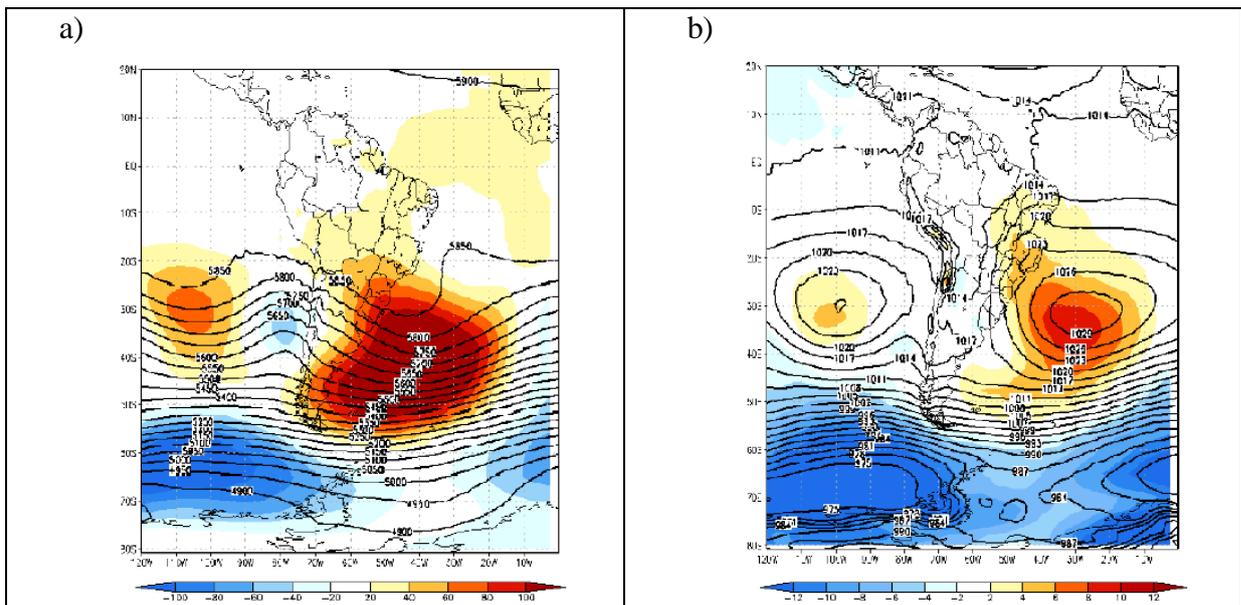


Figura 34: (a) Média da altura geopotencial em metros do nível de 500hPa (contorno) e sua anomalia (sombreado) e (b) média da pressão reduzida ao nível do mar (contorno) e anomalia da pressão ao nível do mar (sombreado). Ambas as figuras, feitas pelo CPTEC<sup>17</sup>, para o mês de agosto de 2012, com anomalia comparada com a climatologia do mês de agosto.

No Rio de Janeiro não foram registrados altos valores pluviométricos, conforme mostra a *figura 35*, com a precipitação acumulada em cada dia do mês de agosto de 2012 nas

<sup>17</sup> Adaptado de <<http://www.cptec.inpe.br/noticias/noticia/22279>>. Acesso em 05 set. 2012.

estações do INMET. A precipitação elevada registrada no dia 05 (entre 0Z e 23Z) ocorreu devido ao sistema frontal que passou neste dia. As chuvas nos dias 28, 29 e 30 ocorreram devido a um cavado em superfície que permaneceu na região nestes dias.

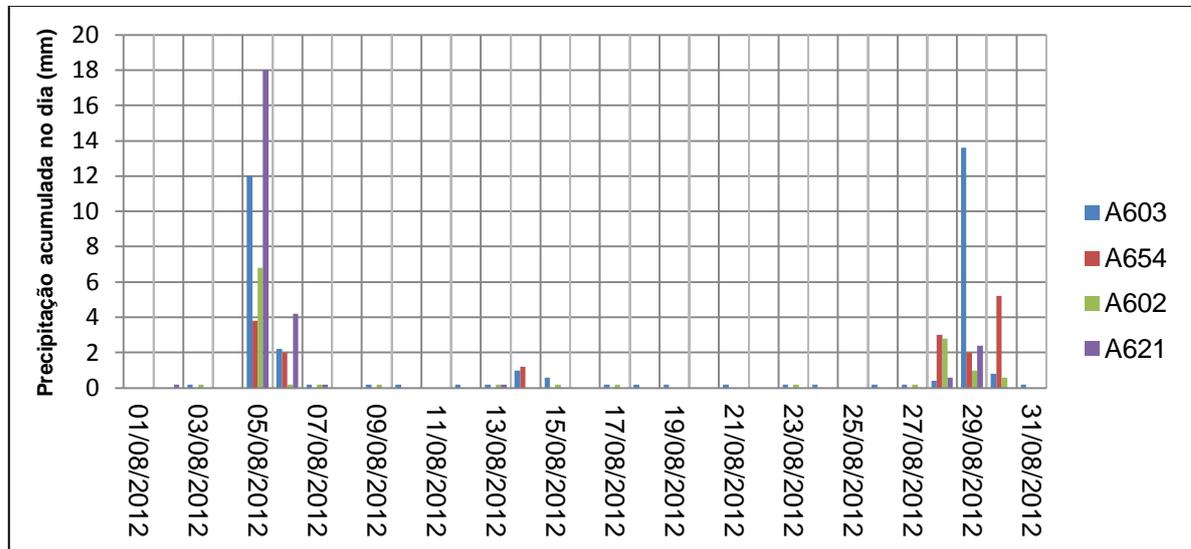


Figura 35: Precipitação acumulada diária para cada estação do INMET no mês de agosto de 2012.

Em geral, o mês de agosto de 2012 foi um mês sem muitos eventos de vento forte. As três estações localizadas em aeródromos e a estação A602 registraram uma maior frequência de ventos mais fortes, conforme mostra a *figura 36.b*, embora a intensidade máxima do vento registrada não tenha atingido 13 m/s, como mostra a *tabela 5*. As estações A621, A654 registraram média do vento inferior a 2 m/s, porém seu desvio padrão é alto, comparável com a magnitude da média, devido a aproximadamente 25% dos dados registrados serem próximos de 4 m/s em ambas as estações. A estação A603 foi a que registrou maior quantidade de valores baixos de intensidade do vento, com média de  $0,7 \pm 0,9$  m/s e máxima de 4,8 m/s. Com relação à direção do vento, cada estação possui sua peculiaridade, embora todas possuam um perfil bimodal do vento. A estação SBRJ, mais próxima do local aonde provavelmente serão realizadas as provas de vela das Olimpíadas de 2016, apresentou um perfil de direção do vento com três direções predominantes,  $80^\circ$  (9%),  $340^\circ$  (10%) e  $160^\circ$  (15%). A maioria dos dados registrou magnitudes menores que 5 m/s, com média de  $2,4 \pm 2,1$  m/s.

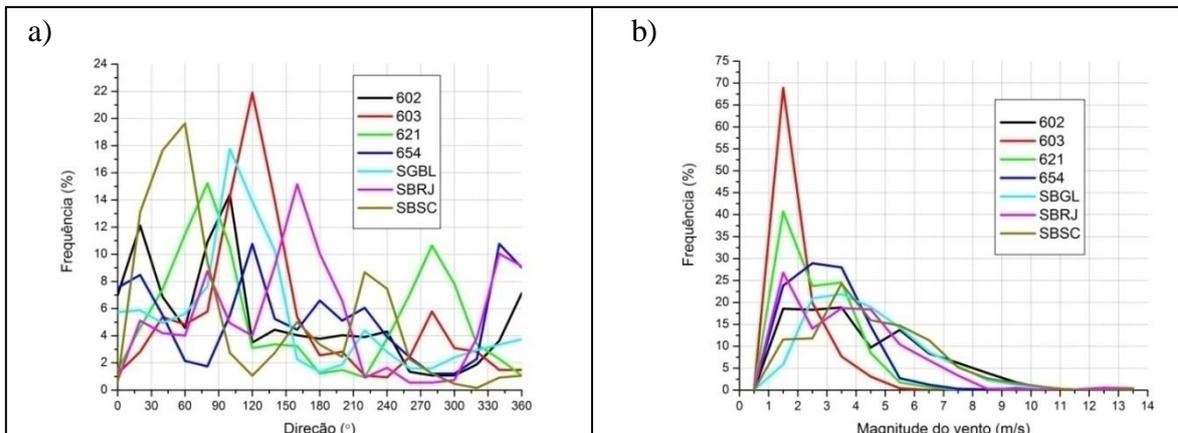


Figura 36: (a) Frequência relativa da direção do vento e (b) frequência relativa da magnitude do vento. Ambas as figuras para todos os dados do mês de agosto de 2012.

Tabela 5: Média, desvio padrão e intensidade máxima do vento registradas nas sete estações analisadas, durante o mês de agosto de 2012.

Estac.	Média (m/s)	$\sigma$ (m/s)	Máx. (m/s)
602	3,1	2,3	12,9
603	0,7	0,9	4,8
621	1,5	1,2	6,4
654	1,9	1,3	8,6
SBGL	3,1	1,9	9,18
SBRJ	2,4	2,1	12,75
SBSC	3,2	2,1	12,75

### 3.2.2 Avaliação da previsão do WRF em escala sinótica

A partir do cálculo do erro da pressão reduzida ao nível do mar (PRNM) para cada ponto de grade (isto é a diferença entre o previsto e a análise), foram criados os mapas da *figura 37*, que mostram a previsão de 72h para o dia 01/08/2012, a cada 12 horas. Nestes mapas, as regiões em vermelho significam que o modelo superestima a PRNM e em azul, que o modelo subestima. Nas primeiras 36h de previsão o modelo resolve satisfatoriamente o campo de PRNM, com poucos pontos com erro acima de 2 hPa para mais ou para menos. O modelo também simula corretamente a frontogênese ao sul do Uruguai em  $-40^\circ$  de latitude, ainda no primeiro dia de simulação. A posição da ASAS é simulada corretamente em todos os tempos da integração, salvo algumas imperfeições devido ao um cavado em sua borda sudoeste na 72<sup>a</sup> hora de integração. O núcleo do centro do ciclone extratropical que se formou

na 24ª hora de integração também é compatível com o centro de baixa observado nas análises em todos os tempos simulados. Apesar de a posição estar correta, a magnitude da PRNM no centro da ASAS é subestimada em cerca de 1,5 hPa em todos os tempos simulados. Além da ASAS, destaca-se também que a extensão do centro de baixa pressão observado foi muito maior do que o simulado. Na 72ª hora de previsão foi observado um centro de 1012 hPa com cerca de 15° de extensão oeste-leste, enquanto a simulação apresentou apenas 5° de extensão, resultando no fato de que o modelo superestimou os valores de PRNM ao redor do centro do ciclone extratropical. Na região do sudeste brasileiro, entre -25° e -20° de latitude, o modelo simulou satisfatoriamente a PRNM, principalmente porque estava sob a influência da borda oeste da ASAS, durante todo o período de integração.

Esta simulação iniciada no dia 1º foi considerada representativa para o mês de agosto de 2012, já que se aproxima razoavelmente da média mensal de PRNM observada e apresentada na *figura 34*, e possui uma frontogênese na parte sul do domínio semelhante às demais frontogêneses que ocorreram ao longo deste mês.

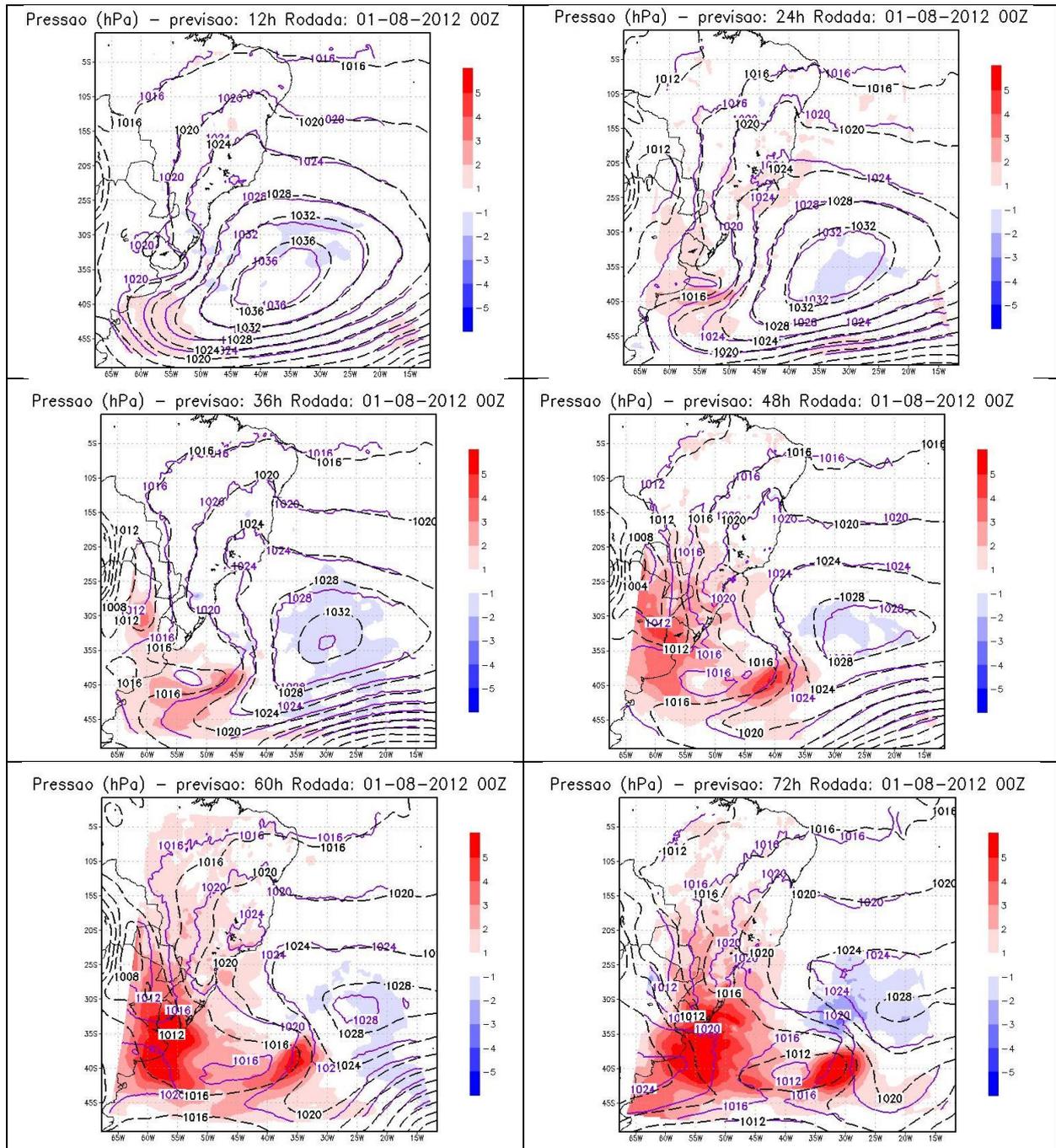


Figura 37: Conjunto de previsões iniciada às 00Z do dia 01/08/2012, com intervalos de 12 em 12h, a partir da 12ª hora até a 72ª hora de integração. Em sombreado está o bias, calculado como sendo a diferença entre a PRNM da previsão do WRF-D1 e a PRNM da análise do modelo GFS. Em linhas roxas contínuas está a PRNM do WRF-D1 e em preto e pontilhado, da análise do GFS.

Para avaliar e comparar objetivamente a evolução temporal da previsão do WRF-D1 com a previsão do modelo GFS para a PRNM, foram calculadas as médias horárias do *EMA* (figura38a) e *B* (figura38b) das simulações de 72h para os dez primeiros dias de agosto.

Conforme definido na metodologia,  $B$  e  $EMA$  representam o “Bias” e o “Erro Médio Absoluto” da PRNM (previsão menos análise), que são calculados como médias em todo o domínio simulado. As tabelas com os dados detalhados a cada dia dos dez primeiros dias de agosto de 2012 e utilizados para o cálculo dos gráficos apresentados encontram-se no Anexo A.

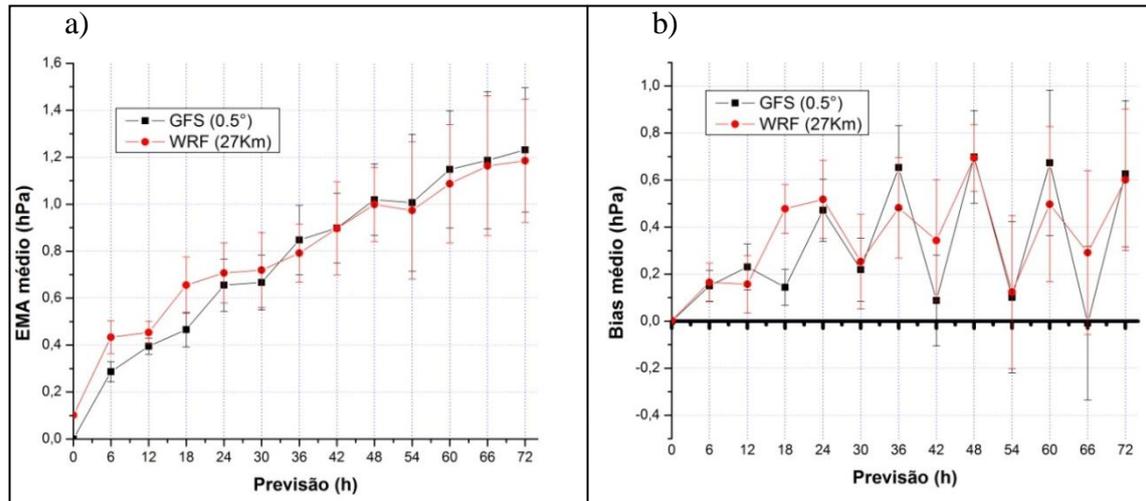


Figura 38: Média de todas as simulações do dia 1 a 10 de agosto de 2012 do (a) Erro Médio Absoluto (EMA) e do (b) bias, para as previsões de 72h das simulações do modelo WRF-D1 e GFS 0,5, da variável PRNM, comparado com as análises do GFS. As linhas contínuas representam os valores médios e a barra de erros o desvio padrão das dez previsões.

No caso de WRF-D1, o  $EMA$  médio horário das dez simulações é aproximadamente 0,1 hPa já no tempo 0 h (*figura 38a*), e isto ocorre, pois, apesar de o modelo regional utilizar a própria análise do GFS para criar as condições iniciais, a topografia dos modelos é diferente, devida à resolução, o que gera essa diferença ao se calcular o  $EMA$  da PRNM. Destaca-se que para as primeiras 30h de simulação a média do  $EMA$  do WRF-D1 é maior que a do GFS, em especial na 6ª hora de simulação em que a diferença é superior ao desvio padrão. A partir da 24ª hora os modelos se tornam parecidos ao simular a PRNM e a partir da 30ª hora o WRF – D1 se assemelha mais às análises do que o GFS, apesar de a diferença não ser significativa.

Avaliando o  $Bias$  médio destas dez simulações, apresentado na *figura 38b*, identifica-se primeiramente que em praticamente todas as simulações, o  $bias$  médio é positivo,

mostrando que a pressão simulada é, em média na área, maior que a observada nas análises para ambos os modelos. Este fato pode ser bem observado na *figura 37*, onde a área e magnitude do erro positivo (vermelho) é maior que a do erro negativo (azul), principalmente a partir da 48<sup>a</sup> hora de integração em latitudes mais ao sul que -30°.

Outro fenômeno que se destaca na média do *Bias* apresentado na *figura 38b* é a oscilação com período de 12h a partir da 18<sup>a</sup> hora de simulação do WRF-D1 e da 6<sup>a</sup> hora do GFS. Esta oscilação se mantém aproximadamente constante para os dois modelos a partir da 30<sup>a</sup> hora de integração, sendo mais amplificada no modelo GFS. Este fenômeno semi-diurno está muito provavelmente relacionado à maré barométrica (devido à interação gravitacional do Sol com a atmosfera) que também possui ciclo de 12h e faz a pressão variar em média de 1 a 5 hPa, dependendo da latitude.

### **3.2.3 Avaliação da previsão do WRF em meso escala**

Uma vez mostrado que o modelo WRF representa de forma satisfatória os fenômenos de escala sinótica, pode-se estudar a capacidade deste em resolver os fenômenos de escalas menores. Para isso, foram calculadas as médias dos erros (EM - *equação 27*- e EQM - *equação 28*) das variáveis T, Td e componentes *u* e *v* do vento, entre todas as simulações de 72h de previsão dos modelos GFS, WRF-D2 e WRF-D3, para todos os dias do mês de agosto de 2012, em relação às observações dessas variáveis nas sete estações de superfície. Os resultados destes cálculos estão apresentados nas *figuras 40 a53*. A previsão do modelo GFS serviu como base de comparação para avaliar uma possível melhora na previsão realizada pelo modelo regional WRF-D2. Também estão apresentadas, em seguida a cada comparação do GFS com o WRF-D2, as comparações entre as previsões do WRF-D2 e WRF-D3, para verificar se um aumento de resolução no próprio modelo WRF melhora ou não os resultados. Para facilitar a interpretação dos resultados e ressaltar a posição geográfica de cada estação, a *figura 39* mostra partes da topografia na região das estações, conforme ela é “vista” por cada

modelo meteorológico ou grade utilizada. Esta figura mostra que o modelo GFS (*figura 39a*), com 0,5° de espaçamento de grade, não possui resolução suficiente para resolver os morros presentes nas proximidades da Baía de Guanabara, colocando as estações SBGL e SBRJ no nível do mar, a estação A603 entre 400 e 600 m de altitude, sobre a Serra do Órgãos ao norte da Baía de Guanabara, e as demais estações a uma altitude entre 0 e 50 m. Já o modelo WRF-D2 (*figura 39b*), com 27 km de espaçamento de grade, identifica um vale formado pela presença da Baía de Guanabara e alguns morros ao seu redor, entretanto não distingue corretamente os três maciços da região. Por último, o WRF-D3 (*figura 39c*) representa bem o formato da Baía de Guanabara e a presença dos três maciços a oeste dela. O perfil da Serra dos Órgãos, ao redor da estação A603, em Xerém, também é mais bem representado por este domínio com 3 km de espaçamento de grade. Compreender como cada modelo representa a topografia é importante para explicar como cada um irá representar o escoamento de ar e a temperatura em cada ponto de grade. A estação A603, por exemplo, é representada como estando próxima de 500 m de altitude no modelo GFS e 300 m nos modelos WRF-D2 e WRF-D3, embora sua altitude real seja de 33 m (Tabela 2). Assim, esperam-se menores valores simulados de temperatura no modelo GFS, quando comparados aos demais modelos.

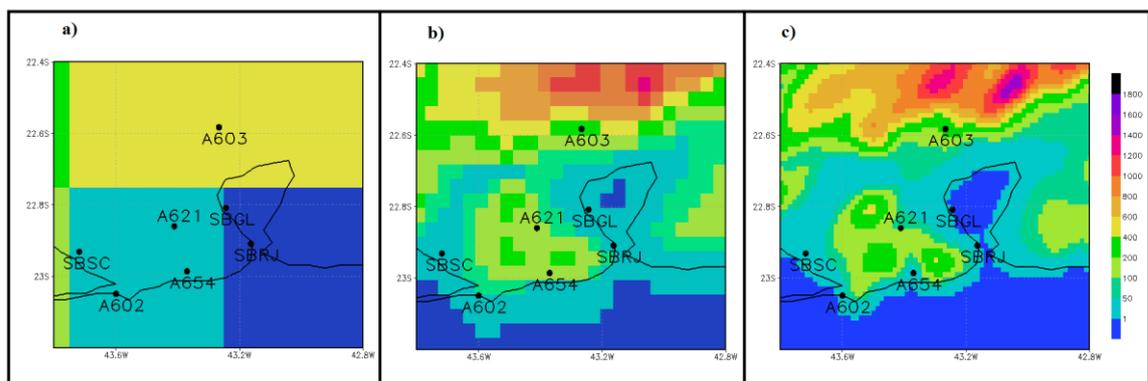


Figura 39: Comparação da topografia [m] “vista” pelas três grades: (a) GFS, (b) WRF-D2 e (c) WRF-D3.

Antes de analisar as comparações entre os diferentes modelos, também é importante lembrar como cada um representa a vegetação da região. A *figura 24*, apresentada no item 2.2

(Modelos), mostrou a diferença entre o WRF-D2 e WRF-D3. O modelo regional de 27 km representa a Baía de Guanabara como um “rio” orientado no sentido norte-sul, enquanto que o WRF-D3 apresenta um formato mais próximo de Baía, inclusive representando uma península a oeste que seria a Ilha do Governador, onde está localizada a estação SBGL. A distribuição de ocupação do solo classificada como urbana também é visivelmente melhor representada pelo WRF-D3. O tipo de uso do solo influencia diretamente na temperatura e velocidade do vento simulada pelo modelo, pois determina a rugosidade, albedo e umidade da superfície. Numa superfície com maior rugosidade se espera ventos mais fracos, já uma superfície com maior umidade, a temperatura do ponto de orvalho deverá ser maior.

Também para facilitar a interpretação dos resultados da comparação entre os modelos e as estações a partir do EM, a *tabela 6* resume o que significa fisicamente, para cada variável, o valor de EM ser negativo ou positivo.

Tabela 6: Esquema simplificado do significado físico de EM para cada variável.

	<b>EM &lt; 0</b>	<b>EM &gt; 0</b>
<b>T</b>	modelo subestima T	modelo superestima T
<b>Td</b>	modelo subestima Td	modelo superestima Td
<b>u</b>	modelo superestima vento leste	modelo superestima vento oeste
<b>v</b>	modelo superestima vento norte	modelo superestima vento sul

De maneira geral, na maioria das estações, o valor do EQM é amplificado a partir do terceiro dia de previsão para todos os três modelos, principalmente na variável temperatura (T), onde também é observado ciclo diurno do EM em todo o período de integração. Além disso, observa-se nos gráficos que comparam os modelos WRF-D2 e WRF-D3 que nas três primeiras horas de integração o EQM de todas as variáveis é maior que a média do EQM nas 12 primeiras horas de integração, principalmente nas componentes *u* e *v* do vento nas estações próximas a morros e da Baía de Guanabara (A603, A621, SBGL e SBRJ). Isto provavelmente ocorre devido ao *spinup* do modelo, isto é o tempo que o modelo leva para ajustar, na sua grade, as condições atmosféricas iniciais impostas a partir de outro modelo (GFS), com escala

e representação de processos físicos diferentes dele. Em todas as estações o GFS subestima a temperatura, com maiores valores negativos de EM no período da tarde. O modelo WRF-D2 também subestima sistematicamente esta variável nas estações próximas ao oceano (SBSC, A602, A654 e SBRJ). Isto possivelmente mostra que há problemas nos esquemas que resolvem trocas de calor na CLP para os modelos regionais e globais mesmo em áreas não urbanizadas. Outra hipótese para este erro, principalmente na estação A654, é que apesar da estação estar localizada praticamente no nível do mar (3m de altitude), ela está próxima a morros e assim a altitude do modelo, no ponto da estação, é maior que a altitude verdadeira, de forma que uma diferença de 100 m, numa atmosfera padrão ( $6,5^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ ) significaria  $0,65^{\circ}\text{C}$  de bias frio.

Adiante será feito uma análise mais detalhada dos erros mais significativos de cada variável em cada estação.

Para a estação A603 (*figura 40*), os EQM do modelo GFS, quando comparados com os do modelo WRF-D2 são menores, ou seja, o GFS realiza simulações mais próximas do observado em todas as variáveis, exceto para a temperatura nas primeiras 48h de simulação (*figura 40a*). Em geral o GFS apresenta um bias frio ao longo de todas as 72 horas de simulação, com erros médios mais negativos, principalmente durante o dia (*figura 40b*). Isto ocorre provavelmente pelo fato do GFS localizar a estação A603 a cerca de 200m mais alta que os modelos regionais WRF-D2 e WRF-D3, que representam a estação numa altitude entre 200 e 400m. Na realidade a estação está a 33m de altitude com relação ao nível médio do mar.

Comparando o WRF-D2 com o WRF-D3 (*figura 41a*), onde ambos consideram a estação na mesma altitude, o EQM da temperatura não se altera muito entre os dois modelos (*figura 41a*), e o EM apresenta ciclo diurno bem definido a partir da 24<sup>a</sup> hora de integração, superestimando a temperatura no período noturno e subestimando esta no período diurno (*figura 41b*). Para analisar o vento desta estação ressalta-se que, como já foi explicado quando

analisado os dados desta estação no item 3.1 (análise das observações) na *figura 30*, esta estação é rodeada por morros e a magnitude do vento observada é praticamente nula. Assim, qualquer magnitude do vento acima de 1m/s acarretará erros da simulação. De fato, observa-se que a componente meridional ( $v$ ) do vento (*figura 40g*) do EQM está acima de 2m/s em toda integração do WRF-D2. Verificando o Bias desta componente (*figura 40h*), o WRF-D2 superestima mais o vento norte no período noturno, quando comparado com o GFS, ou seja, a circulação de brisa terrestre é mais intensa, lembrando que ao norte desta estação se encontra a Serra dos Órgãos. A superestimativa do vento meridional do modelo regional é diminuída ao aumentar sua resolução de 9 km de espaçamento de grade em WRF-D2 para 3 km WRF-D3 (*figura 41h*) no período noturno. A calmaria observada na região faz com que o calor gerado ao longo do dia não seja dissipado. Já no período noturno, a perda de calor é mais intensa que o simulado pelo modelo regional, além de que todos os modelos superestimam a componente norte do vento (*figuras 40h e 41h*).

Esta relação entre o vento norte acima do observado, bem como o aquecimento superestimado possui explicação ao estudar a topografia da região. Ao norte da estação A603 se encontra a Serra dos Órgãos, com altitudes superiores a 1000m, assim o vento norte intenso faz com que o ar apresente um escoamento catabático que, supondo um movimento adiabático, irá aquecer a região. Caso o vento norte não fosse simulado com tal magnitude, este efeito termodinâmico não ocorreria intensamente e talvez a temperatura não seria superestimada no período noturno. Embora todos os modelos subestimem o valor da temperatura do ponto de orvalho ( $T_d$ ) em todo o período de integração (*figuras 40d e 41d*), o aumento de resolução entre o modelo WRF-D2 para o WRF-D3 também melhora significativamente os resultados desta variável (*figura 41c*), principalmente no período diurno, entre 12Z (9h local) e 24Z (21h local), mostrando que o aumento de resolução do modelo melhora a representação do vapor d'água nesta estação.

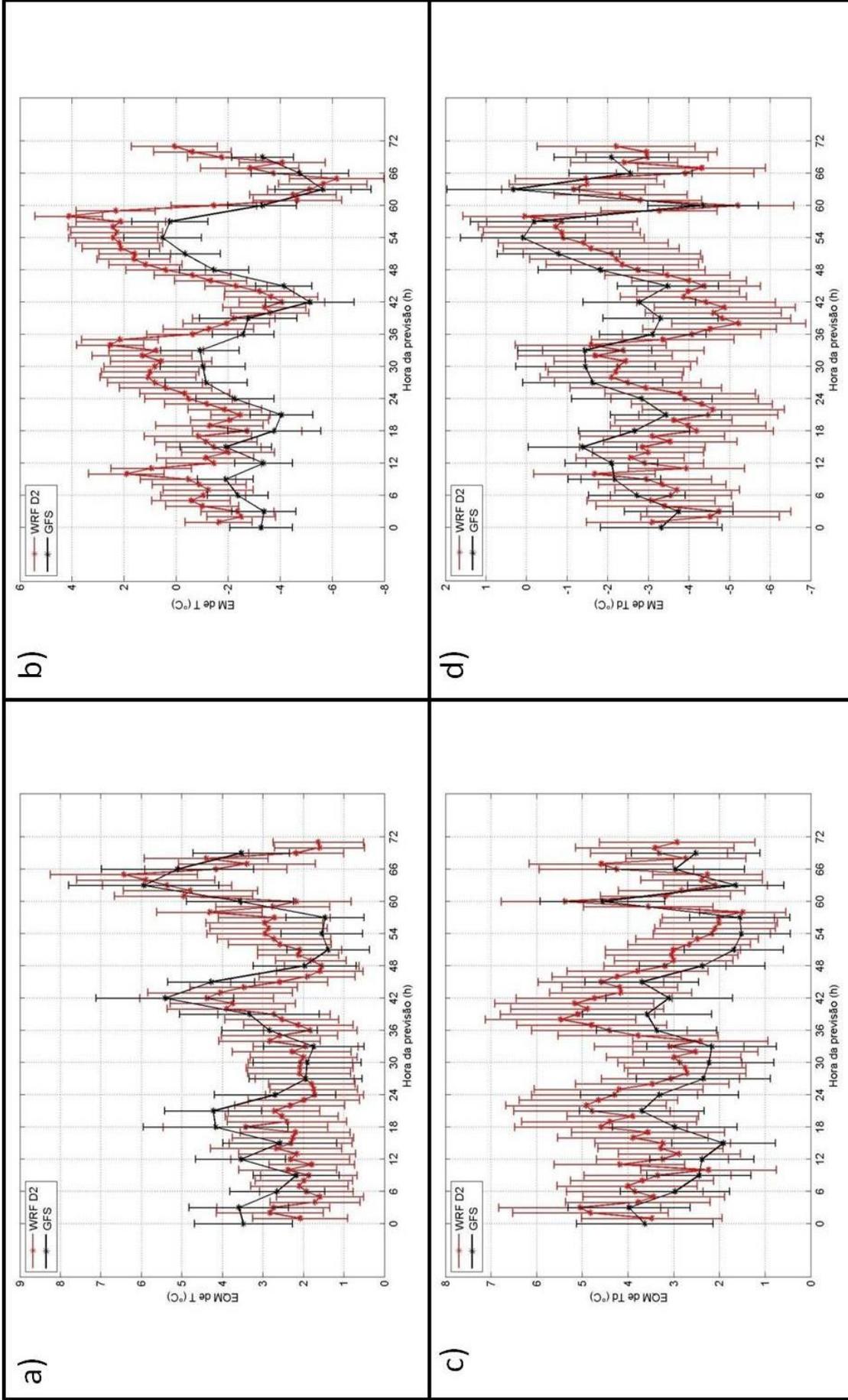


Figura 40: Raiz do erro médio quadrático (EQM) da temperatura (a), da temperatura do ponto de orvalho (c), da componente u do vento (e) e da componente v do vento (g). Erro médio (EM) da temperatura (b), da temperatura do ponto de orvalho (d), da componente u do vento (f) e da componente v do vento (h). Calculados para as simulações de 72h dos modelos WRF-D2 (vermelho) e GFS (preto), para todos os dias no período de 1 a 31 de agosto de 2012, em comparação com a estação A603.

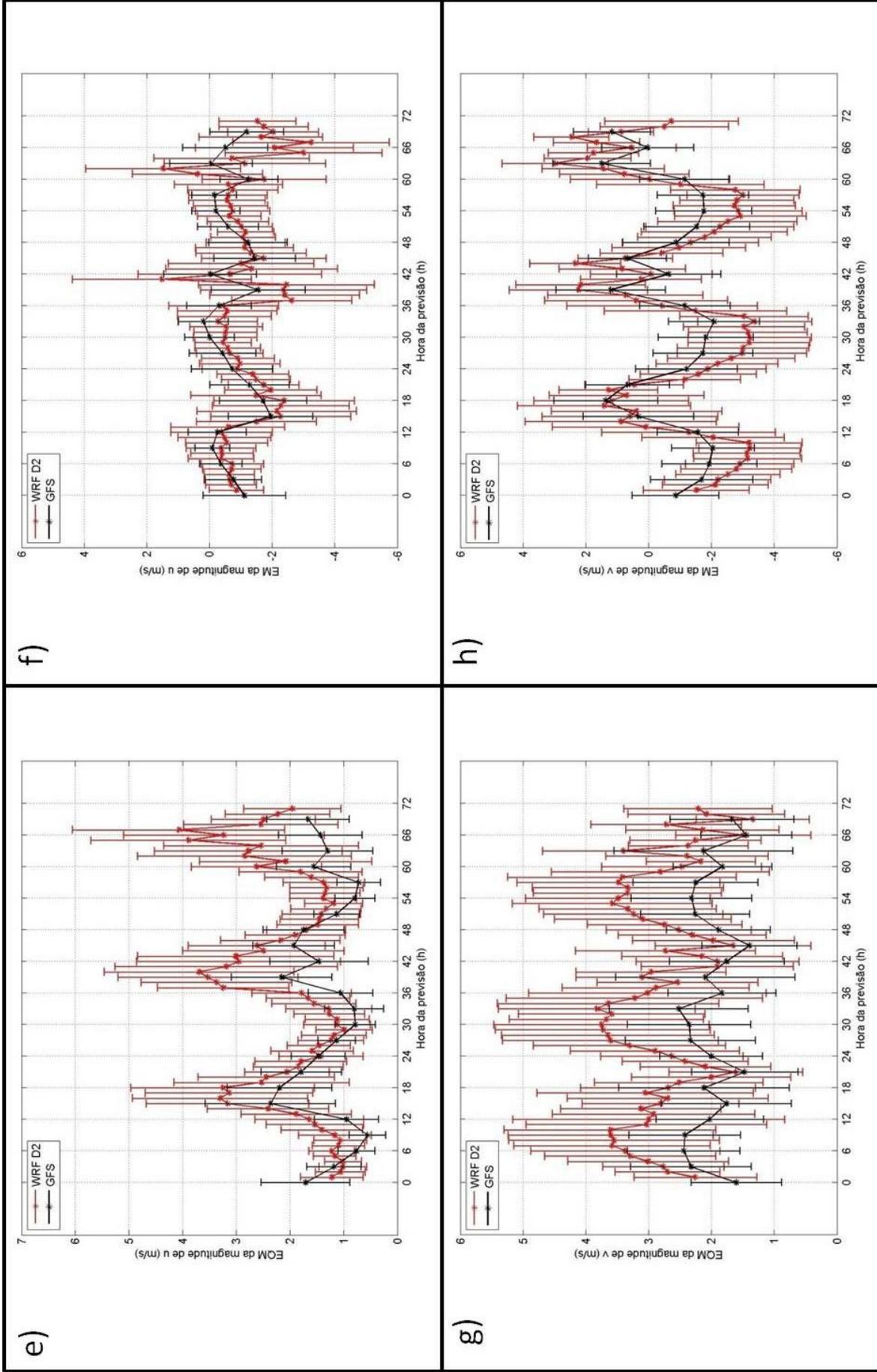


Figura 40: (Continuação)

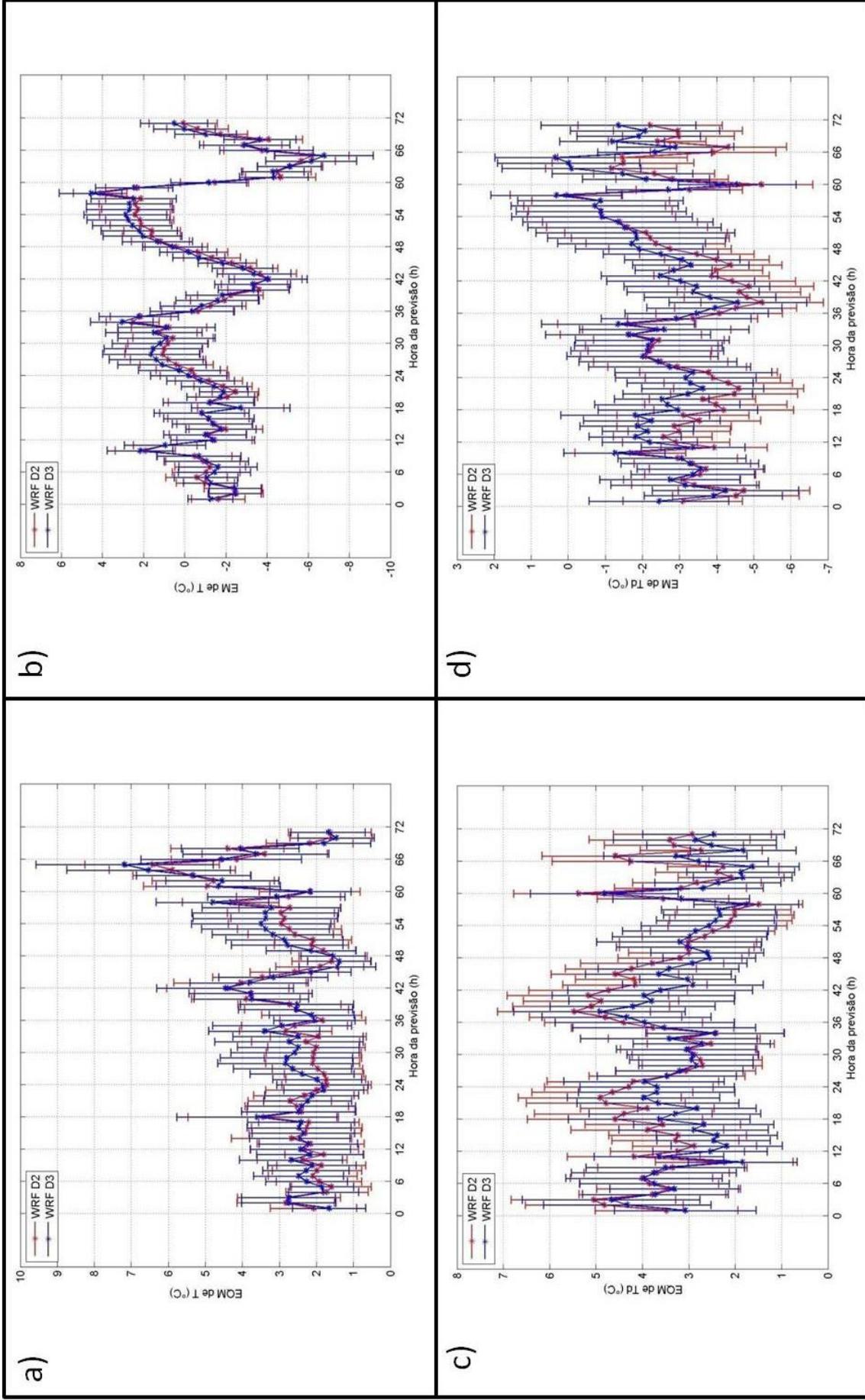


Figura 41: Raiz do erro médio quadrático (EQM) da temperatura (a), da temperatura do ponto de orvalho (c), da componente u do vento (e) e da componente v do vento (g). Erro médio (EM) da temperatura (b), da temperatura do ponto de orvalho (d), da componente u do vento (f) e da componente v do vento (h). Calculados para as simulações de 72h dos modelos WRF-D2 (vermelho) e WRF-D3 (azul), para todos os dias no período de 1 a 31 de agosto de 2012, em comparação com a estação A603.

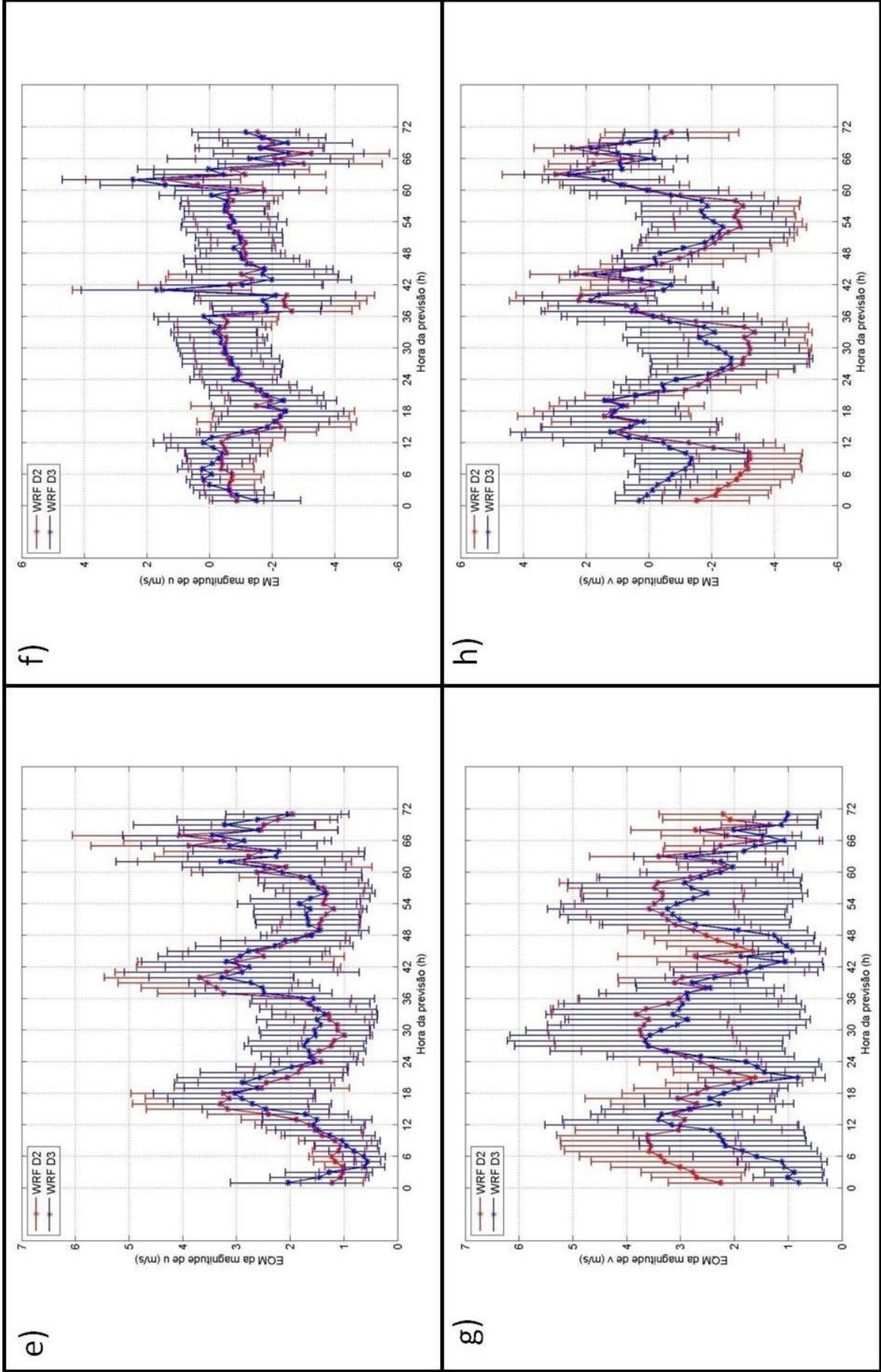


Figura 41: (Continuação)

A estação SBSC está localizada a nordeste da Baía da Sepetiba e afastada da região com topografia acentuada e extremamente urbanizada, apesar de a cidade Santa Cruz já possuir uma urbanização razoável. Esta estação possui ventos predominantemente da direção  $60^\circ$  (cerca de 20% dos dados de agosto de 2012) e  $220^\circ$  (9% dos dados), conforme foi apresentado na *figura 36a*, no item 3.2.1 (caracterização de agosto de 2012), onde ambas as direções são praticamente perpendiculares à costa da baía da Sepetiba. Ela apresenta melhores resultados de EQM para o modelo GFS tanto para a componente  $u$  quanto para a componente  $v$ , quando comparados com as simulações do WRF-D2 (*figura 42e e 42g*), em todo o período de integração. Já para as variáveis  $T$  e  $T_d$  (*figura 42a e 42c*), o WRF-D2 representa melhor que o GFS, muito provavelmente porque o modelo regional resolve melhor a Baía da Sepetiba, representando assim o corpo d'água mais próximo à estação. O GFS subestima  $T$  e  $T_d$  em praticamente todo o período de integração. Na *figura 42h* é observado ciclo de período de 24h, principalmente a partir da 24<sup>a</sup> hora de previsão, tanto no modelo GFS quanto no WRF-D2 para EM da componente  $v$  superestimando o vento norte entre 0Z e 12Z e superestimando o vento sul nas demais horas, entre 12Z e 0Z. Na componente  $u$  do vento (*figura 42f*), também é identificado ciclo no EM, superestimando o vento leste entre 18Z e 6Z e superestimando o vento oeste entre 6Z e 18Z. Assim, é observado que em ambos os modelos há superestimativa tanto da brisa marítima, quanto da brisa terrestre, sendo que o WRF-D2 superestima estas circulações locais ainda mais que o GFS. O erro na magnitude da brisa, assim como observado na estação A603, resulta em um ciclo bem determinado de EM da  $T$  (*figura 42b*), embora os valores da noite estejam mais próximos do observado quando comparados aos dados da estação A603, que está mais próxima à Serra dos Orgãos. Os valores de EQM de  $T_d$  (*figura 42c*), entretanto, não apresentam ciclo bem definido na estação SBSC, embora a partir da 24<sup>a</sup> hora de simulação, tanto o GFS, quanto os modelos regionais apresentam um ciclo diurno em EM (*figuras 42d e 43d*), com bias seco durante a noite e úmido durante o dia. A diferença de resolução entre o modelo WRF-D2 e WRF-D3 (*figura 43*) não mostrou diferenças significativas para todas as variáveis entre os dois modelos.

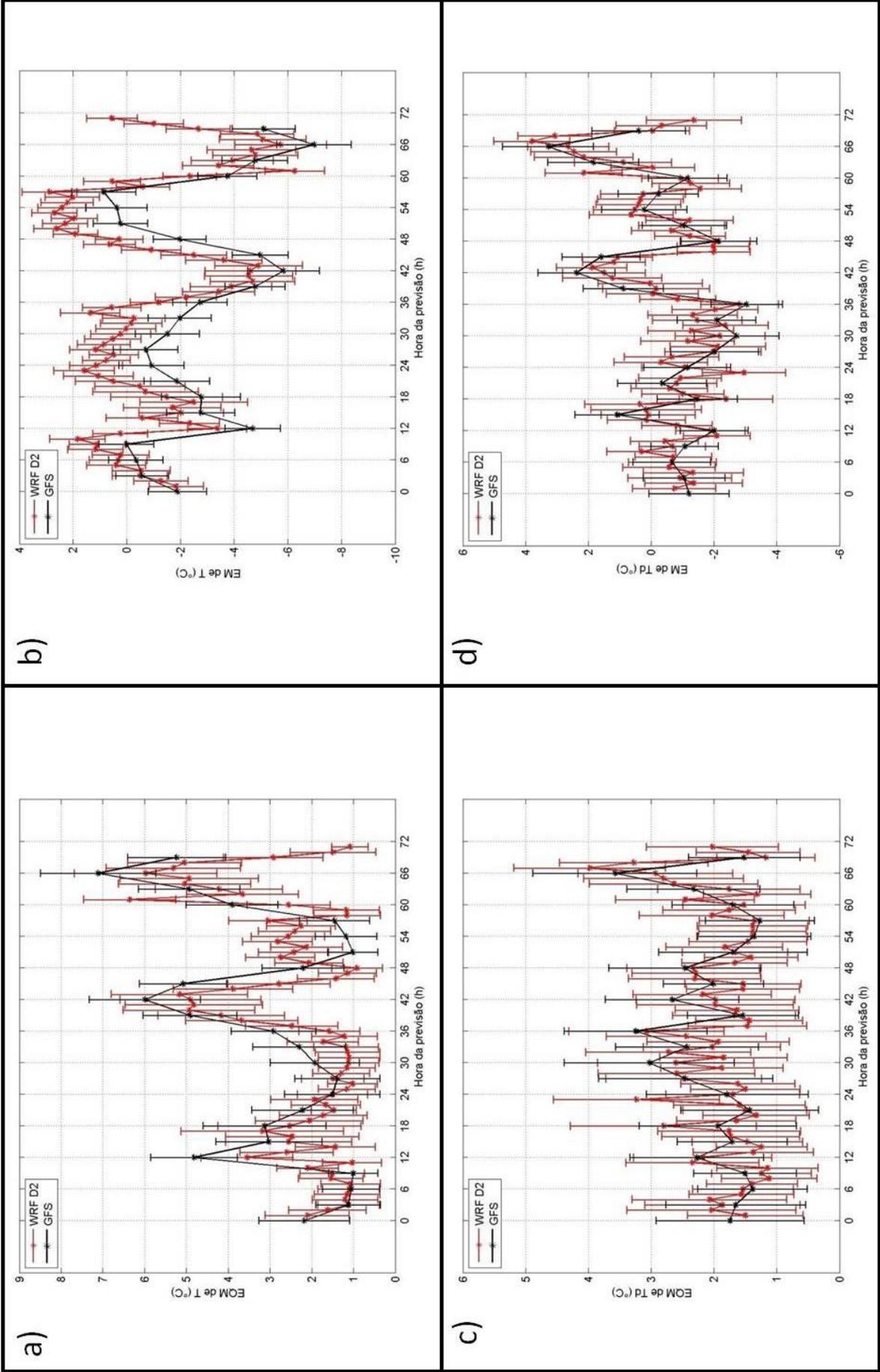


Figura 42: Mesmo que na figura 40 para a estação SBSC.

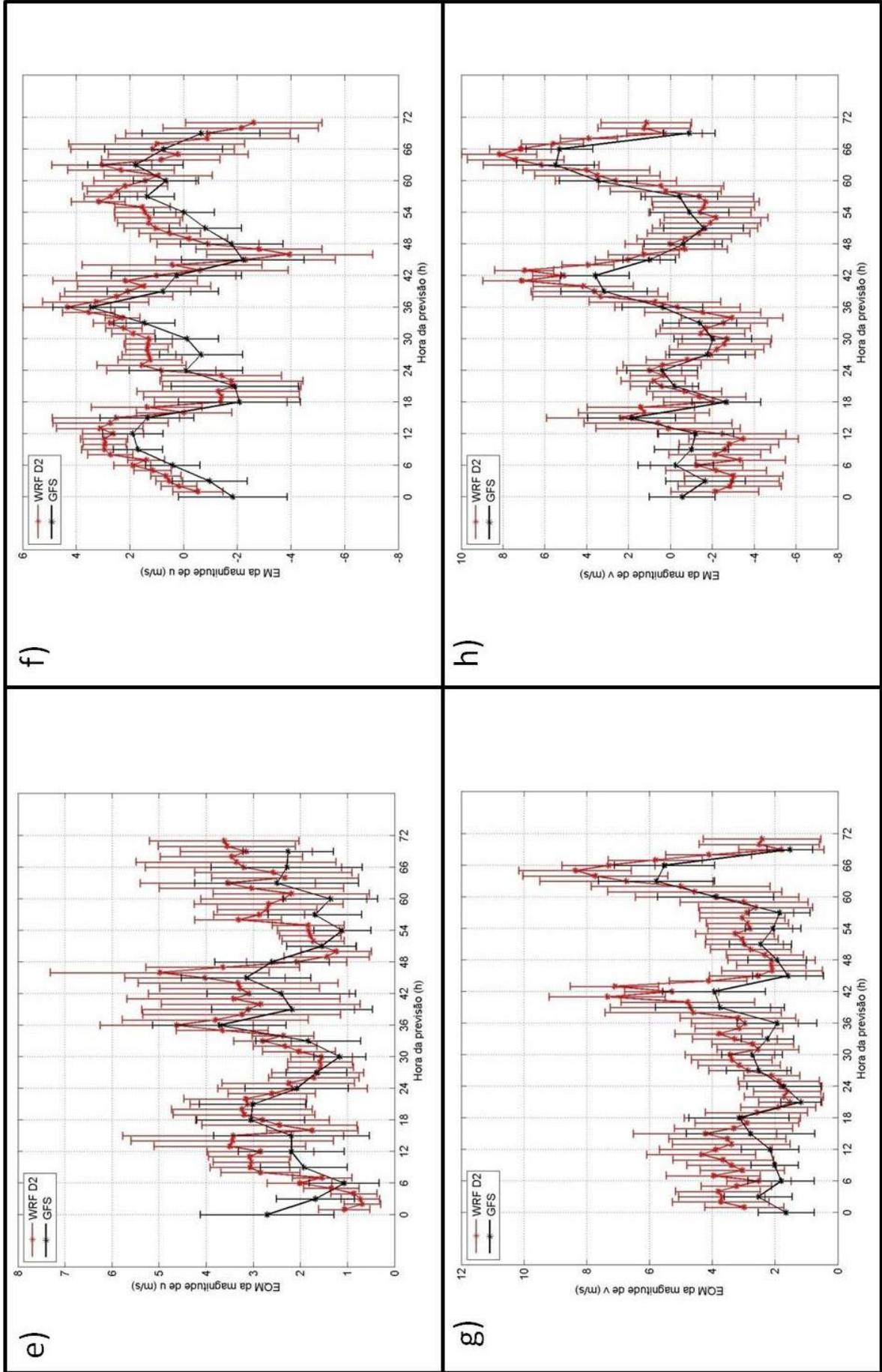


Figura 42: (Continuação)

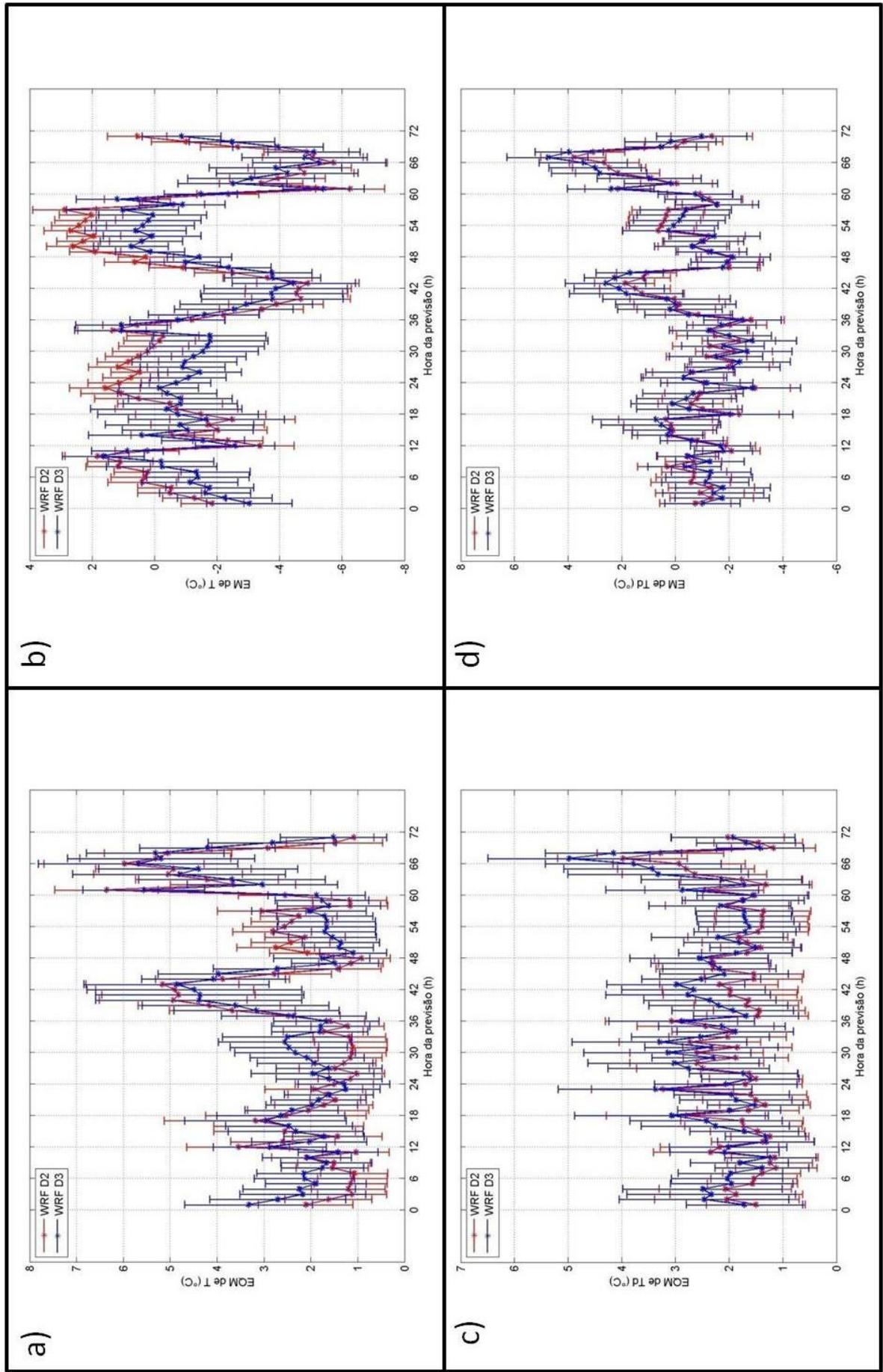


Figura 43: Mesmo que na figura 41 para a estação SBSC.

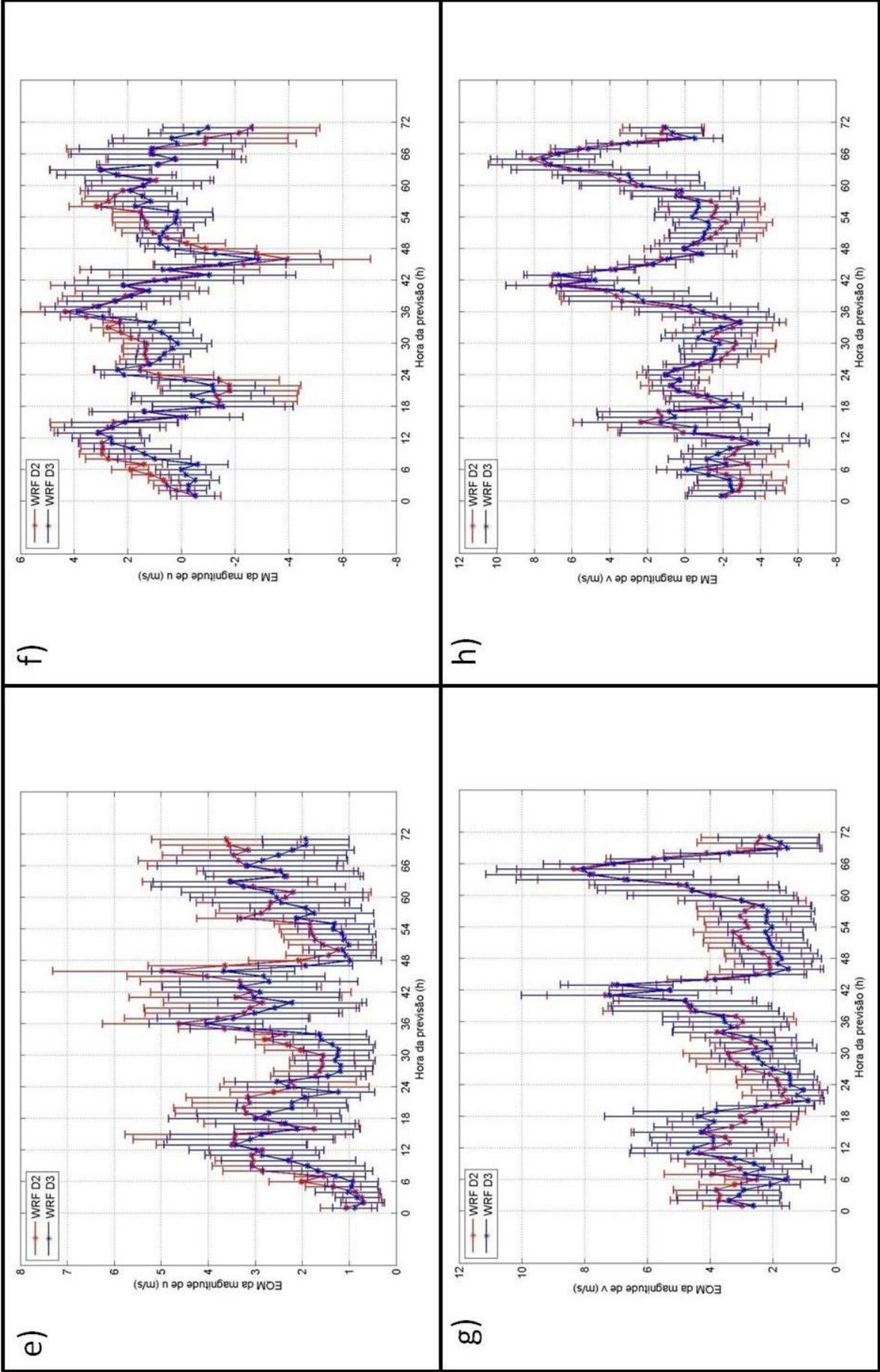


Figura 43: (Continuação)

Assim como a estação SBSC, a estação A602 está localizada numa região plana, relativamente longe de morros e, embora ela esteja a poucos metros do oceano e a leste da Baía de Sepetiba, na restinga da Marambaia, apresenta padrões cíclicos de vento. Entretanto, diferentemente da estação SBSC, quando comparados o WRF-D2 e o GFS (*figura 44*), o modelo global realiza simulações mais próximas dos dados observados na estação A602 apenas para a componente  $u$  do vento (*figura 44e*). Nesta componente zonal do vento, todos os modelos (*figura 44e e 45e*) apresentam um ciclo diurno, sendo esse erro devido a uma superestimativa do vento de leste pela manhã e uma subestimativa à tarde (*figura 44f e 45f*). Para as demais variáveis, ambos os modelos, global e regional, possuem EQM semelhantes. Assim como explicado para a SBSC, o fato de a componente  $u$  ser melhor representada pelo GFS deve-se à Baía de Sepetiba estar localizada a oeste desta estação e a circulação associada à presença desta Baía ser superestimada pelo WRF-D2. Diferente de SBSC, não é observado ciclo diurno significativo no EM de T (*figura 44b*). Destaca-se EQM de T (*figura 44a*) próximo de  $5,5^{\circ}\text{C}$  na 63<sup>a</sup> hora de previsão tanto para o GFS, quanto para o WRF-D2 (devido à subestimação na temperatura), bem como anomalia superestimando o vento sul (*figura 44h*) em aproximadamente  $7\text{ m/s}$  no WRF-D2, ou seja, advecção de ar frio superestimada pelo modelo. Comparando WRF-D2 e WRF-D3 (*figura 45*), assim como em SBSC, não se observa diferenças significativas em nenhuma variável, de forma que o aumento de resolução do modelo também não melhora a previsão do tempo para a estação A602.

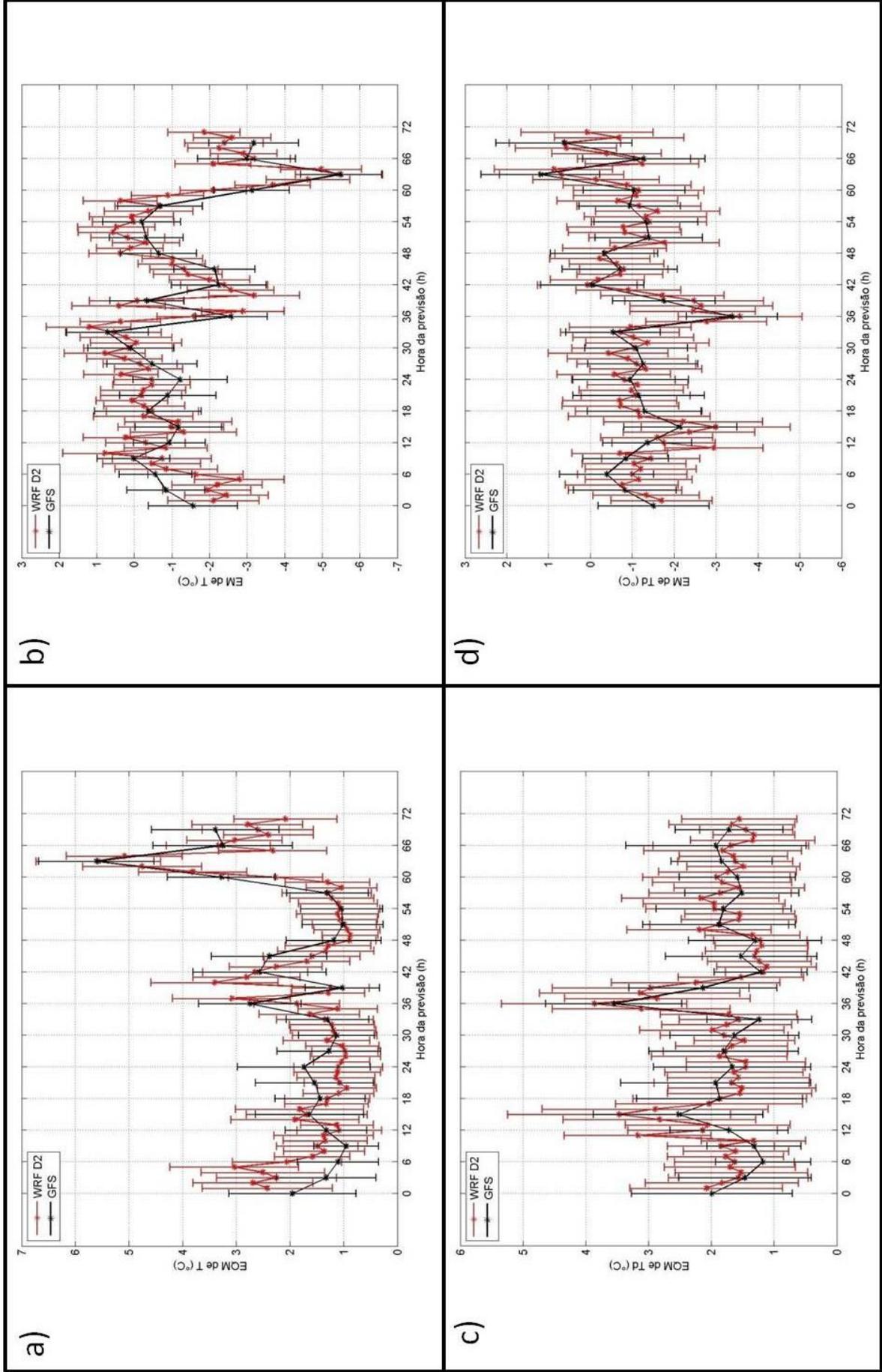


Figura 44: Mesmo que na figura 40 para a estação A602.

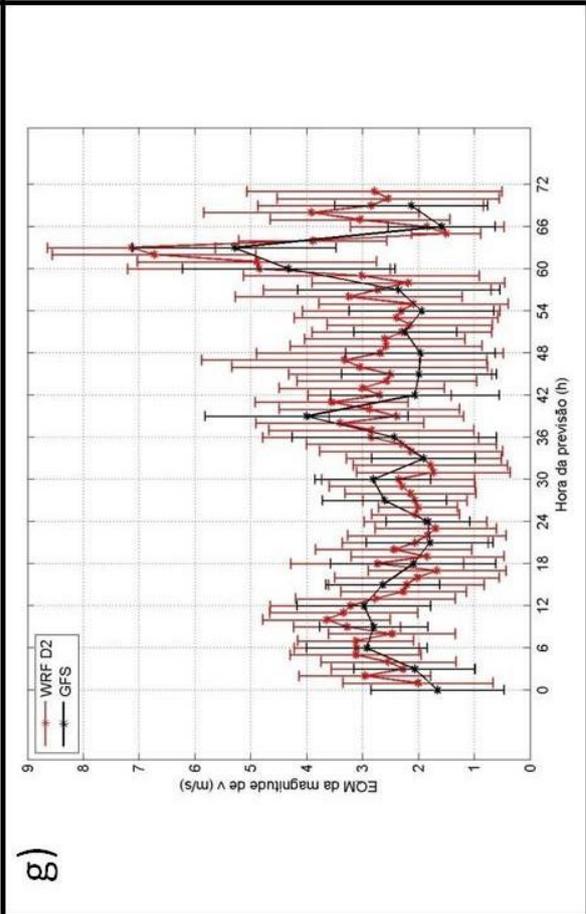
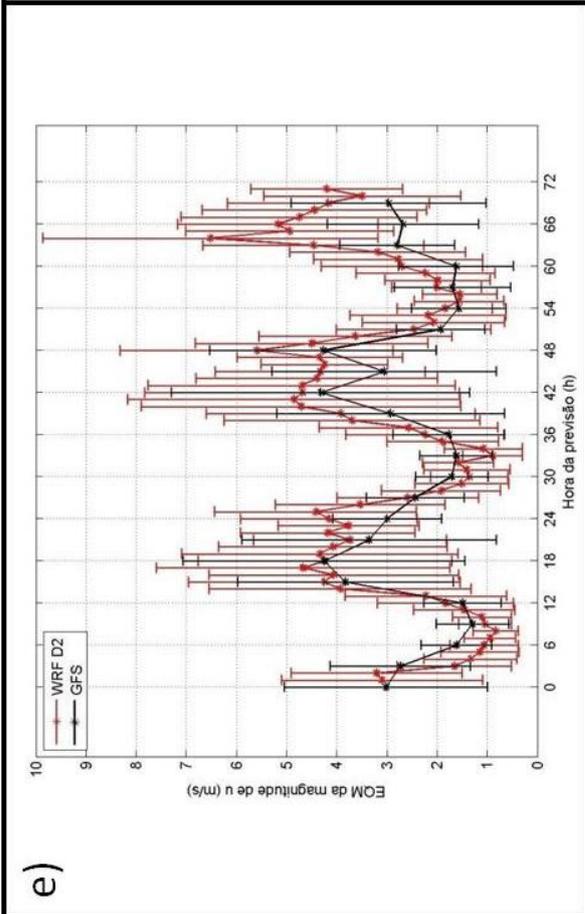
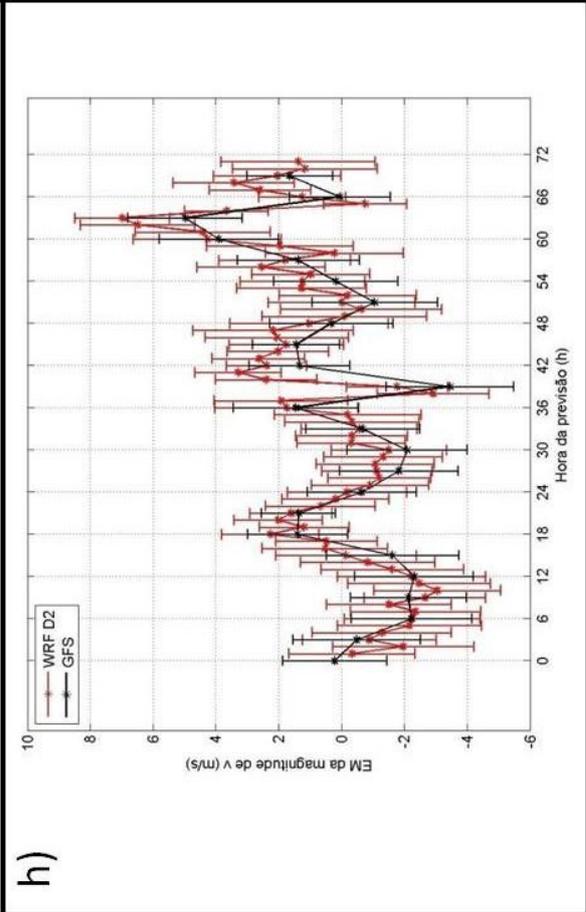
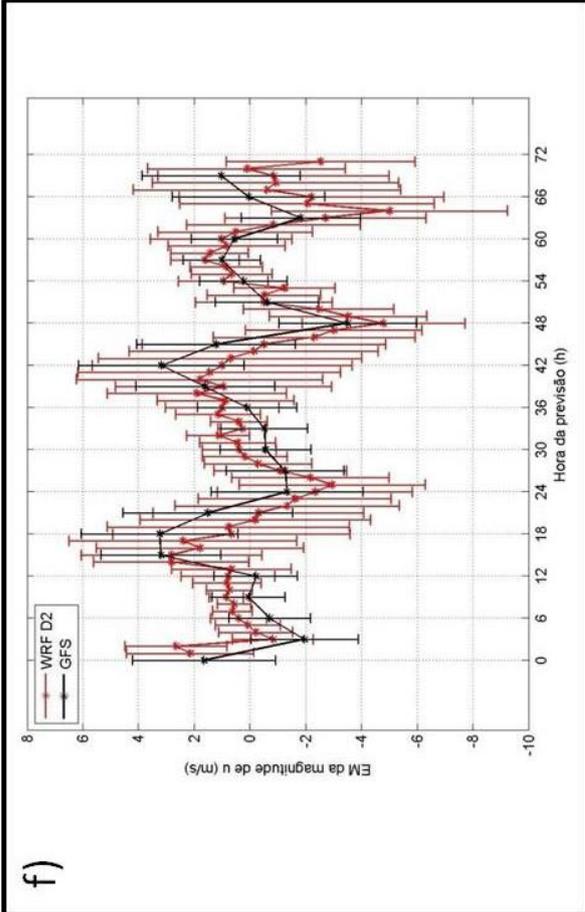


Figura 44: (Continuação)

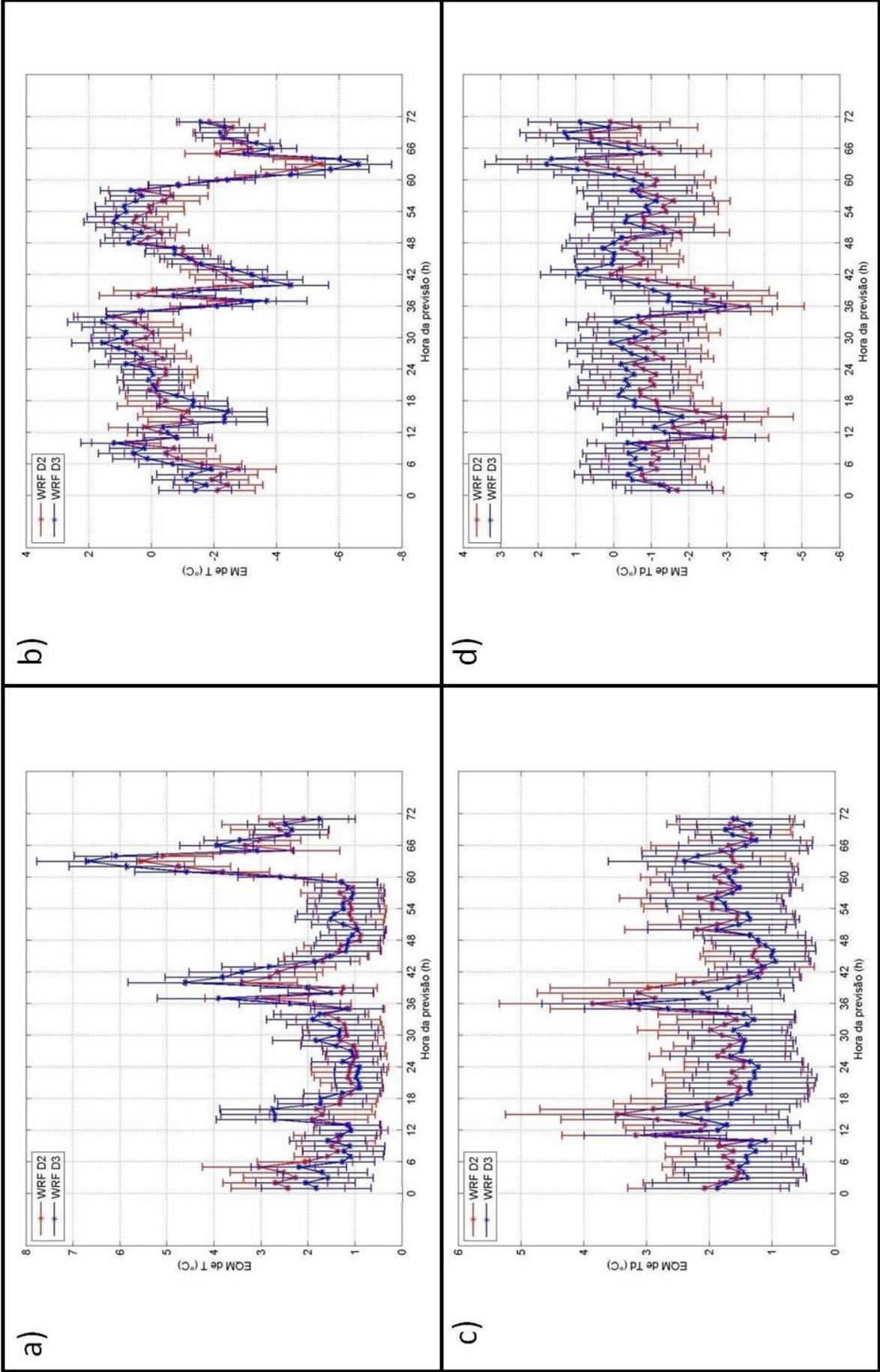


Figura 45: Mesmo que na figura 41 para a estação A602.

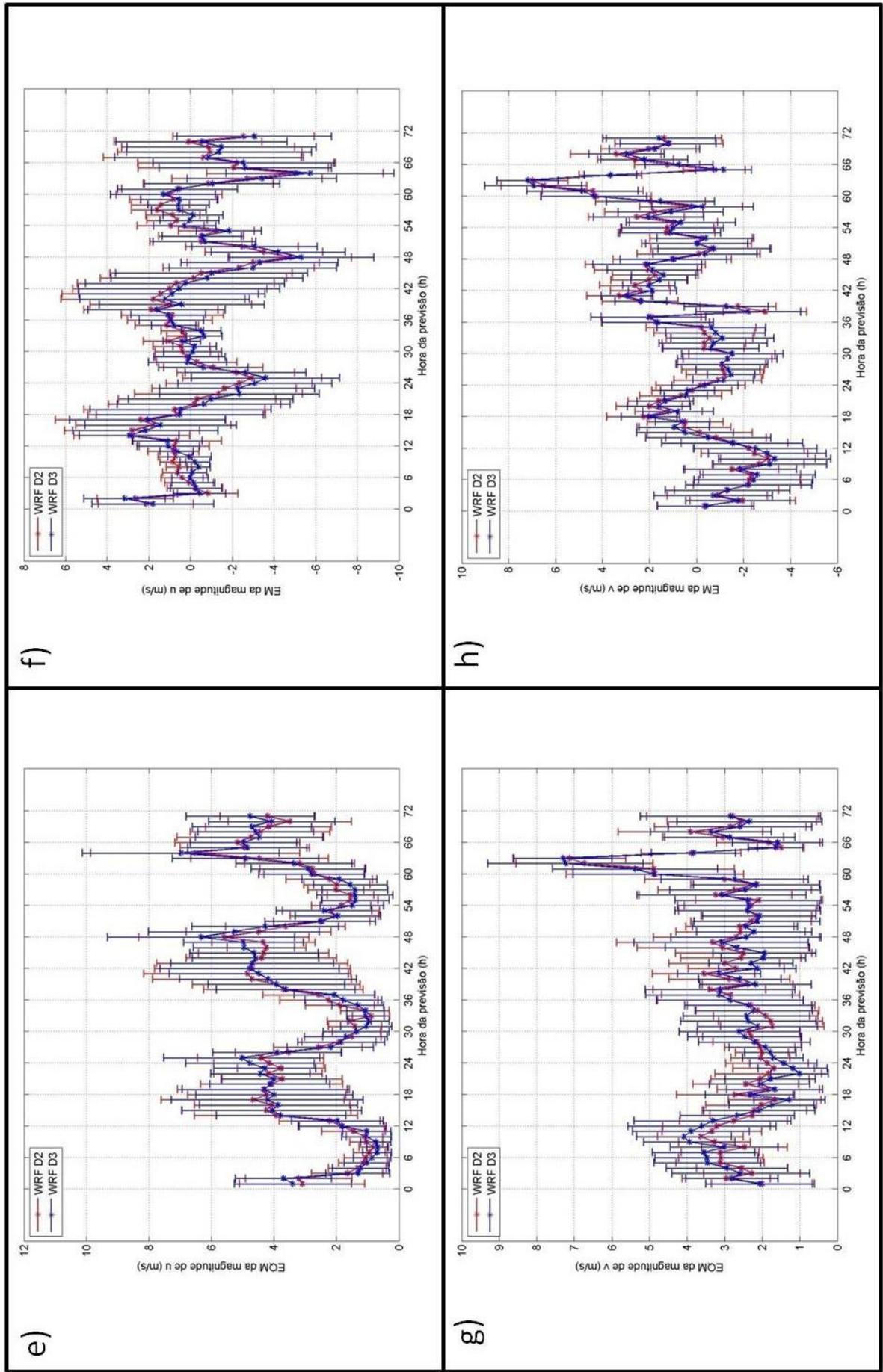


Figura 45: (Continuação)

Diferente das três estações analisadas até o momento (A603, SBSC e A602), a estação A654 está localizada mais próxima à grande mancha urbana composta pela metrópole do Rio de Janeiro, em Jacarepaguá, ao sul do vale entre os Maciços da Pedra Branca e da Tijuca. Nesta estação destaca-se o ciclo diurno de EM dos modelos GFS e WRF-D2 (*figura 46*) para todas as variáveis estudadas, com exceção da componente  $v$  do vento (*figura 46h*), onde o EM varia pouco, entre -2 e 2 m/s. Apesar de o WRF-D2 simular os dados da T (*figura 46a*) mais próximos do observado, comparado ao modelo global, este último apresenta melhores resultados da componente  $u$  do vento (*figura 46e*) em todo o período simulado. Comparando os modelos de área limitada, WRF-D2 e WRF-D3 (*figura 47*), nota-se melhora significativa no modelo com maior resolução para as componentes  $u$  e  $v$  do vento (*figuras 46e e 46g*), fazendo inclusive com que o WRF-D3 seja melhor que o GFS para o cálculo do vetor vento. Isto ocorre provavelmente pela melhor representação do vale alinhado no sentido sul-norte no WRF-D3, onde a resolução do modelo WRF-D2 não é boa o suficiente para melhorar a previsão do vento pelo GFS. Embora o WRF-D3 superestime menos, o vento leste (*figuras 46f e 47f*) é superestimado por todos os modelos em todo o período simulado, com maior ênfase entre 15Z e 6Z (início da tarde até madrugada). Isto ocorre devido à presença do Maciço da Tijuca, a leste desta estação, ser bem representado apenas pelo modelo WRF-D3, assim este é o único capaz de representar razoavelmente a barreira topográfica para o vento sinótico de leste, climatologicamente persistente nesta região, conforme já foi discutido no item 1.3 (climatologia no Rio de Janeiro). A variável Td (*figura 46d*) é subestimada (o modelo é mais seco que o observado) em praticamente todo o período de integração, com exceção das últimas 12h (60<sup>a</sup> até 72<sup>a</sup> hora) tanto para o GFS quanto para o WRF-D2. O ciclo diurno desta variável ocorre em todo o período de integração para o WRF-D2 e apenas a partir da 24<sup>a</sup> hora de simulação do modelo global. Comparando o modelo WRF-D2 com o WRF-D3 (*figura 47c*), Td é melhor simulado pelo modelo de menor resolução (WRF-D2), em

especial no período entre 0Z e 12Z (noite até primeiras horas da manhã), quando o modelo WRF-D2 (*figura 46d*) apresenta um bias seco menor. Por esta região possuir uma densidade populacional maior, o aquecimento por fontes antropogênicas (efeito de ilha de calor), mais perceptível no período noturno e no começo da manhã, aquece o ar próximo à superfície, o que não parece estar sendo bem representado pelos modelos, mesmo ao aumentar a resolução. O WRF-D3 possivelmente resolve de forma inadequada este fenômeno de aquecimento por fontes antropogênicas, o que leva a sugestão de melhorias no arquivo de uso do solo do modelo ou na física de troca de calor entre solo e atmosfera. Já o GFS, possui resolução tão limitada que não identifica a presença de zona urbana, resultando no alto valor (entre 3 e 5°C) de EQM para T (*figura 46a*) e EQM significativos de Td (*figura 46c*) no período entre 0Z e 12Z, principalmente entre a 24<sup>a</sup> e 33<sup>a</sup> hora de integração das simulações.

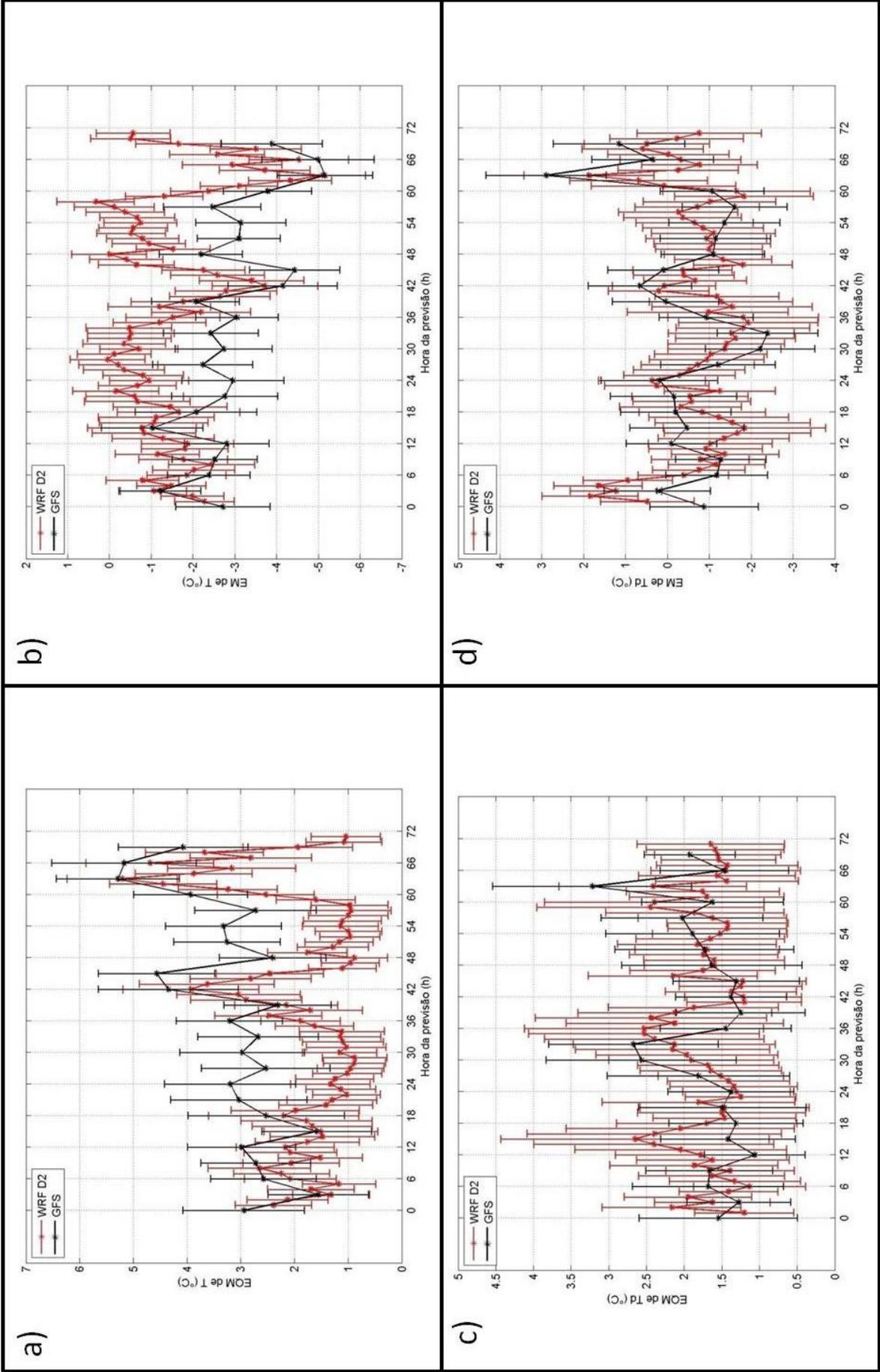


Figura 46: Mesmo que na figura 40 para a estação A654.

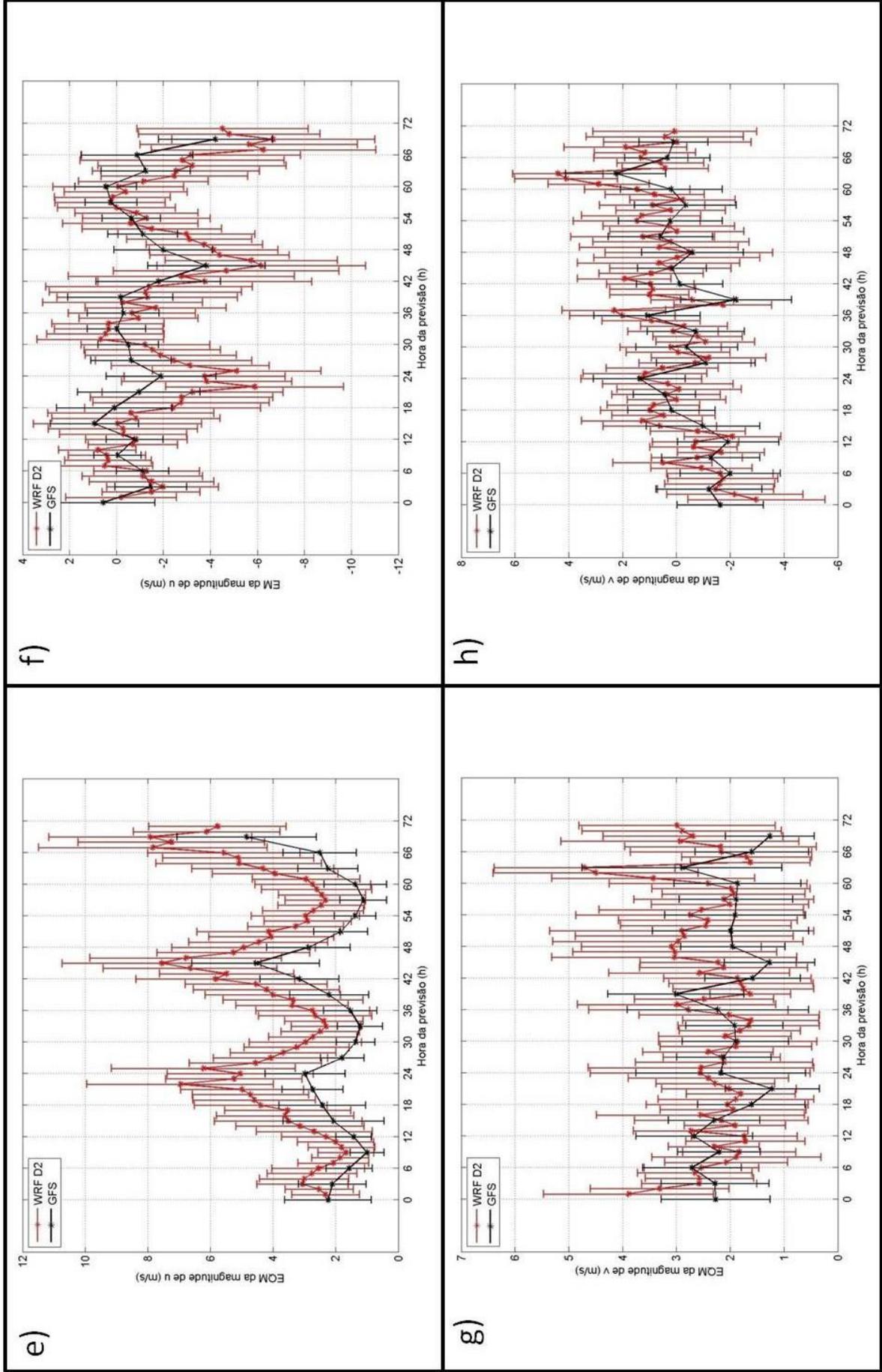


Figura 46: (Continuação)

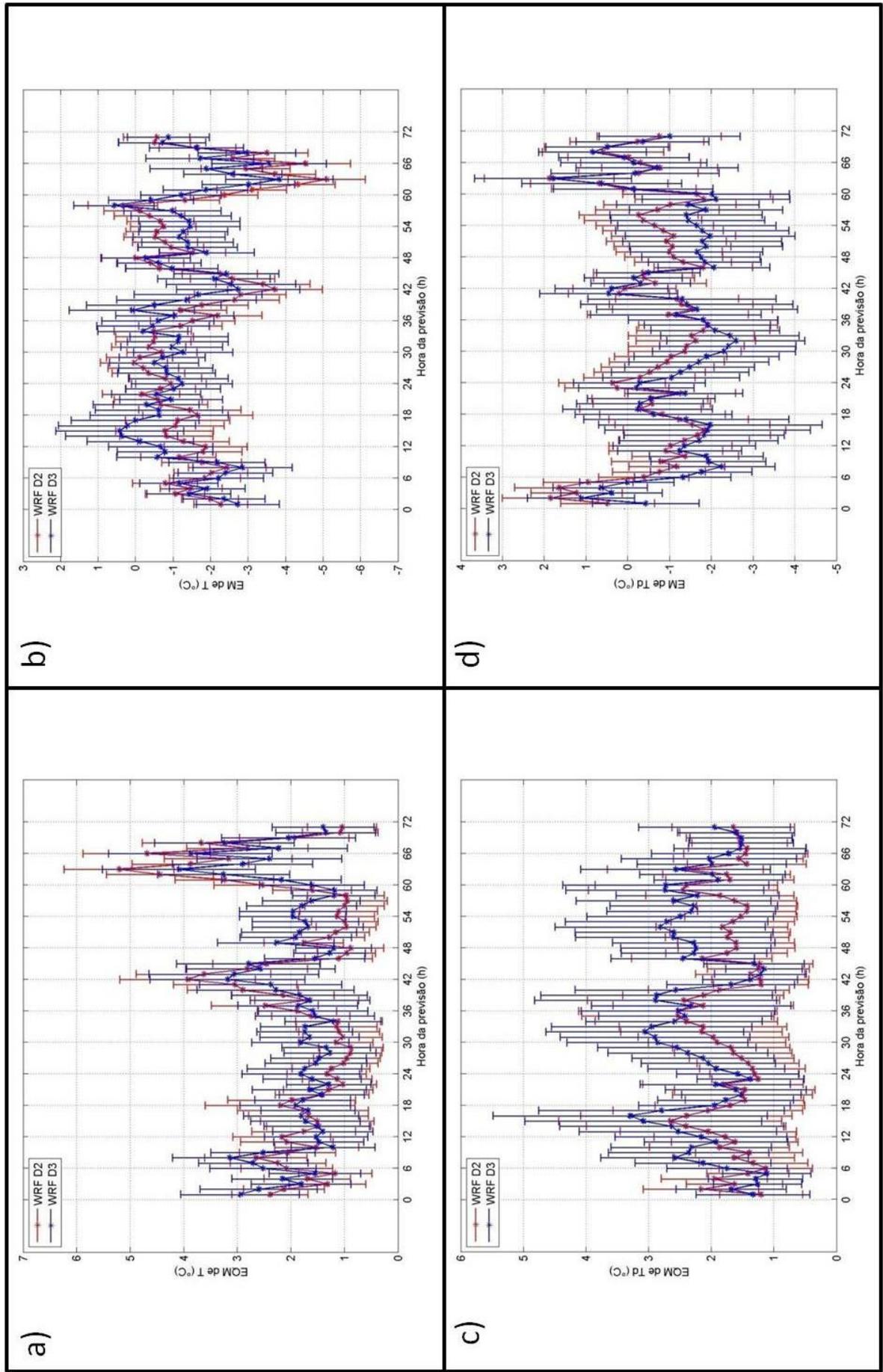


Figura 47: Mesmo que na figura 41 para a estação A654.

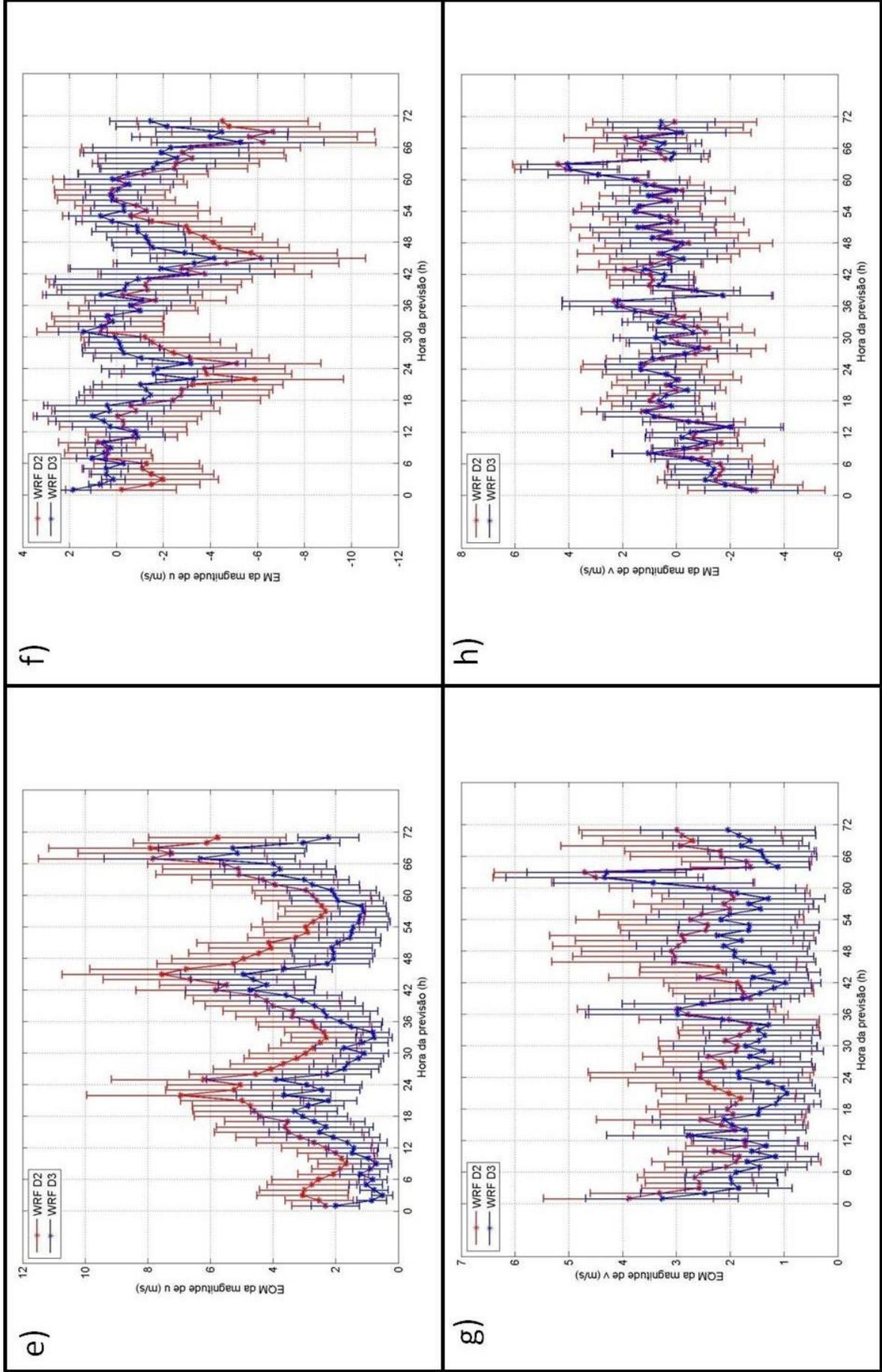


Figura 47: (Continuação)

A estação A621, também localizada numa região com alta densidade populacional, na Vila Militar, possui ventos fracos (menor que 1m/s) na climatologia de agosto (*figura 31*) para todas as horas do dia. Nesta estação, a variável Td (*figura 48c*) é mais bem simulada pelo modelo global, principalmente no período entre 12Z e 24Z, quando o WRF-D2 subestima Td (*figura 48d*) em aproximadamente 3°C. Isto pode estar relacionado ao fato do modelo representar a região como tipo urbano e a parametrização do albedo e umidade deste tipo de solo estar inadequada, conforme já foi discutido para a estação A654. Já a variável T é melhor representada pelo modelo WRF-D2 (*figura 48a*) e o EM da T (*figura 48b*) apresenta variação de bias quente no período entre 0Z e 10Z (noite e manhã) e bias frio nas demais horas. Este bom desempenho do WRF-D2 para representar T está provavelmente relacionado ao bom desempenho na componente *v* do vento (*figura 48h*) nas primeiras horas da manhã, onde o vento fraco (bem representado pelo WRF-D2) permite o aquecimento mais intenso na região, proporcionando temperaturas mais altas no período da tarde. Este fenômeno, entretanto, é possivelmente o causador da superestimativa do vento sul (*figura 48h*) pelo WRF-D2 no período da tarde, já que uma temperatura do ar mais elevada que o observado, simulada nas primeiras horas da manhã, favorece a entrada da brisa marítima (simulada mais intensa pelo modelo regional), que advecta o ar mais frio para a região no período da tarde, fazendo com que o modelo volte a subestimar a temperatura do ar. O aumento de resolução, simulado pelo modelo WRF-D3 (*figura 49*) melhora apenas a componente *u* do vento (*figura 49e*) em aproximadamente 0,3m/s, assim como para a estação A654, devido ao fato de que o modelo WRF-D3 representa melhor os três maciços que cercam a estação A621. Nas demais variáveis não se observa diferença significativa ao aumentar a resolução.

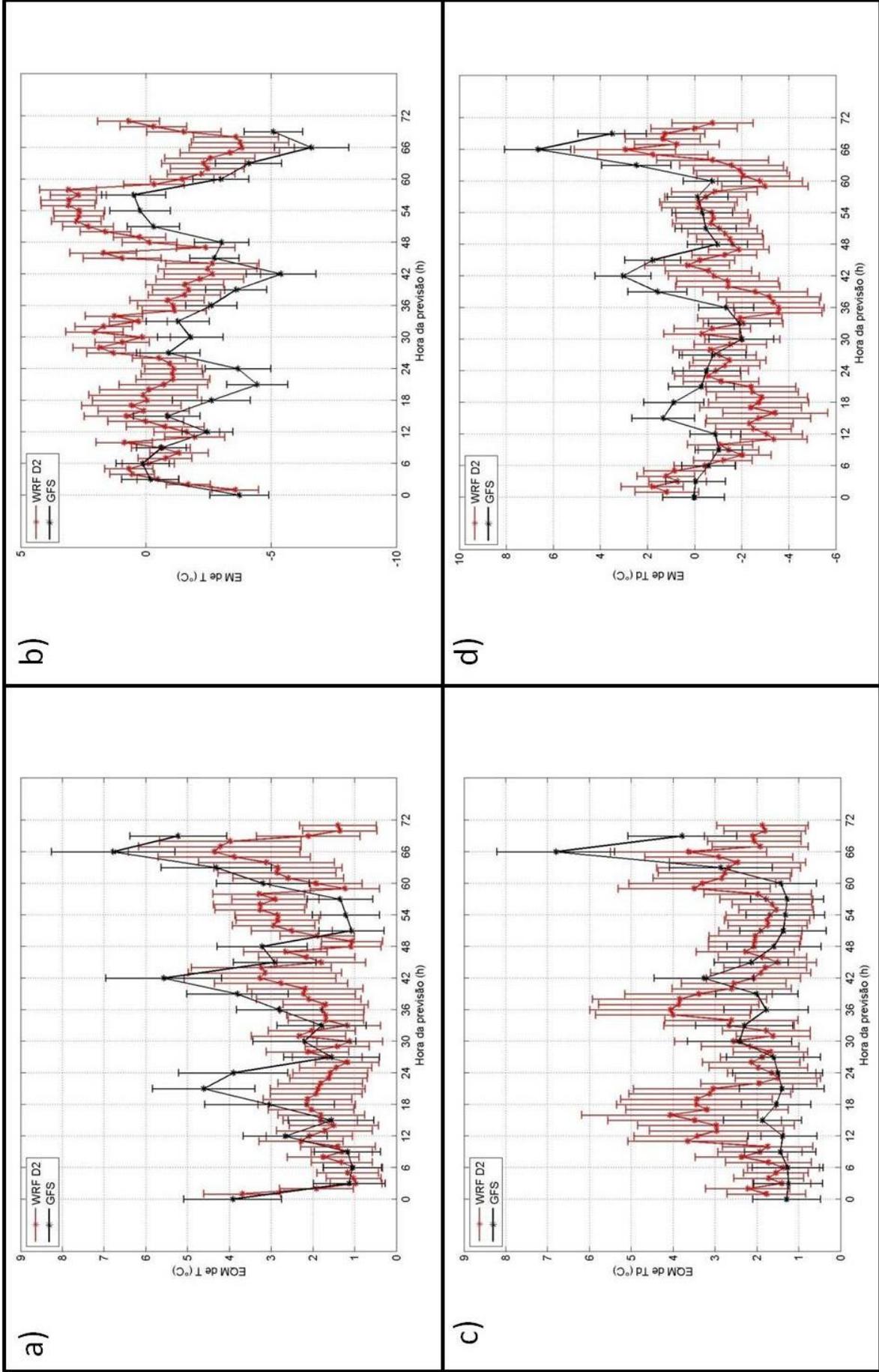


Figura 48: Mesmo que na figura 40 para a estação A621.

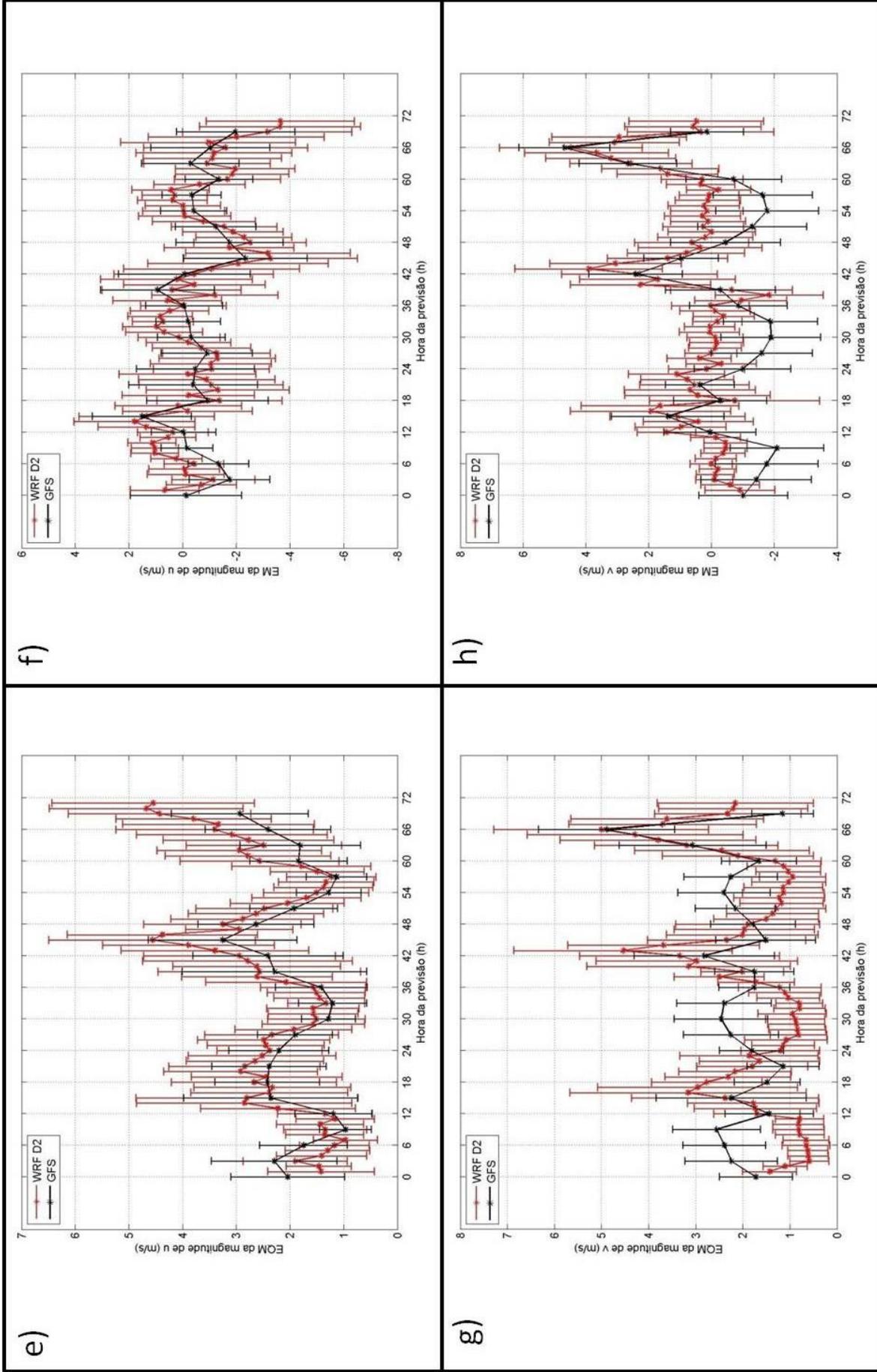


Figura 48: (Continuação)

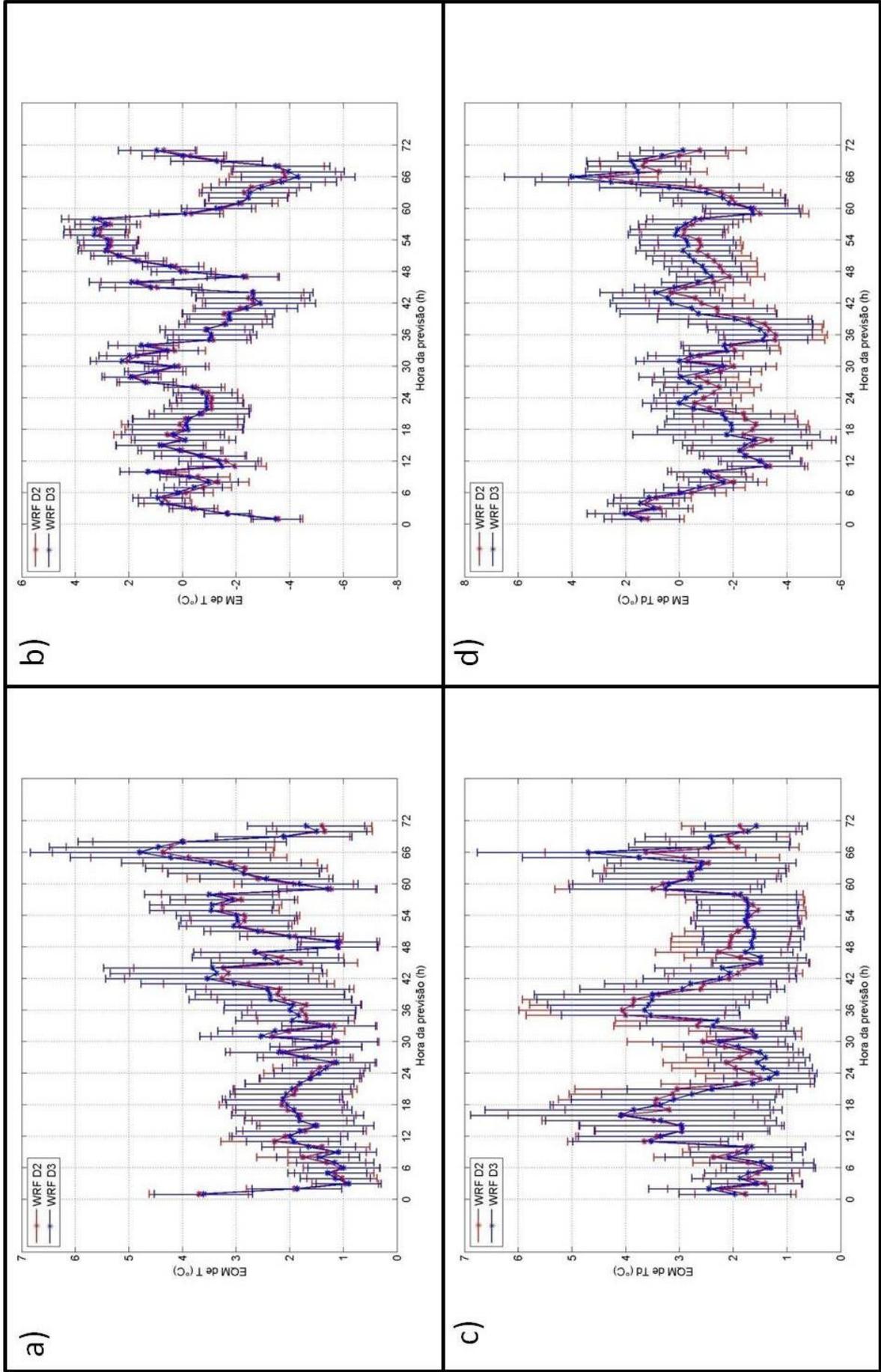


Figura 49: Mesmo que na figura 41 para a estação A621.

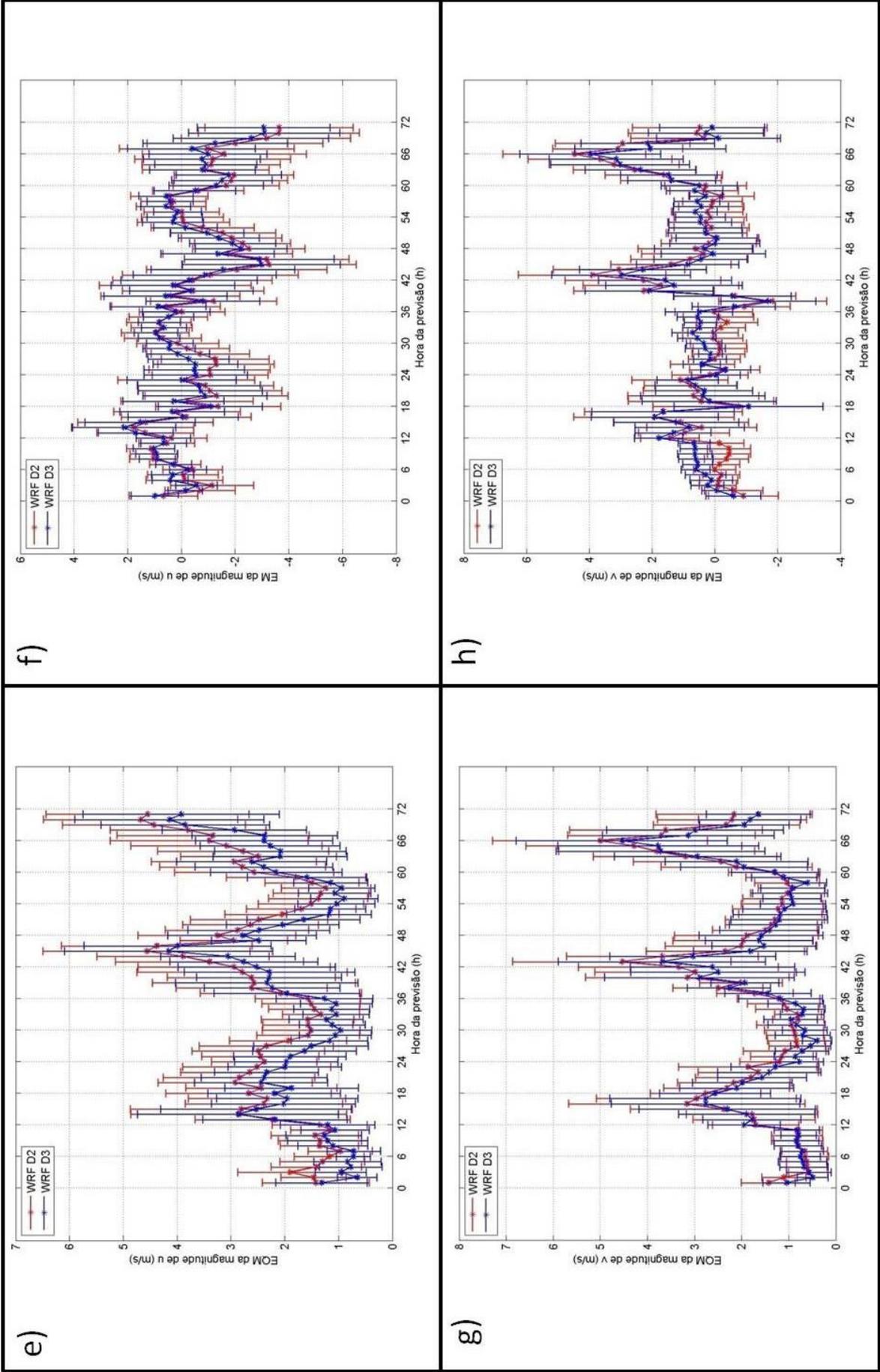


Figura 49: (Continuação)

A estação SBGL, localizada na Ilha do Governador, é a estação mais próxima ao centro da Baía de Guanabara. Assim como nas demais estações próximas a centros urbanos (A621 e A654), na estação SBGL a variável T é melhor representada pelo modelo WRF-D2 (*figura 50a*) quando comparada com as simulações do GFS. Já a Td (*figura 50c*), bem como em A621, o modelo global resolve melhor que o modelo regional no período diurno, onde esta variável é subestimada em aproximadamente 4°C (*figura 50d*). Ao aumentar a resolução do WRF, (*figura 51c*) nota-se também que o EQM de Td é melhorado de tal forma que o WRF-D3 se torna melhor que o GFS, o que não foi observado em A621. Já para o vento, o aumento de resolução (*figuras 51e e 51g*) não apresenta diferença significativa, assim como observado nas estações afastadas da região com morros (SBSC e A602). Entretanto, nesta estação, tanto o vento oeste (EM da componente  $u$  maior que zero), quanto o vento sul (EM da componente  $v$  maior que zero) são superestimados pelo modelo regional, independente da sua resolução, em praticamente todo o período de integração. Comparando o vetor vento do modelo WRF-D2 e GFS, observa-se diferença significativa na componente  $v$  (*figura 50g*), onde o modelo regional representa melhor esta estação, principalmente no período entre 0Z e 12Z, quando o modelo global superestima o vento norte (*figura 50h*) e o modelo regional mantém o EM mais próximo de zero.

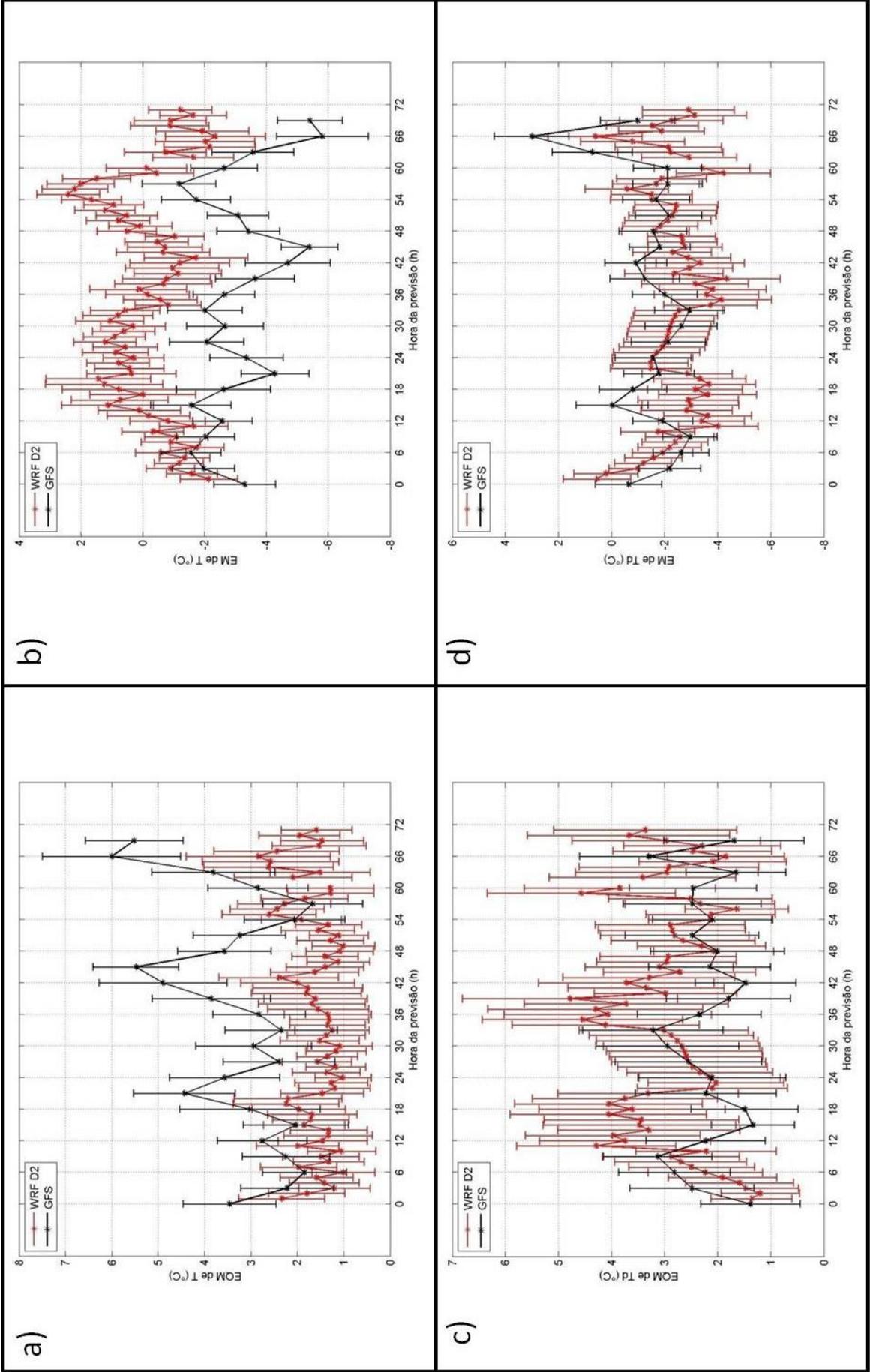


Figura 50: Mesmo que na figura 40 para a estação SBGL.

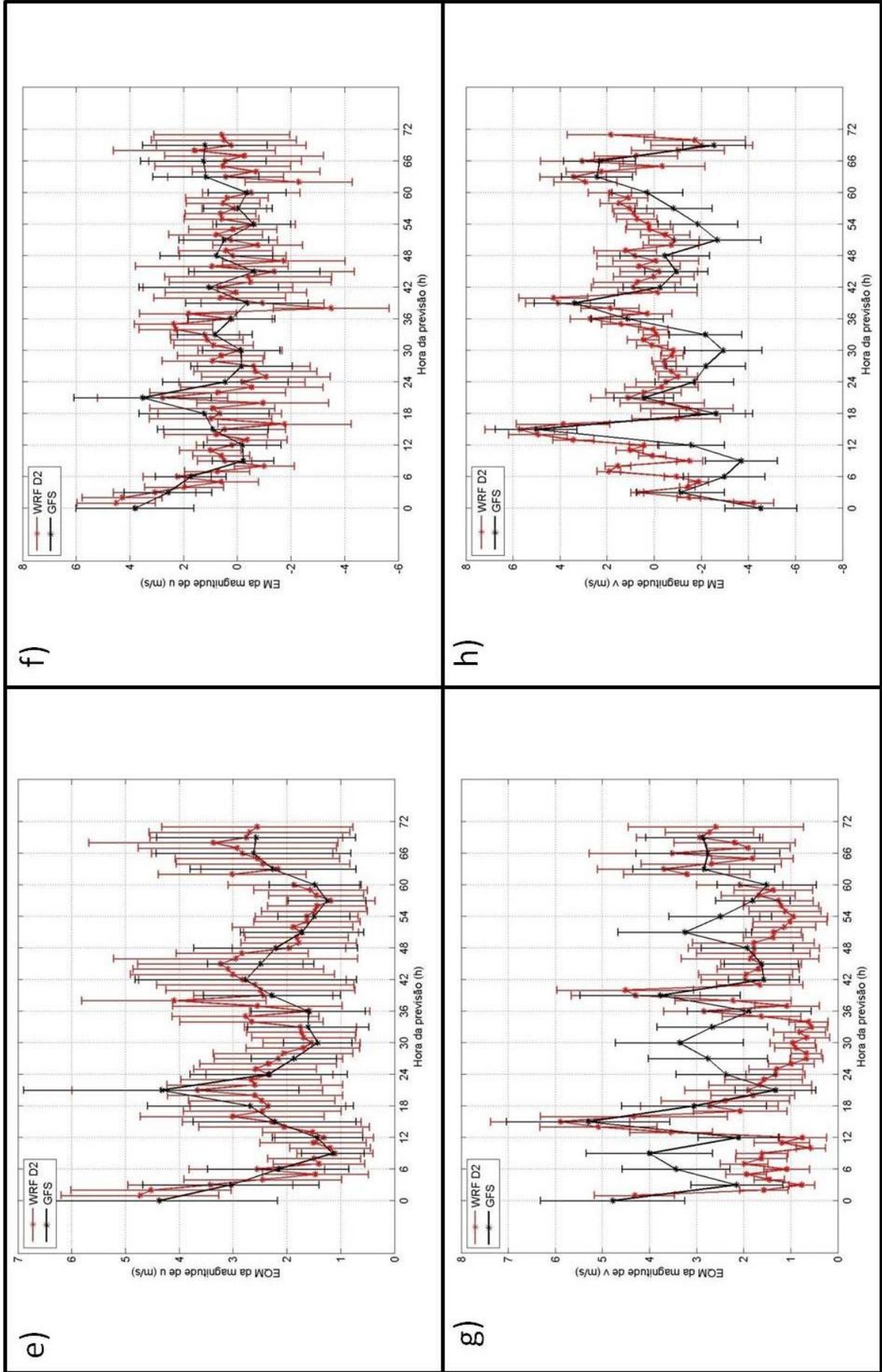


Figura 50: (Continuação)

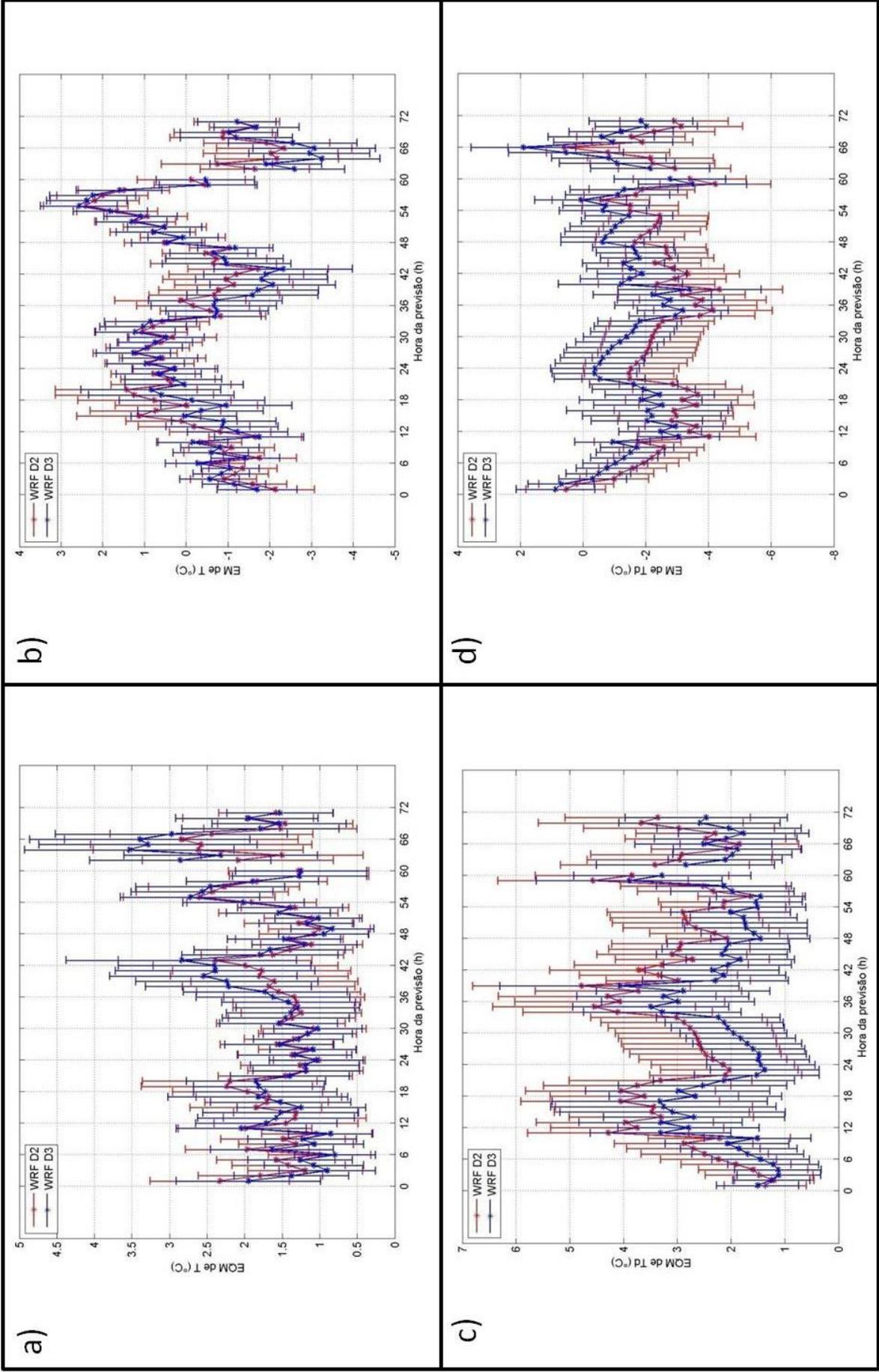


Figura 51: Mesmo que na figura 41 para a estação SBGL.

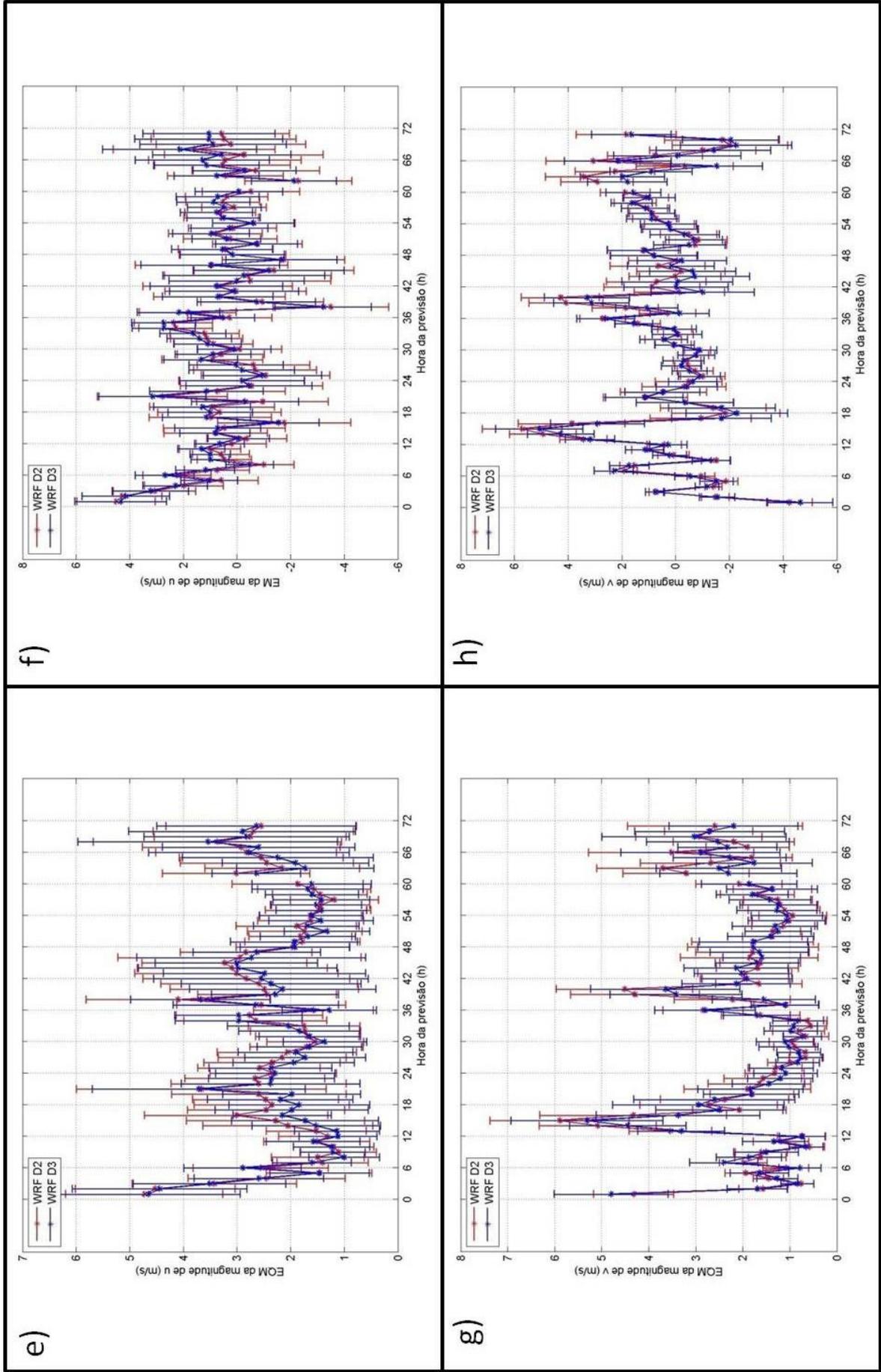


Figura 51: (Continuação)

Apesar de os dados da estação SBRJ não serem estatisticamente significantes para o período entre 3Z e 8Z (mais que 50% de dados faltantes), a análise desta estação é importante por ser a mais próxima do local aonde serão realizadas as competições de vela nos Jogos Olímpicos de 2016. Nesta estação, as variáveis T e Td são melhores simuladas pelo WRF-D2 (*figuras 52a e 52c*), quando comparados aos dados do GFS. Ambos os modelos subestimam os valores destas variáveis, embora o GFS subestime mais (aproximadamente 2°C na T e na Td). Às 15Z (12h local), o WRF-D2 superestima o vento sul (*figuras 52h*), ou seja, o WRF-D2 adianta (na climatologia o giro do vento para sul ocorre apenas às 17Z) ou superestima a intensidade da entrada da brisa. Três horas mais tarde, quando a brisa marítima já está formada segundo as observações, porém ainda não atingiu seu máximo de intensidade, às 18Z, ocorre um pico de ambos os modelos GFS e WRF-D2 superestimando o vento leste (*figuras 52f*), sendo maior no modelo regional. Este bias na componente  $u$  se torna insignificante apenas às 21Z. Destaca-se também que o EQM da componente  $v$  do WRF-D2 (*figuras 52g*) é muito menor (de 1 a 3m/s) que o EQM do modelo GFS no período entre 15Z e 20Z, embora entre 12Z e 15Z o modelo global apresente um EQM menor. O WRF-D3 apresenta melhora significativa nos resultados na componente  $u$  do vento (*figura 53e*), com EQM aproximadamente 0,5m/s menor que o EQM do modelo WRF-D3 durante toda a integração. Para as demais variáveis, não é observada melhora significativa entre o WF-D2 e o WRF-D3.

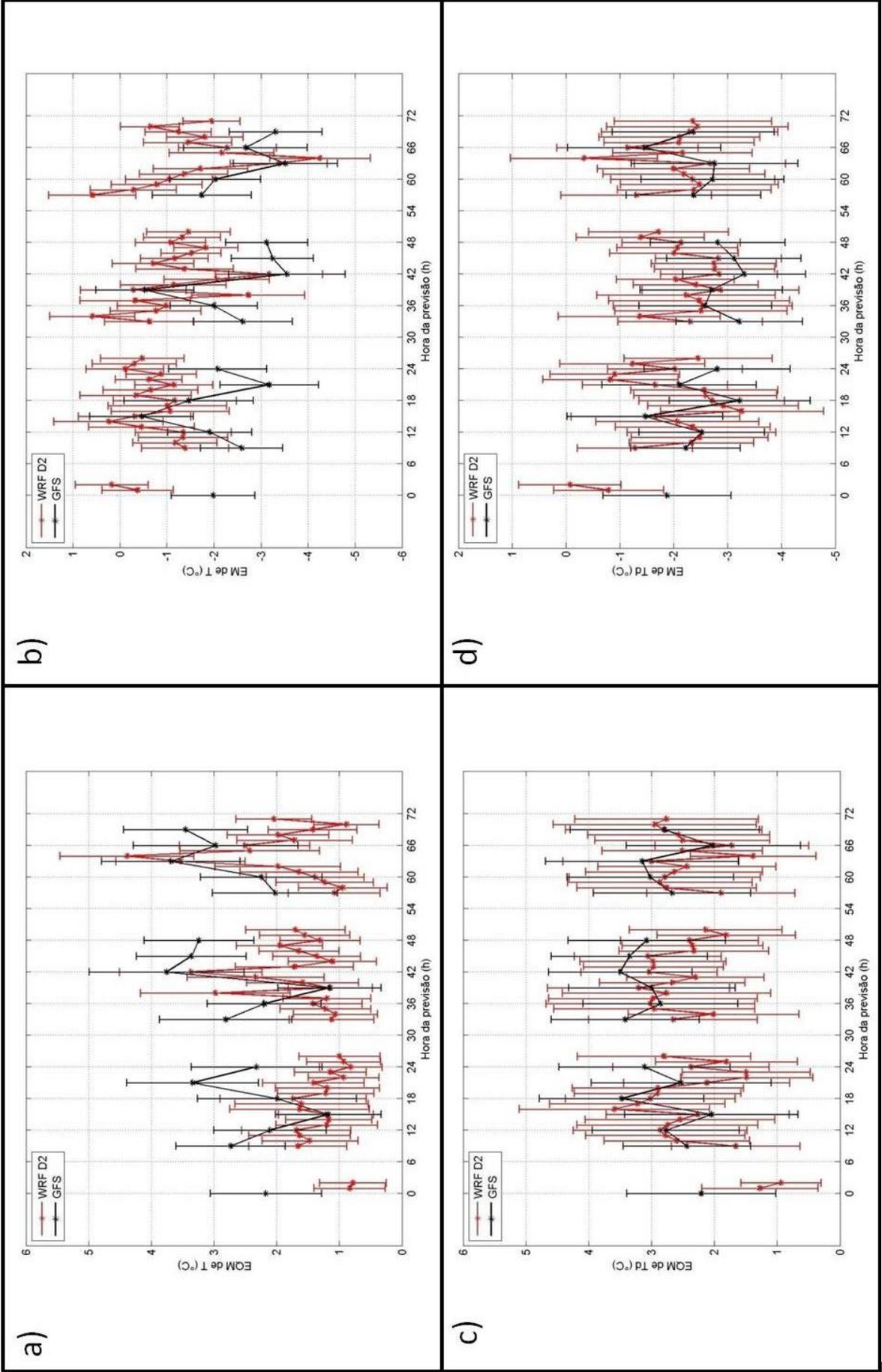


Figura 52: Mesmo que na figura 40 para a estação SBRJ.

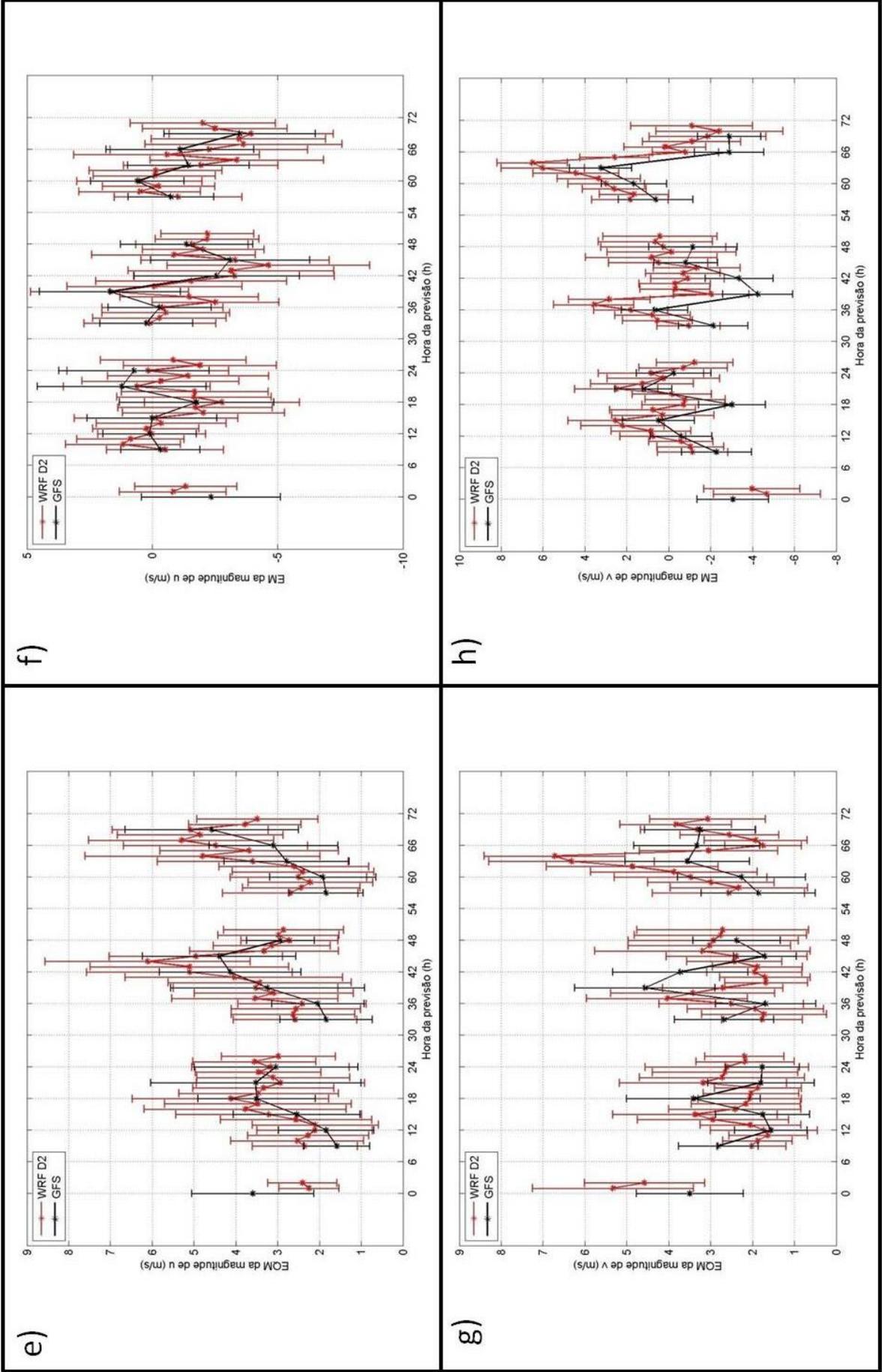


Figura 52: (Continuação)

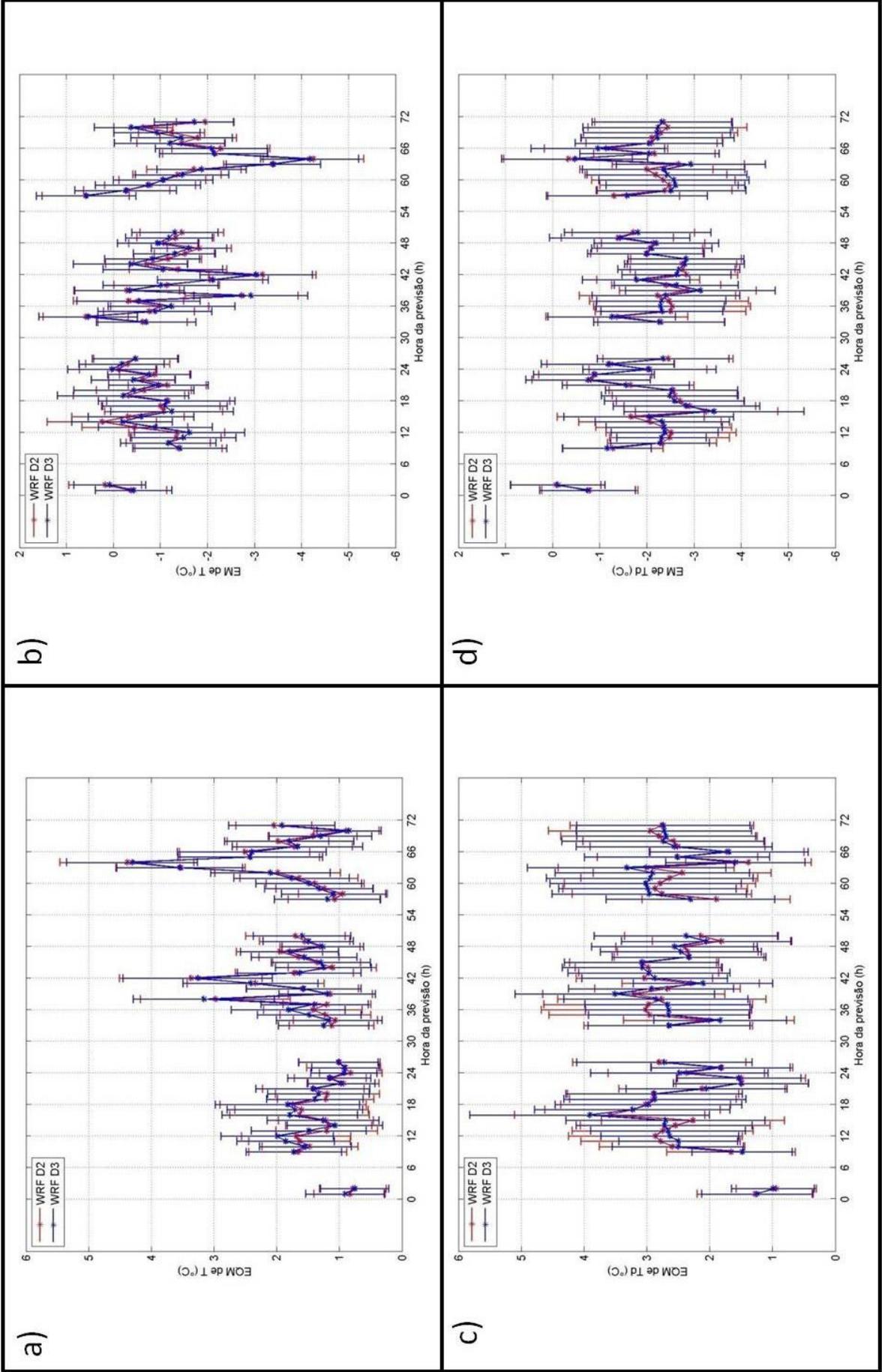


Figura 53: Mesmo que na figura 41 para a estação SBRJ.

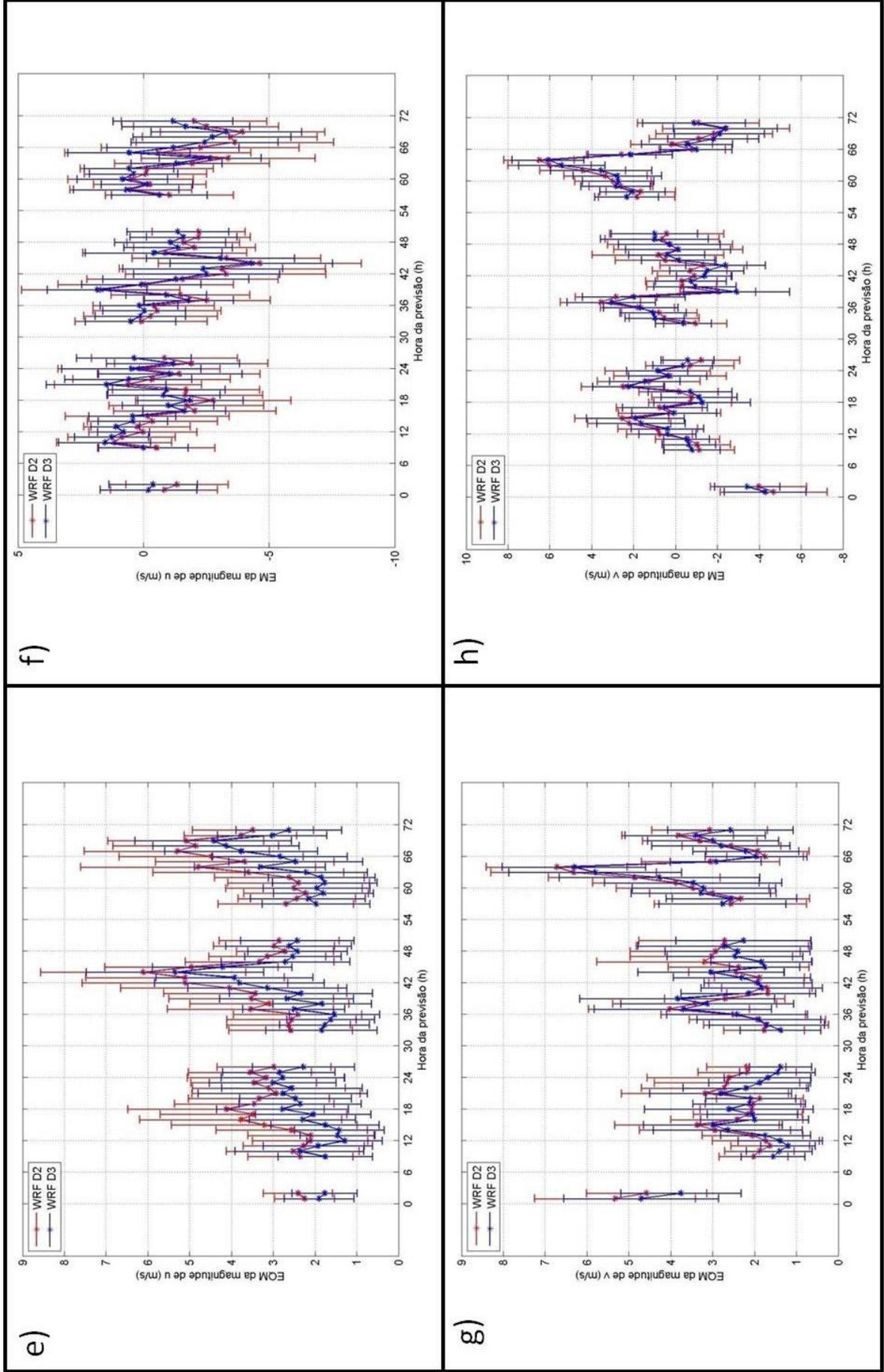


Figura 53: (Continuação)

Na *figura 54*, pode-se observar o resumo dos resultados apresentados nas comparações entre os três modelos. É um esquema simplificado de quais variáveis e quais estações foram melhor representadas por cada modelo.

a) GFS x WRF-D2							b) WRF-D2 x WRF-D3								
	603	SBSC	602	654	621	SBGL	SBRJ		603	621	SBRJ	SBGL	654	SBSC	602
<i>T</i>															
<i>Td</i>															
<i>u</i>															
<i>v</i>															

GFS melhor	Semelhantes	WRF-D2 melhor
WRF-D2 melhor		WRF-D3 melhor

Figura 54: Esquemas de comparação da performance dos modelos WRF-D2 e WRF-D3 por variável e por estação. Em (a) está comparação entre GFS e WRF-D2, com estações ordenadas da esquerda para a direita com relação ao melhor desempenho do modelo GFS, e em (b), comparação entre WRF-D2 e WRF-D3, também com estações ordenadas, porém em relação ao WRF-D3.

### 3.3 Estudo de caso

A única passagem de frente fria pela região do Rio de Janeiro registrada pelo CPTEC no mês de agosto de 2012 ocorreu no dia 05. Conforme mostra a carta de pressão reduzida ao nível do mar (*figura 55*), feita pela Marinha do Brasil para o dia 06 às 00Z (21h local do dia 05), a frente fria já havia passado pelo Rio de Janeiro (ponto vermelho na *figura 55*) no final da tarde do dia 05.

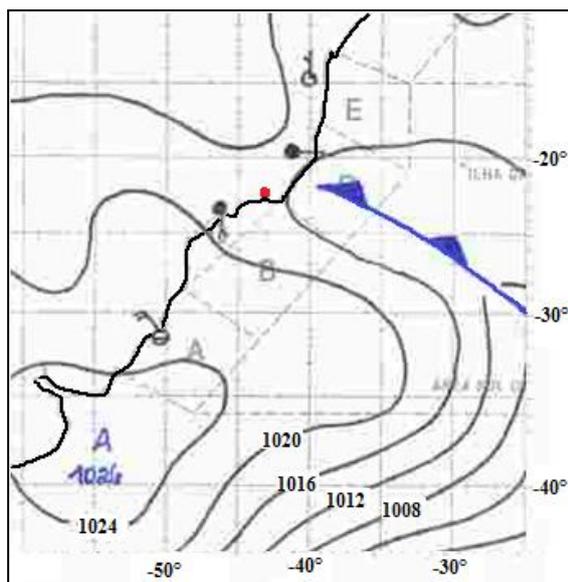


Figura 55: Parte da carta de pressão ao nível do mar (hPa) elaborada pela Marinha do Brasil, para o dia 06/08/2012 às 00Z. O ponto vermelho indica a cidade do Rio de Janeiro e linha azul é a posição da frente fria.

A partir da análise de altos e médios níveis da atmosfera do dia 6 às 00Z (*figura 56*) é possível caracterizar sinoticamente o sistema frontal que passou sobre o Rio de Janeiro. No nível de 250 hPa (*figura 56a*), destaca-se a orientação meridional do Jato Subtropical, que acompanha a costa leste sul-americana, desde o norte da Argentina até o sul do Nordeste brasileiro, formando um cavado orientado no sentido sul-norte sobre o Oceano Atlântico. Este cavado está amplificado devido ao intenso anticiclone sobre a Bolívia. O Jato Subtropical é acompanhado pelo ramo norte do Jato Polar, que alcança a latitude de  $-30^{\circ}$ , associado ao ciclone extratropical em superfície que forma a frente fria que atingiu o Rio de Janeiro nesta data. No nível de 500 hPa (*figura 56b*) fica evidente o anticiclone sobre a Bolívia que se estende sobre toda a região central do continente sul-americano. Isto gera vortacidade anticiclônica no norte da Argentina e nas proximidades do Uruguai, impedindo a formação de novos sistemas ciclônicos em superfície para os dias seguintes. Os contornos de temperatura neste nível de 500 hPa, na região de cavado sobre o Atlântico Sul acompanham as isolinhas de altura geopotencial, mostrando um perfil já barotrópico, ou seja, o sistema ciclônico está em fase madura e deve começar a se dissipar. No nível de 850 hPa (*figura 56c*) se destaca o

anticiclone ao sul do Uruguai, relacionado ao anticiclone pós-frontal em superfície, mostrado na *figura 55*, com centro em 1026hPa a leste do Uruguai.

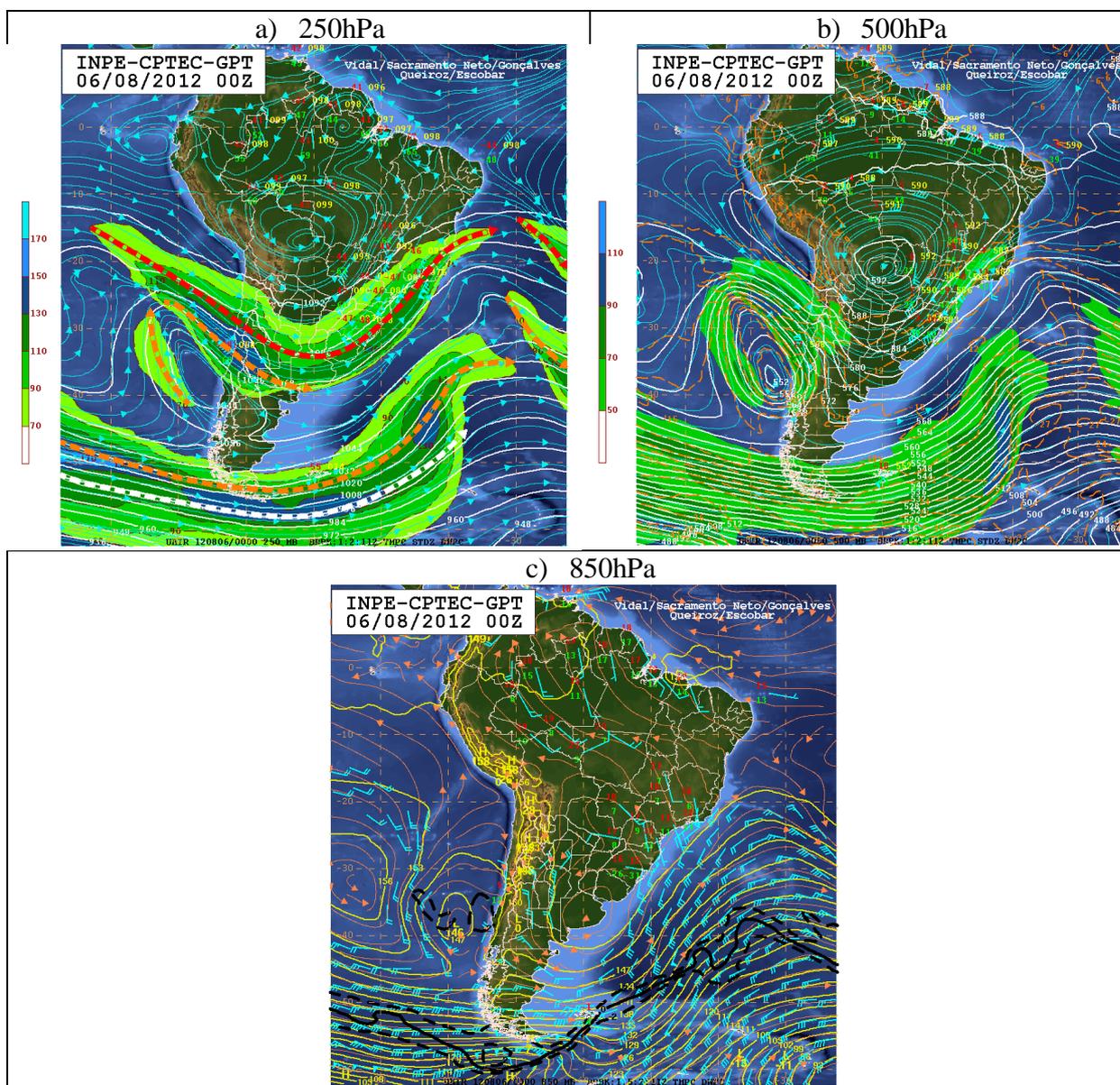


Figura 56: Análises nos níveis de 250hPa (a), 500hPa (b) e 850hPa (c) elaborada pelo CPTEC<sup>18</sup> para o dia 06 de agosto de 2012 às 00Z. Em (a), as setas pontilhadas significam a posição dos jatos subtropical (vermelho), polar norte (laranja) e polar sul (branco). Em (a) e (b) sombreado está a magnitude do vento (m/s), linhas brancas as isolinhas de altura geopotencial (m), linhas azuis as isotacas da corrente do vento. Em (b), o tracejado mais grosso e laranja é a temperatura. Em (c), a linha amarela é a altura geopotencial (m) e a linha preta a posição da isoterma de 0°C.

Neste evento frontal, a precipitação máxima acumulada em um dia foi registrada na estação A621, com 18 mm acumulados no dia 05 (0Z às 24Z). As demais estações não

<sup>18</sup> Disponível em: <[http://tempo.cptec.inpe.br/bol\\_tecnico.shtml](http://tempo.cptec.inpe.br/bol_tecnico.shtml)>. Acesso em 20 jan. 2013.

apresentaram altos índices pluviométricos neste dia, sendo 12 mm na A603, 7 mm na A602 e 4 mm na A654. No dia 06 também foi registrada precipitação, porém menos intensa, atingindo 4 mm na estação A621 e menos de 2 mm acumulados nas 24h nas demais estações. A imagem de satélite na banda visível (*figura 57b*) mostra intensa cobertura de nuvens sobre o estado do Rio de Janeiro no dia 05 às 18Z, porém sem grande desenvolvimento vertical na região, com temperatura do topo da nuvem superior a  $-30^{\circ}\text{C}$ , conforme mostra o canal do infravermelho (*figura 57a*), com realce nas temperaturas mais baixas.

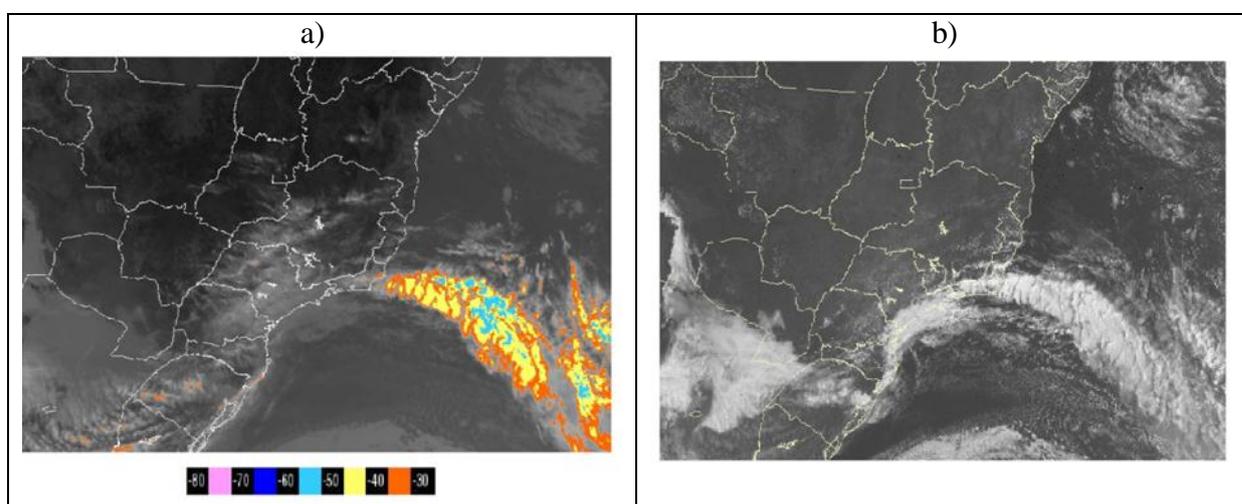


Figura 57: Imagens do satélite GOES 12<sup>19</sup> para o dia 05 de agosto de 2012 às 18Z no canal do infravermelho (a), com realce na temperatura (laranja e amarelo indicam  $-30^{\circ}\text{C}$  e  $-40^{\circ}\text{C}$  respectivamente) e no canal do visível (b).

O modelo WRF-D3, na simulação inicializadas às 00Z do dia 5 de agosto de 2012, representou bem a precipitação acumulada no dia da passagem do sistema frontal (*figura 58*), registrando valores pluviométricos ultrapassando os 18 mm nas proximidades da estação A621, entre 6 e 9 mm na estação A603 e entre 3 e 6 mm nas demais estações do INMET.

<sup>19</sup> Disponível em: <[http://pocanga.cptec.inpe.br/repositorio5/goes12/goes12\\_web/ams\\_realcada\\_alta/2012/08/S11219752\\_201208051800.jpg](http://pocanga.cptec.inpe.br/repositorio5/goes12/goes12_web/ams_realcada_alta/2012/08/S11219752_201208051800.jpg)>. Acesso em: 10 set. 2012.

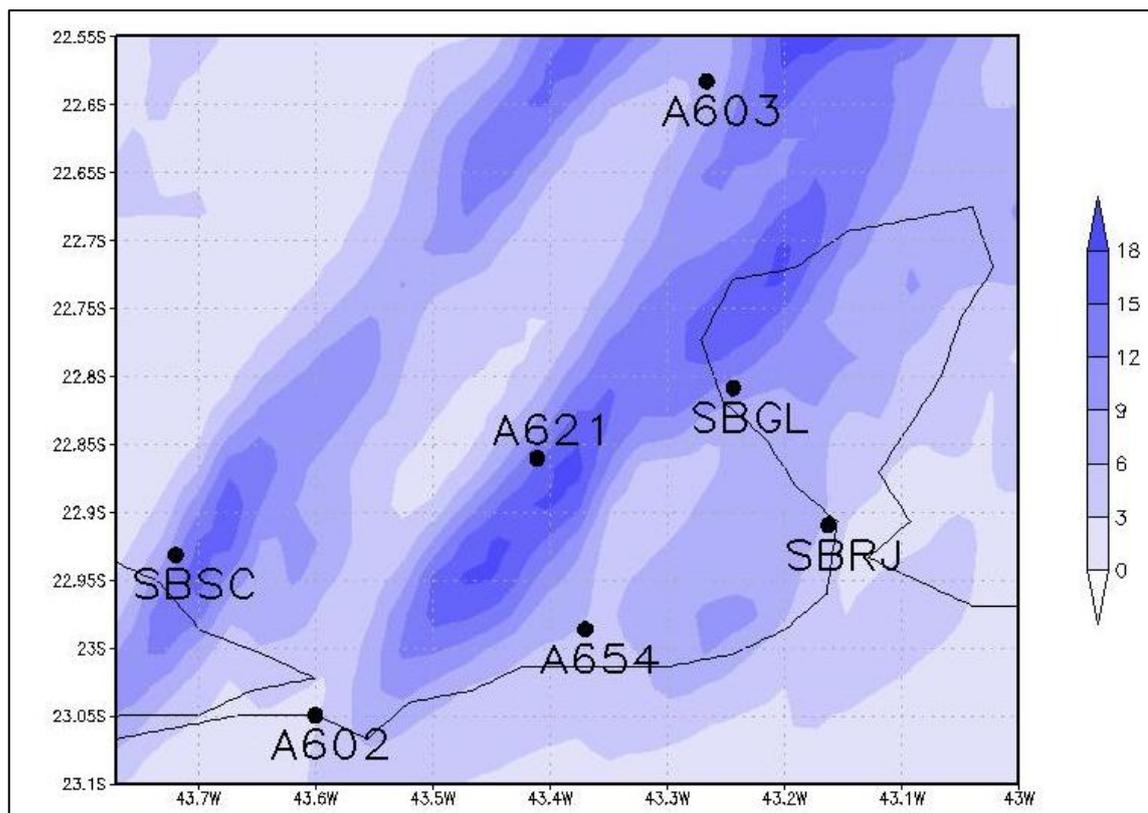


Figura 58: Precipitação acumulada (mm) entre 0Z e 23Z do dia 5 de agosto de 2012, simulada pelo modelo WRF-D3, inicializado a 0Z do mesmo dia, nas proximidades da Baía de Guanabara.

A partir deste evento de frente fria, será estudado nesta dissertação como ocorreram as circulações locais, na região da Baía de Guanabara, no período que abrange desde a condição pré-frontal até o final do período caracterizado como pós-frontal, ou seja, do dia 03 às 00Z, quando um cavado estava se formando sobre o Uruguai (*figura 59a*), até o final do dia 10 (*figura 59h*), quando ocorre a aproximação de outra frente fria, embora esta não atinja a cidade do Rio de Janeiro. Neste período, observa-se que a alta pressão pós-frontal ao sistema estudado se incorpora à ASAS apenas no dia 09 (*figura 59g*).

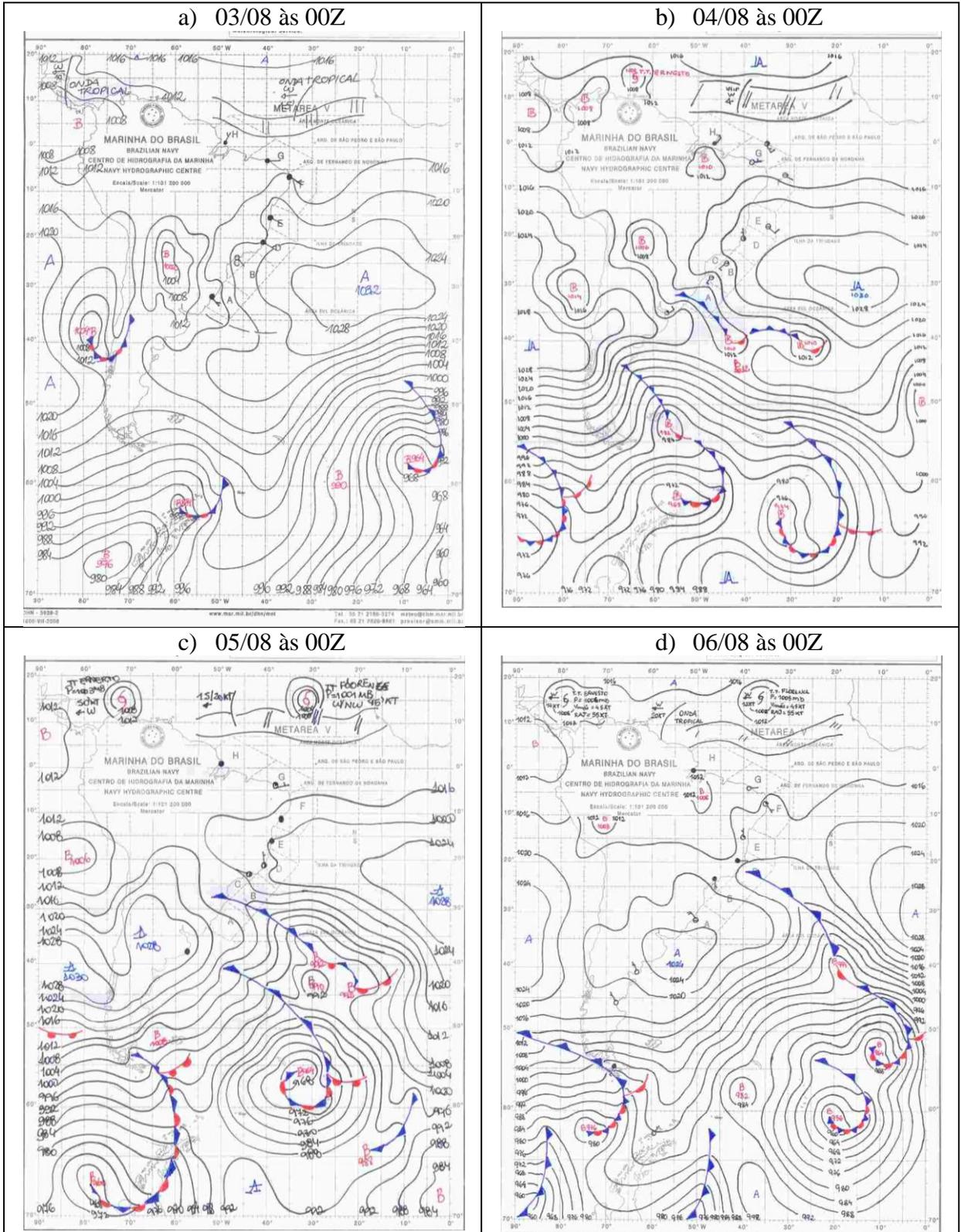


Figura 59: Carta de pressão ao nível do mar (hPa) às 00Z, elaborada pela Marinha do Brasil, para os dias (a) 03; (b) 04; (c) 05; (d) 06; (e) 07; (f) 08; (g) 09 e (h) 10 de agosto de 2012.

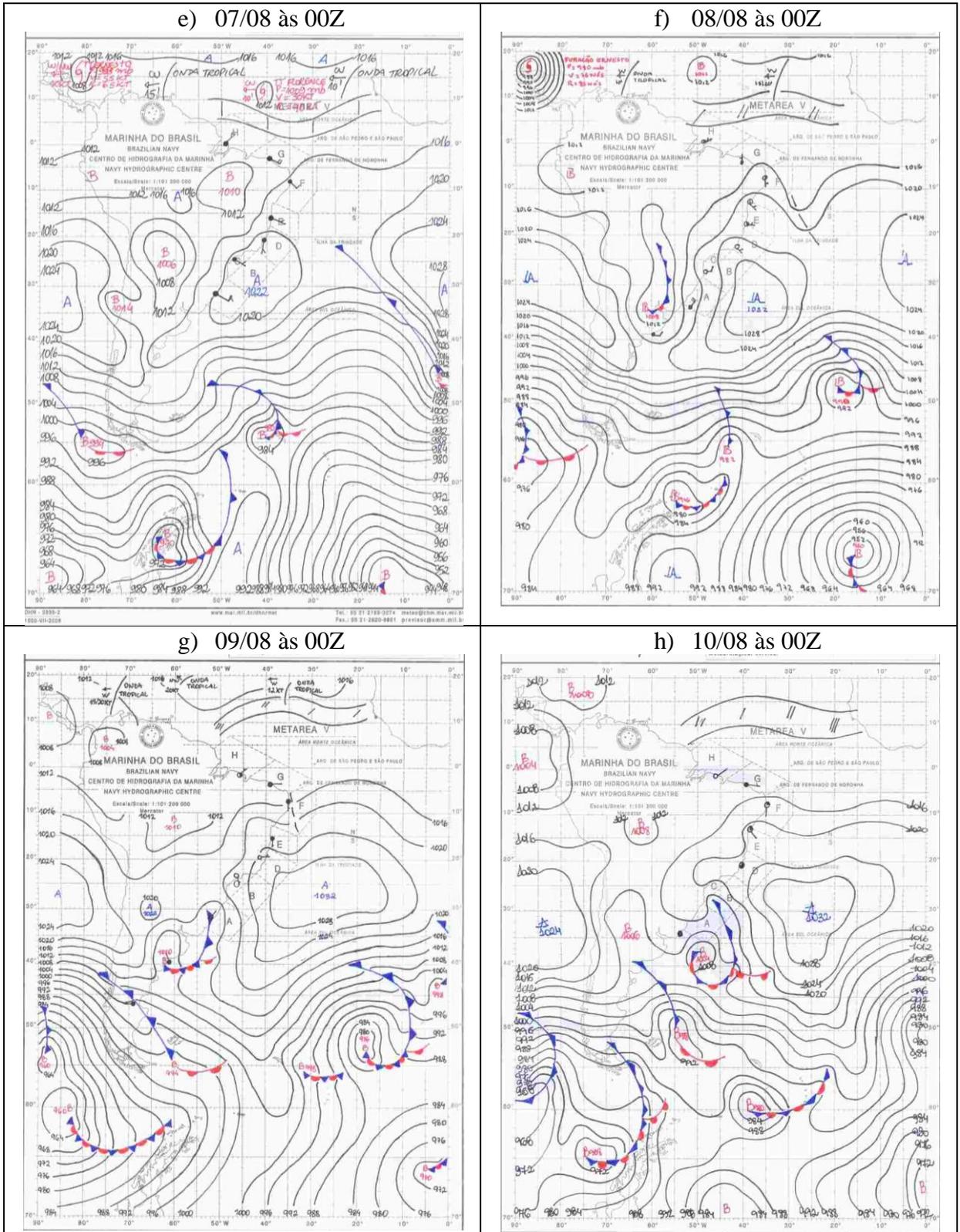


Figura 59: (Continuação)

Na estação mais próxima à região aonde serão realizadas as provas de vela nas Olimpíadas de 2016, SBRJ, no período entre o dia 03 às 00Z e o dia 10 de agosto de 2012 às 23Z, a magnitude do vento (*figura 60*) em superfície variou entre 1 e 3 m/s no período da noite e da manhã e entre 3 e 7 m/s no período da tarde, lembrando que a estação SBRJ não possui dados no período da madrugada (3Z até 8Z). Comparando os dados de magnitude, interpolados para a localização da estação SBRJ, de quatro simulações do modelo WRF-D3 de 48h de integração, inicializadas nos dias 3, 5, 7 e 9 de agosto, observa-se que o modelo simulou razoavelmente a forma da série temporal, principalmente no dia da passagem da frente fria (5 de agosto). O modelo regional também representou satisfatoriamente o perfil do ciclo diurno da magnitude do vento no período analisado, apesar de não diminuir a intensidade do vento na madrugada do dia 6, entre 6Z e 8Z e nas noites do dia 9, entre 21Z do dia 9 e 2Z do dia 10, e do dia 10 às 23Z. Os erros nas duas primeiras horas (Z) dos dias 3, 5, 7 e 9 estão relacionados ao *spinup* do modelo regional, discutido no item 3.2.3. Já para a direção do vento (*figura 61*), o modelo também representa satisfatoriamente o ciclo diurno do vento, com exceção das tardes dos dias 3 e 10, quando é observado um giro de SSE para S na estação SBRJ e o modelo simula um giro de SSE para SE. No dia 06 às 00Z, o modelo também superestima o giro para oeste devido ao sistema frontal, quando o observado foi de 225°.

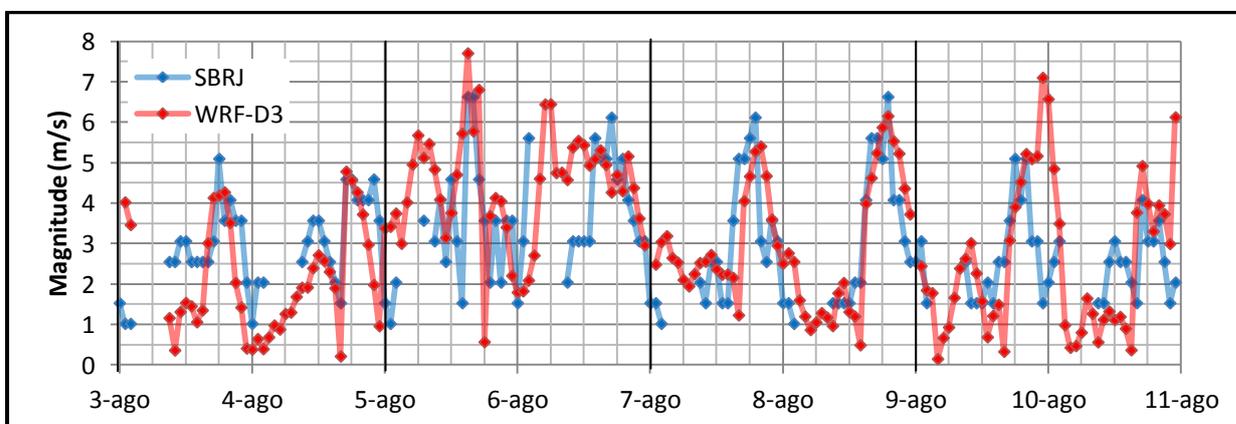


Figura 60: Série temporal dos dados de magnitude do vento (m/s) medido na estação SBRJ (azul) e simulado pelo modelo WRF-D3 (vermelho) em quatro simulações de 48 horas inicializadas na hora 00Z dos dias 3, 5, 7 e 9 de agosto de 2012.

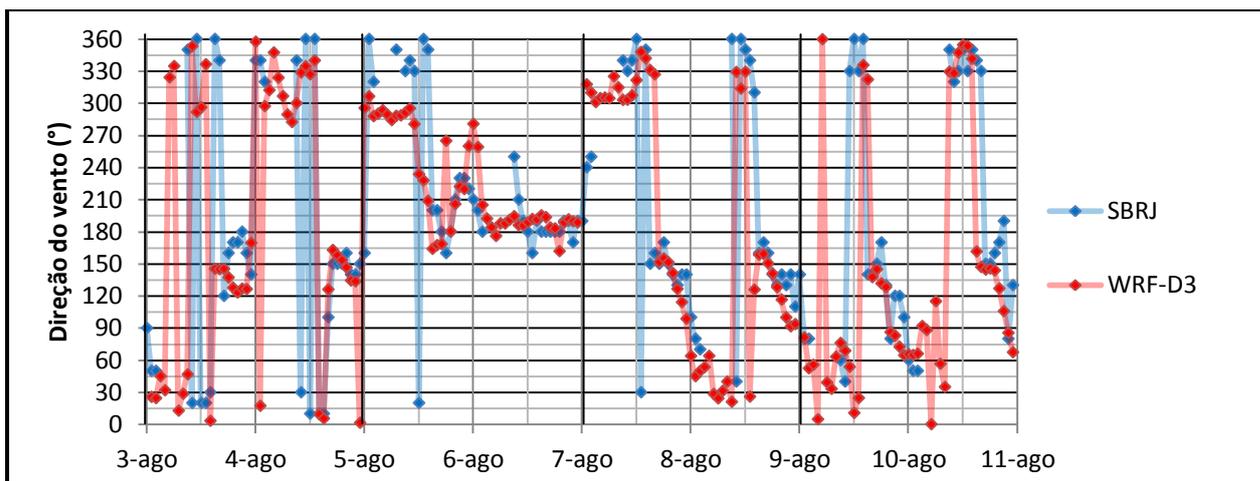


Figura 61: Mesmo que na figura 60 para a direção do vento.

Ao analisar mais objetivamente as diferenças entre o vento observado na estação SBRJ e o vento simulado pelo modelo WRF-D3 (*figura 62*), nota-se que a componente  $v$  (*figura 62b*) simulada pelo modelo representa melhor ( $R^2=0,5112$ ) as observações do que a componente  $u$  (*figura 62a*) do vento ( $R^2=0,437$ ). Também é observado que o modelo regional, em média, subestima o vento norte, quando este é observado como norte, ou subestima o vento sul quando este é registrado como sul pela estação, já que o ajuste linear (laranja) está acima da linha onde os valores simulados são iguais aos observados quando  $v$  é negativo, e abaixo desta linha quando  $v$  é positivo. Na componente  $u$ , o ajuste linear não apresenta tendências, estando praticamente em cima da linha onde o simulado é igual ao observado.

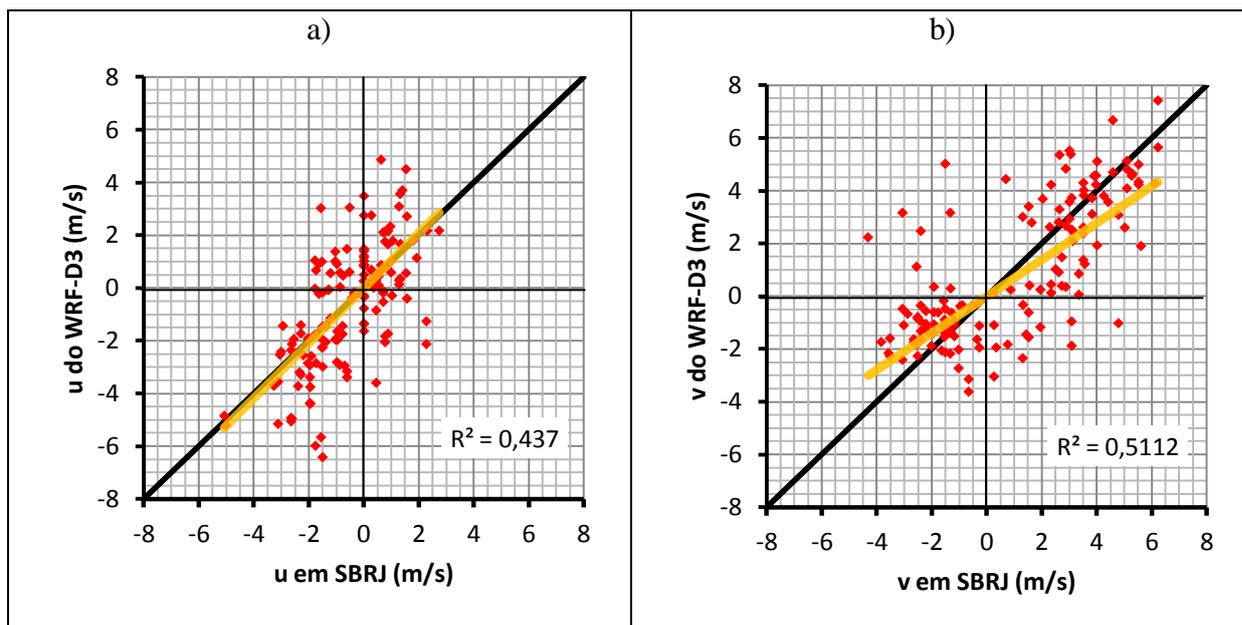


Figura 62: Dispersão dos dados da (a) componente zonal (u) e (b) meridional (v) do vento referentes ao período entre 00Z do dia 03 e 23Z do dia 10 de agosto de 2012. A linha preta grossa mostra o eixo onde a variável do modelo WRF-D3 é igual à variável observada pela estação SBRJ e a linha laranja é o ajuste linear, com o valor do  $R^2$  destacado. Os dados do modelo WRF-D3 referem-se a quatro previsões de 48 horas inicializadas na hora 00Z dos dias 3, 5, 7 e 9 de agosto de 2012.

Para caracterizar verticalmente os tipos de circulações locais que ocorreram no período pré-frontal até a passagem do anticiclone pós-frontal, foram elaborados gráficos do perfil vertical da baixa troposfera (até 2 km) da série temporal da magnitude da componente  $v$  do vento, ilustrados na *figura 63*. Estes gráficos são referentes às simulações do WRF-D3 inicializadas nos dias 3, 5, 7 e 9 de agosto de 2012 no ponto de grade referente ao local onde deverão ser realizadas as provas de vela durante as Olimpíadas de 2016, entre o aeroporto Santos Dumont e a Barra (canal estreito da Baía de Guanabara), latitude  $-22,922^\circ$  e longitude  $-43,147^\circ$ . Conforme mostrado nos dados da estação SBRJ (*figura 28, p. 50*), mais próxima deste ponto de grade, a componente do vento que é mais influenciada pelas circulações locais é a meridional, sendo assim, nesta dissertação o perfil vertical será apresentado apenas para a componente  $v$  do vento. O giro do vento para sul, devido ao sistema frontal, ocorreu às 12Z do dia 05 na superfície, e às 6Z no nível entre 1 e 2 km de altitude, e se manteve intenso (acima de 6 m/s) em toda a coluna atmosférica da baixa troposfera até aproximadamente 00Z

do dia 07. No dia que antecedeu o giro intenso para sul, dia 04, nota-se uma célula de circulação intensa (5 a 6 m/s) de brisa marítima no período da tarde próximo à superfície, estendendo-se até praticamente 1 km de altura, e com corrente de retorno fraca ( $v > -1$  m/s) entre 1 e 1,6 km de altura. Esta circulação ocorreu entre 15Z e 21Z. Em contraste, na manhã deste mesmo dia (04), o ramo da circulação de brisa terrestre em superfície foi intenso ( $v < -7$  m/s) entre 0,2 km e 1 km de altura, entre 6Z e 15Z. Entretanto, a corrente de retorno desta circulação não está bem configurada. No dia 03, portanto dois dias antes do giro do vento generalizado para sul, a célula de brisa marítima parece estar em sua forma comum, inicializando a 14Z e atingindo valores de  $v$  próximo a 3 m/s abaixo dos 200 m às 18Z e corrente de retorno com intensidade de  $v$  entre -4 m/s e -6 m/s na altura de 0,8 km a 2 km. Este padrão comum, só será repetido novamente nos dias 09 e 10, ou seja, três dias após a passagem da frente fria. Também nestes dias, a circulação de brisa terrestre não aparece bem configurada. Nos dois dias seguintes à passagem da frente fria, dias 07 e 08, a circulação de brisa marítima é claramente identificada, sendo muito mais intensa no escoamento próximo à superfície (entre 5 e 6 m/s) às 18Z, quando comparado aos dias de brisa comum. O núcleo da corrente de retorno se encontra em 1,4 km de altura, com intensidade de -5 m/s.

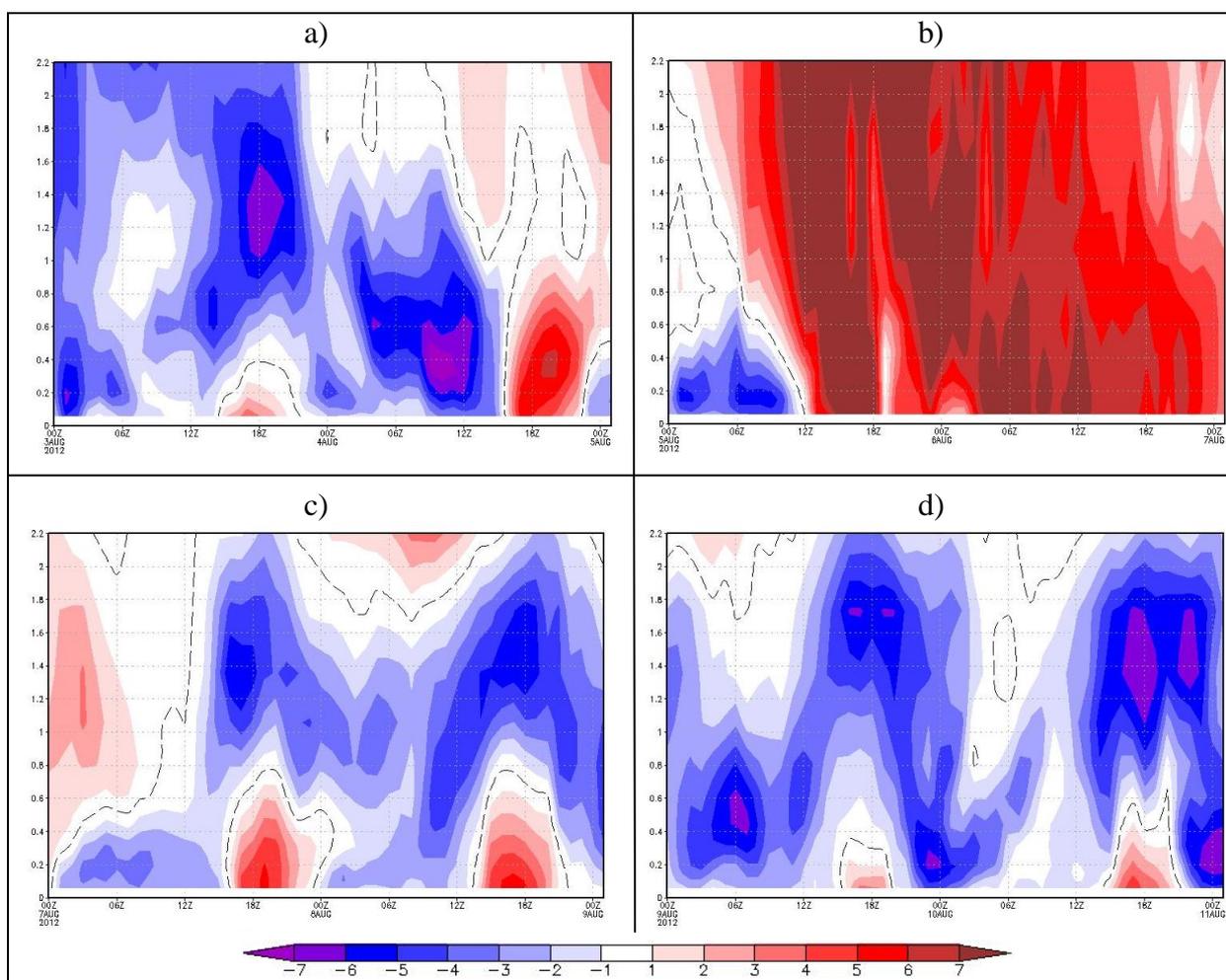


Figura 63: Perfil vertical (até 2,2km) da componente meridional do vento (m/s) nas proximidades da Barra (canal mais estreito da Baía de Guanabara), em latitude  $-22,922^\circ$  e longitude  $-43,147^\circ$ . Previsões de 49h do modelo WRF-D3, inicializadas às 00Z dos dias (a) 3, (b) 5, (c) 7 e (d) 9 de agosto de 2012. Linha pontilhada indica valores de  $v$  nulo.

O horário de máxima magnitude da brisa terrestre não está bem definido no gráfico do perfil vertical, embora no estudo climatológico dos dados observados, a componente norte do vento é identificada com maior intensidade em superfície às 12Z (9h local). Assim, para estudar melhor o escoamento da brisa terrestre em superfície, foram plotados (*figura 64*) o vento e sua intensidade às 12Z para os dias de 03 a 10 de agosto de 2012. Os fatores que mais alteram o escoamento em superfície do vento na região da Baía de Guanabara neste horário são: o formato desta; a presença de ocupação urbana, principalmente a oeste da baía; e a presença do Maciço da Tijuca com altura superior a 250 m a oeste da baía, em  $-22,95^\circ$  de

latitude. A presença de zona urbana neste horário da manhã parece ser indiferente para a magnitude e direção do vento nos dias 05 e 06, quando a magnitude excedeu os 6 m/s na região de mar aberto. Nos demais dias, a magnitude do vento diminui significativamente nas regiões urbanizadas. A topografia e a presença de corpo d'água divergem e convergem as circulações locais em regiões diferentes da Baía de Guanabara. Na região mais estreita, com exceção do dia 6, quando a componente sinótica do vento sul foi muito intensa, o vento noroeste é predominante neste horário, sendo mais intenso que nas demais regiões da baía, devido ao efeito de afunilamento.

Já no horário das 18Z (*figura 65*), 15h local, identificado tanto na climatologia das estações, quanto no perfil vertical, como sendo o horário de máxima magnitude da brisa marítima, o efeito de urbanização parece não ser muito relevante. Isto sugere que um erro na parametrização de rugosidade sobre regiões urbanizadas seja um dos motivos para que o modelo superestime as circulações locais nestas áreas, conforme foi observado ao se analisar os erros do modelo frente aos dados das estações. A topografia e a região de corpo d'água atuam de forma que no centro da Baía de Guanabara ocorre divergência da direção do vento, embora a velocidade do vento seja mais intensa, com exceção do dia 9, quando a forte componente leste do vento não penetra de maneira intensa na baía. Não é observado convergência na região de estreito da baía.

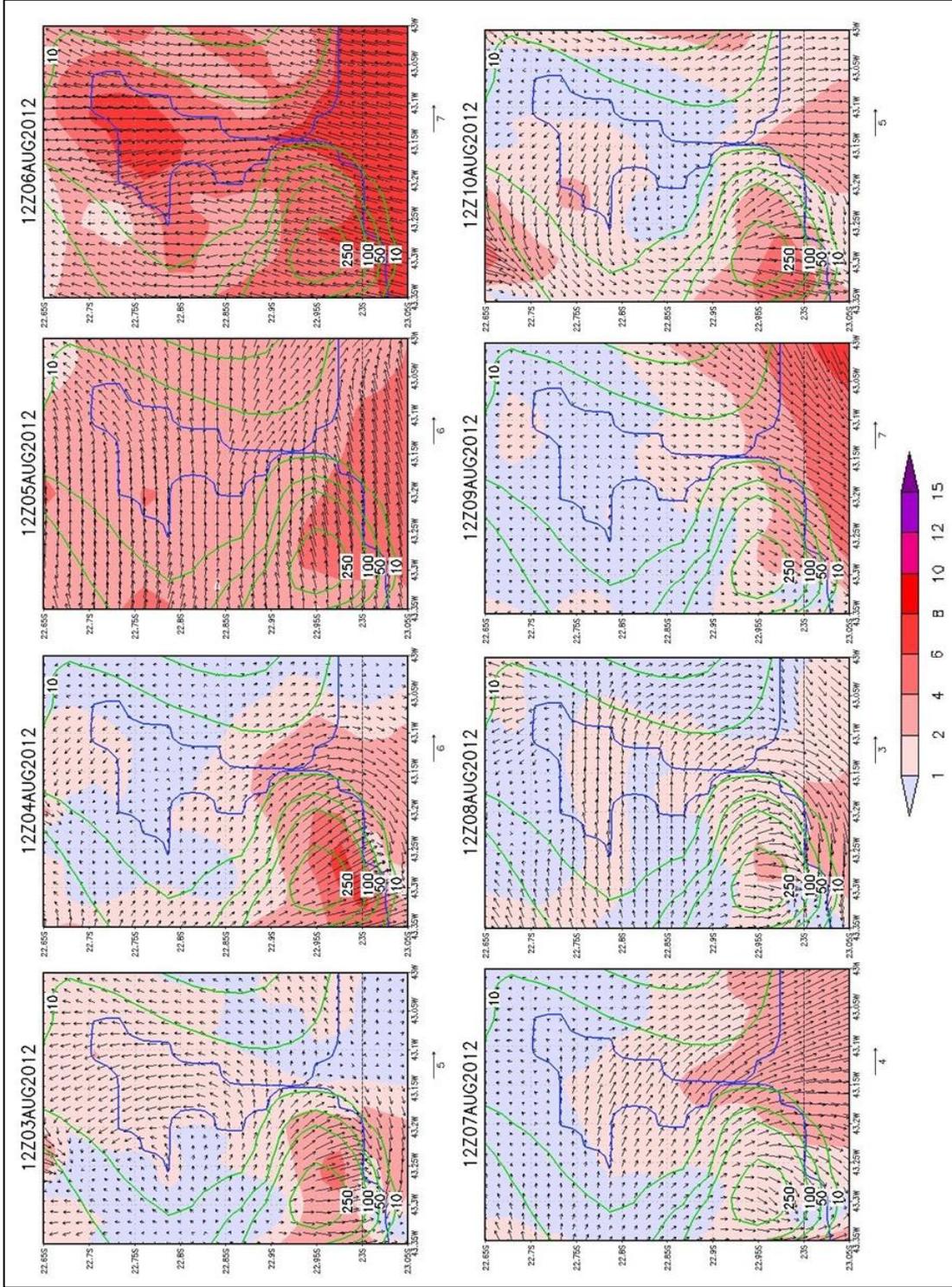


Figura 64: Previsão para às 12Z do WRF-D3, com simulações inicializadas nos dias 03, 05, 07 e 09 de agosto de 2012 às 00Z. Contorno em azul indica o limiar onde o modelo considera água como cobertura de solo. Contorno em verde é a topografia do modelo (m). O campo sombreado representa a magnitude do vento a 10m (m/s).

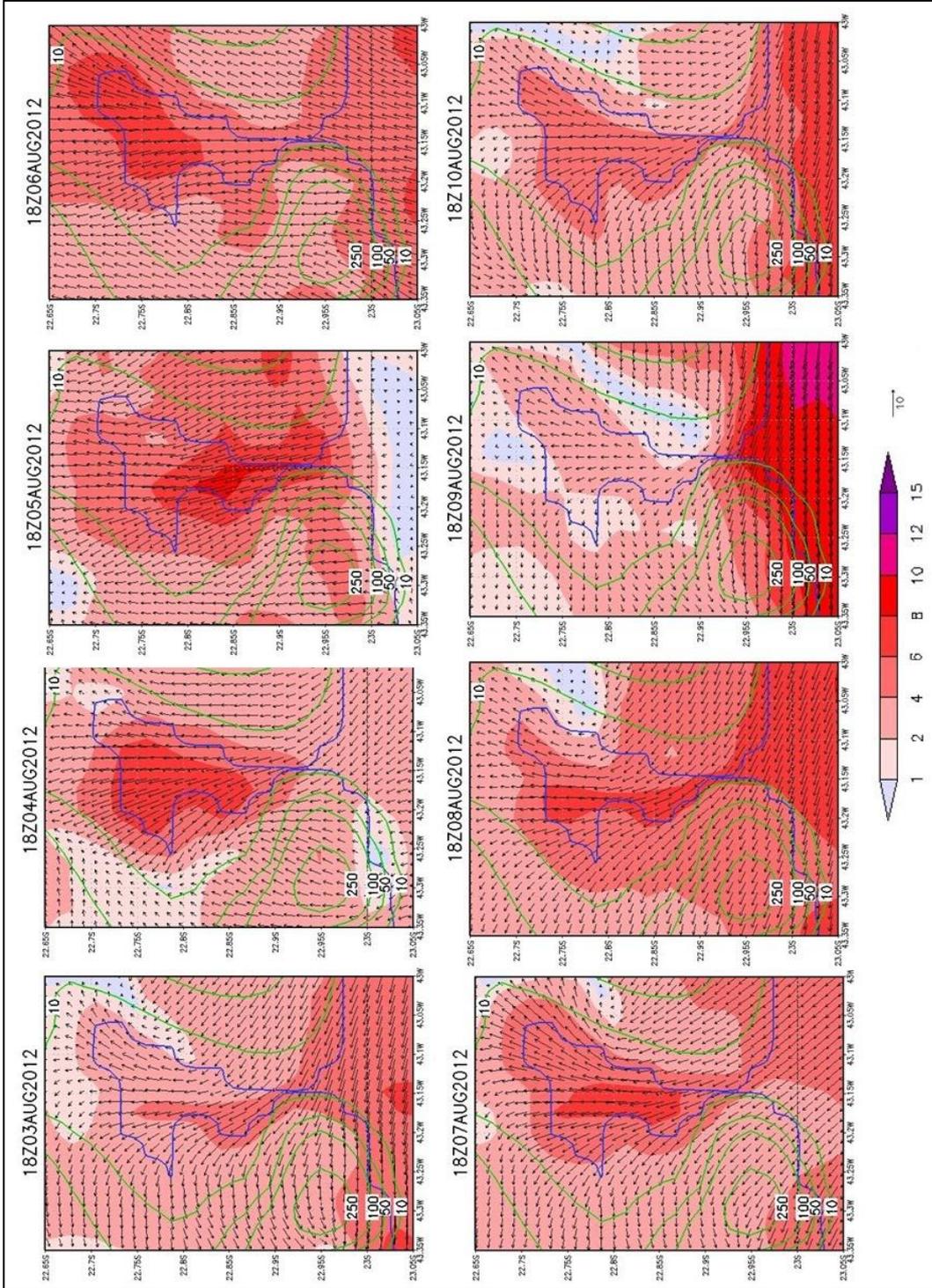


Figura 65: Mesmo que na figura 59 para o horário das 18Z.

## Conclusões

De maneira geral, esta dissertação detalhou como se comporta o vento (direção e magnitude) em superfície na região da Baía de Guanabara. Os fenômenos meteorológicos de mesoescala, destacados nos dados observados de temperatura, de temperatura do ponto de orvalho e do vetor vento, foram explicados com base na topografia, no tipo de cobertura do solo e nas circulações sinóticas da região. Para expandir o estudo do escoamento em superfície para as regiões além do domínio de representação das estações meteorológicas (poucos metros além de cada anemômetro), em especial para a região sobre a Baía de Guanabara, foi utilizado o modelo WRF, validado a partir da comparação com dados observacionais e por um estudo da raiz do erro quadrático médio e do erro médio (desvio). Assim, o modelo WRF também foi aprovado como uma ferramenta precisa para a previsão de 72h para o vento em superfície na região estudada, sendo indicadas e comentadas suas principais falhas. O estudo, como um todo, foi idealizado e realizado para meteorologistas ou interessados pelas competições de vela que ocorrerão nas Olimpíadas de 2016. Mostrou-se que o vento no período da tarde, na época das Olimpíadas, na região aonde serão realizadas as provas de iatismo, apresenta magnitude entre 3 e 8 m/s, dependendo da condição sinótica.

A climatologia de cinco anos (2007 –2011) dos ventos observados mostrou que as médias da magnitude do vento e da direção do vento variam significativamente em diferentes localidades próximas à Baía de Guanabara, dependendo da topografia, proximidade do oceano e tipo de cobertura do solo, e variam ao longo do ano concordando com os resultados de Jourdan (2007). A partir do cálculo da componente de mesoescala foi possível identificar três tipos de circulações locais: brisa marítima, brisa terrestre e brisa de vale montanha. Embora

não seja perceptível, nos dados de intensidade do vento, a formação de circulação de ilha de calor, indícios desta circulação são verificados nos dados de temperatura, que mostram que as temperaturas mínimas nas estações próximas aos centros urbanos e aos três maciços da cidade do Rio de Janeiro, no período noturno, são maiores do que nas estações afastadas dos centros urbanos. O campo da subtração entre a temperatura do ar na estação e a temperatura da superfície do mar (T-TSM) mostrou maior correlação com os dados de intensidade do vento do que os dados de temperatura ou temperatura do ponto de orvalho da própria estação. Apenas com os dados observados, não foi possível identificar interações entre os diferentes tipos de circulações locais, como a *Chain Flow* idealizada por Ohashi e Kida (2002). A componente de mesoescala da temperatura do ponto de orvalho foi considerada como um bom indicativo do horário da passagem da frente de brisa marítima nas estações mais afastadas do oceano, apresentando valores negativos, devido provavelmente ao bombeamento de umidade da superfície para níveis mais altos através de células de nuvens cumulus que se formam na frente de brisa marítima. A entrada da brisa ocorre às 16Z na estação A654, às 17Z nas estações SBRJ e A602, às 19Z nas estações SBGL, A621 e SBSC, e às 20Z na estação A603.

Os dados observados apresentam ciclo sazonal da intensidade do vento, com baixas magnitudes nos meses de maio a agosto e maiores magnitudes nos meses de setembro a abril. Este ciclo sazonal está provavelmente relacionado à circulação de escala sinótica definida pela ASAS, quando nos meses de inverno ela está mais intensa sobre o Rio de Janeiro, conforme os dados climatológicos do ECMWF, promovendo maior estabilidade atmosférica e inibindo a formação de circulações locais. Assim, a climatologia das estações calculada no período de 2007 a 2011, mostra ventos mais fracos para agosto, mês em que serão realizados os Jogos Olímpicos de 2016, em comparação com demais meses do ano.

As previsões do modelo WRF-D1, embora tenham subestimado a intensidade do centro da ASAS e superestimado a intensidade dos centros de baixa pressão quando

comparadas com às análises do modelo GFS e com relação às previsões do modelo global GFS, o modelo de área limitada se mostrou satisfatório ao simular a pressão reduzida ao nível do mar, no período entre 1 e 10 de agosto de 2012, ou seja, foi validada a capacidade do modelo WRF em resolver fenômenos de escala sinótica. Esta comparação entre o WRF-D1, o GFS e as análises do GFS indicou erros, provavelmente relacionados ao esquema de radiação, à parametrização de cumulus, ao esquema de microfísica e à representação da variação da maré barométrica.

Ao comparar os modelos WRF-D2, WRF-D3 e GFS, em todo o mês de agosto de 2012, observou-se primeiramente que o tempo de *spin up* do modelo WRF é aproximadamente 3h. Além disso, o EQM de todos os modelos, global e regionais, se mantém praticamente constante nas primeiras 48h de simulação, aumentando razoavelmente no terceiro dia.

Nas comparações entre os modelos GFS, WRF-D2e WRF-D3, o modelo de área limitada representa melhor a temperatura para todas as estações, com exceção da estação A602, onde todos os modelos são semelhantes. Este fato é justificado pela altitude da estação simulada pelos modelos não ser a mesma que a altitude real da estação, onde o GFS simula as estações em níveis diferentes do WRF. Os modelos regionais superestimam a temperatura no período da madrugada na estação A603, o que é justificado pelo aquecimento adiabático do ar que é simulado descendo a Serra dos Órgãos mais rapidamente do que o observado. Quanto à quantidade de vapor d'água na superfície, estimada pela variável temperatura do ponto de orvalho, o GFS representa melhor que o WRF-D2 para as estações mais afastadas da costa (A603, SBGL e A621). Nas estações SBGL e A603, o aumento de resolução do WRF-D2 para o WRF-D3 melhorou significativamente Td, tornando o modelo regional inclusive melhor que o GFS. O erro na umidade observado na estação A621 sugere problemas nas

parametrizações de solo urbanizado, onde o modelo regional subestima  $T_d$  em aproximadamente  $3^{\circ}\text{C}$  no período da tarde.

Com relação ao vetor vento, apesar do aumento de resolução do modelo WRF-D2, de 9 km de espaçamento de grade, para o WRF-D3, com 3 km, ser computacionalmente custoso (o tempo de processamento do WRF-D3 foi praticamente o dobro que o tempo do WRF-D2), melhorias expressivas no vento foram identificadas em regiões com topografia acentuada (A603, A621, A654 e SBRJ), tornando o modelo WRF-D3 o melhor entre os três modelos a resolver o campo de vento em superfície nas proximidades de morros. Esta significativa melhora na utilização de modelos regionais com espaçamento de grade de poucos quilômetros também foi observada por Snook *et al.* (1998), quando comparou modelos Eta com espaçamentos de grade de 27km e 10km, com o RAMS de 2 km. Apesar disso, o WRF-D3 ainda apresenta dificuldades em simular corretamente a intensidade do vento em superfícies altamente urbanizadas, superestimando a intensidade do vento nestas regiões. Isto provavelmente está relacionado à parametrização da rugosidade da superfície urbana, já que as variáveis temperatura e temperatura do ponto de orvalho não apresentam erros tão relevantes nestas regiões. Nas estações mais afastadas de morros (A602, SBSC e SBGL), o aumento de resolução não alterou significativamente a direção e intensidade do vento. Na comparação do GFS com o WRF-D2, foram identificadas melhorias apenas nas estações SBGL e A621 pelo modelo regional. Nas demais estações, pelo fato do modelo WRF-D2 representar os três maciços da região como apenas um, fez com que o GFS, que não representa maciço algum, obtivesse melhores resultados para o vento, principalmente na componente  $u$ .

O mês de agosto de 2012 registrou apenas uma passagem de frente fria sobre o Rio de Janeiro, ocorrida no dia 5. A partir dos resultados do perfil vertical da baixa troposfera da componente  $v$  do vento, obtida através das simulações de 48h do modelo WRF-D3 referentes

ao período de 3 a 11 de agosto de 2012, concluiu-se que na região do estreitamento da Baía de Guanabara, próxima a região aonde serão as provas de vela nas Olimpíadas de 2016, a circulação comum de brisa marítima se inicia às 14Z e atinge componente sul do vento de 3m/s abaixo de 200m às 18Z, e a corrente de retorno desta circulação varia de 4 a 6m/s entre 0,8 e 2km de altitude. No dia que antecede a entrada da frente fria e nos dois dias seguintes à passagem do sistema de baixa pressão, o escoamento em superfície da brisa marítima é mais intenso, atingindo os 6m/s da componente *meridional* do vento. Entretanto, o escoamento de retorno é menos intenso do que nos dias de brisa comum. No dia da passagem da frente fria e no dia seguinte, não se observa formação de circulação local e o vento em superfície ultrapassa os 7 m/s da componente meridional. A circulação fechada (com corrente de retorno) de brisa terrestre não foi bem caracterizada em nenhum dia da simulação.

Os campos espaciais de vento em superfície para as 18Z, das simulações de 48h dos dias 3, 5, 7 e 9 de agosto de 2012, mostraram que a presença da Baía de Guanabara e a topografia ao seu redor divergem direcionalmente o vento em superfície no período diurno, independente da condição sinótica, na região central da baía. Já a magnitude do vento no interior da baía está condicionada a intensidade da brisa marítima e à direção e magnitude do escoamento de escala sinótica. Quando o vento leste no oceano é superior a 10m/s, no interior da baía o vento será fraco (<4m/s). Entretanto, quando o vento no oceano possuir componente sul do vento, então a intensidade no interior da baía será igual ou superior ao vento fora dela.

Neste horário (18Z), a presença da cidade não influenciou no escoamento em superfície, independentemente da magnitude do vento, contradizendo o estudo de Tayt-shon *et al.* (2010) e Moraes (2008). Isto pode ter ocorrido pelo fato do arquivo de uso do solo do WRF possuir defeitos na parametrização de rugosidade de solo urbano, superestimando o vento nestas regiões, conforme foi observado ao comparar o modelo com as observações. Na região de estreito da Baía de Guanabara, onde serão realizados os Jogos Olímpicos de 2016,

não foram detectadas nem a convergência nem a aceleração do vento. Já às 9Z, nesta região do estreitamento, em geral, o vento é de noroeste na região devido à convergência do escoamento em superfície. Nos dias em que o vento sinótico foi fraco, neste horário da manhã, ocorreram maiores calmarias sobre a área urbanizada.

### **Sugestões para trabalhos futuros**

Esta dissertação apresentou duas limitações principais nas simulações do modelo WRF, sendo eles: (1) a má representação da altitude das estações; (2) a superestimativa da intensidade das circulações locais, principalmente nas regiões urbanizadas. O problema (2) poderia ser explicado ou resolvido de forma mais satisfatória caso fossem elaboradas mais simulações com outras configurações de parametrização de cumulus, de parametrização de solo urbanizado, de esquema de radiação, de microfísica e de modelo de camada limite. A temperatura do ar, simulada erroneamente pelos modelos devido a eles localizarem a estação em um nível diferente da altitude em que ela realmente está localizada (problema 1), poderia ser corrigida ao reduzir a temperatura simulada num processo adiabático para o nível verdadeiro da estação. É importante também melhorar o arquivo de vegetação do modelo que possui poucas classes de vegetação e possivelmente subestima o parâmetro de rugosidade do solo, principalmente nas regiões urbanizadas. Por último, um acoplamento do modelo atmosférico com um modelo oceânico seria importante para analisar a brisa marítima, principalmente no período pós-frontal, já que o sistema frontal advecta águas mais frias do sul para a região costeira do Rio de Janeiro, alterando a TSM, que é mantida constante na integração do modelo WRF, salvo pequenas oscilações devido ao ciclo diurno de *skin temperature* estar acionado.

**ANEXO A** – Tabela do *bias* (*B*) e do Erro Médio Absoluto (*EMA*) da PRNM para os modelo WRF-D1 e GFS, comparados com as análises do GFS, para dez simulações de 72 horas.

	dia\ hora	<i>B</i>												
		0	6	12	18	24	30	36	42	48	54	60	66	72
WRF - 27km	1	-0,004	0,16	0,05	0,46	0,36	-0,10	0,08	0,05	0,80	0,50	1,01	0,93	0,88
	2	0,006	0,22	0,27	0,53	0,52	0,51	0,68	0,83	0,72	0,28	0,32	0,01	0,34
	3	0,007	0,12	0,04	0,41	0,26	0,40	0,38	0,22	0,57	-0,33	0,33	0,10	0,14
	4	0,011	0,32	0,20	0,64	0,68	0,25	0,71	0,60	0,57	-0,02	0,49	0,23	0,85
	5	0,016	0,11	0,17	0,55	0,45	0,35	0,69	0,53	0,74	0,28	0,32	0,34	0,89
	6	0,000	0,26	0,37	0,60	0,66	0,48	0,31	0,48	0,72	0,11	0,35	-0,05	0,57
	7	0,007	0,12	0,00	0,35	0,58	0,24	0,43	0,28	0,67	-0,06	0,18	0,09	0,48
	8	-0,011	0,08	0,07	0,36	0,79	0,16	0,48	0,24	0,75	0,30	0,75	0,21	0,32
	9	-0,003	0,06	0,13	0,51	0,54	0,28	0,72	0,10	0,45	-0,40	0,16	0,14	0,50
	10	0,008	0,19	0,27	0,38	0,35	-0,03	0,35	0,10	0,96	0,58	1,06	0,91	1,05
	media	<b>0,004</b>	<b>0,16</b>	<b>0,16</b>	<b>0,48</b>	<b>0,52</b>	<b>0,25</b>	<b>0,48</b>	<b>0,34</b>	<b>0,69</b>	<b>0,12</b>	<b>0,50</b>	<b>0,29</b>	<b>0,60</b>
desv. Pad	<b>0,008</b>	<b>0,08</b>	<b>0,12</b>	<b>0,10</b>	<b>0,17</b>	<b>0,20</b>	<b>0,21</b>	<b>0,26</b>	<b>0,14</b>	<b>0,33</b>	<b>0,33</b>	<b>0,35</b>	<b>0,30</b>	

	dia\ hora	<i>EMA</i>												
		0	6	12	18	24	30	36	42	48	54	60	66	72
WRF - 27km	1	0,098	0,40	0,45	0,59	0,62	0,56	0,62	0,69	0,86	0,88	1,28	1,25	1,33
	2	0,092	0,42	0,41	0,59	0,63	0,71	0,80	1,10	1,16	1,14	1,40	1,61	1,60
	3	0,093	0,40	0,45	0,54	0,60	0,77	0,88	0,95	1,15	1,21	1,16	1,05	1,17
	4	0,097	0,58	0,50	0,83	0,89	0,95	0,96	1,16	1,08	1,62	1,34	1,68	1,36
	5	0,098	0,48	0,46	0,85	0,71	1,00	0,94	1,15	0,97	1,07	0,99	1,13	1,05
	6	0,101	0,50	0,55	0,77	0,81	0,83	0,68	0,93	0,90	0,83	0,85	0,95	0,95
	7	0,108	0,41	0,47	0,58	0,75	0,63	0,82	0,91	1,04	0,79	0,91	1,11	1,12
	8	0,117	0,46	0,41	0,65	0,87	0,59	0,74	0,77	0,91	0,72	1,01	0,82	0,74
	9	0,108	0,34	0,40	0,65	0,70	0,60	0,85	0,66	0,71	0,65	0,62	0,80	1,03
	10	0,100	0,36	0,43	0,51	0,49	0,57	0,62	0,66	1,21	0,83	1,30	1,25	1,50
	media	<b>0,101</b>	<b>0,43</b>	<b>0,45</b>	<b>0,66</b>	<b>0,71</b>	<b>0,72</b>	<b>0,79</b>	<b>0,90</b>	<b>1,00</b>	<b>0,97</b>	<b>1,09</b>	<b>1,16</b>	<b>1,18</b>
desv. Pad	<b>0,008</b>	<b>0,07</b>	<b>0,05</b>	<b>0,12</b>	<b>0,13</b>	<b>0,16</b>	<b>0,12</b>	<b>0,20</b>	<b>0,16</b>	<b>0,29</b>	<b>0,25</b>	<b>0,30</b>	<b>0,26</b>	

	dia\ hora	<i>EMA</i>												
		0	6	12	18	24	30	36	42	48	54	60	66	72
GFS - 0.5°	1	0	0,29	0,39	0,33	0,52	0,52	0,52	0,84	0,77	0,84	1,22	1,08	1,21
	2	0	0,32	0,41	0,50	0,63	0,66	0,87	0,87	1,08	1,20	1,50	1,66	1,74
	3	0	0,24	0,37	0,40	0,53	0,77	0,95	1,00	1,13	1,38	1,36	1,26	1,33
	4	0	0,34	0,39	0,53	0,76	0,88	1,03	1,16	1,09	1,54	1,29	1,62	1,42
	5	0	0,29	0,41	0,59	0,59	0,80	0,90	1,03	1,01	1,04	1,13	1,37	1,33
	6	0	0,33	0,47	0,50	0,73	0,65	0,68	0,96	1,03	0,96	0,97	0,95	1,03
	7	0	0,27	0,35	0,50	0,81	0,65	0,92	0,88	1,00	0,76	0,87	1,14	1,08
	8	0	0,31	0,38	0,46	0,81	0,60	0,84	0,86	0,93	0,75	1,01	0,85	0,82
	9	0	0,21	0,37	0,44	0,60	0,61	0,94	0,64	0,83	0,63	0,73	0,84	0,98
	10	0	0,27	0,40	0,41	0,57	0,53	0,83	0,74	1,31	0,97	1,39	1,09	1,37
	media	<b>0,000</b>	<b>0,29</b>	<b>0,39</b>	<b>0,47</b>	<b>0,66</b>	<b>0,67</b>	<b>0,85</b>	<b>0,90</b>	<b>1,02</b>	<b>1,01</b>	<b>1,15</b>	<b>1,19</b>	<b>1,23</b>
desv. Pad	<b>0,000</b>	<b>0,04</b>	<b>0,03</b>	<b>0,07</b>	<b>0,11</b>	<b>0,12</b>	<b>0,15</b>	<b>0,15</b>	<b>0,15</b>	<b>0,29</b>	<b>0,25</b>	<b>0,29</b>	<b>0,27</b>	

	dia\ hora	<i>B</i>												
		0	6	12	18	24	30	36	42	48	54	60	66	72
GFS - 0.5°	1	0,00	0,13	0,17	0,21	0,43	0,03	0,39	-0,13	0,65	0,44	1,05	0,37	0,68
	2	0,00	0,26	0,37	0,16	0,46	0,43	0,74	0,42	0,62	0,02	0,35	-0,37	0,16
	3	0,00	0,12	0,10	0,02	0,19	0,24	0,43	-0,15	0,43	-0,46	0,49	-0,23	0,08
	4	0,00	0,18	0,17	0,24	0,52	0,13	0,81	0,24	0,47	-0,20	0,50	-0,22	0,91
	5	0,00	0,11	0,21	0,17	0,39	0,32	0,80	0,17	0,72	0,26	0,54	0,10	1,02
	6	0,00	0,24	0,37	0,15	0,55	0,36	0,45	0,18	0,76	0,22	0,63	-0,32	0,61
	7	0,00	0,08	0,16	0,12	0,58	0,29	0,66	0,04	0,71	0,05	0,48	-0,06	0,71
	8	0,00	0,10	0,18	0,01	0,68	0,09	0,65	-0,07	0,79	0,25	0,91	0,00	0,55
	9	0,00	0,08	0,22	0,19	0,49	0,23	0,93	-0,08	0,70	-0,18	0,48	-0,04	0,61
	10	0,00	0,20	0,36	0,16	0,41	0,07	0,67	0,27	1,15	0,62	1,31	0,68	0,95
	media	<b>0,000</b>	<b>0,15</b>	<b>0,23</b>	<b>0,14</b>	<b>0,47</b>	<b>0,22</b>	<b>0,65</b>	<b>0,09</b>	<b>0,70</b>	<b>0,10</b>	<b>0,67</b>	<b>-0,01</b>	<b>0,63</b>
desv. Pad	<b>0,000</b>	<b>0,07</b>	<b>0,10</b>	<b>0,08</b>	<b>0,13</b>	<b>0,14</b>	<b>0,18</b>	<b>0,19</b>	<b>0,20</b>	<b>0,32</b>	<b>0,31</b>	<b>0,33</b>	<b>0,31</b>	

## Referências bibliográficas

- BOLTON, D. The computation of equivalent potential temperature, **Mon. Wea. Rev.**, 108, 1046-1053, 1980.
- CHEN, F. E DUDHIA, J. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. **Mon. Wea. Rev.**, 129, p. 569 – 585, 2001.
- DERECZYNSKI, C. P., OLIVEIRA, J. S., MACHADO, C. O. Climatologia da precipitação no município do Rio de Janeiro. **RBMET**, V.24, n.1, p. 24-38, 2009.
- DÉQUÉ, M. Continuous Variables. IN: JOLLIFFE, I. T. e STEPHENSON, D. B. **Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science**.England: John Wiley & Sons, cap. 5, p. 97-119, 2003.
- DROSDOWSKY, W. e ZHANG, H. Verification of Spatial Fields. IN: JOLLIFFE, I. T. e STEPHENSON, D. B. **Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science**.England: John Wiley & Sons, cap. 6, p. 121-136, 2003.
- FREITAS, E. D. Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes. **Tese de Doutorado apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo**, p. 175, 2003.
- HALTINER, G. J. E WILLIAMS, R. T. Map projection. IN: **Numerical Prediction and dynamic meteorology**. 2ª edição, John Wiley & Sons, p. 10-14, 1980.
- HOLTON, J. R. Circulation and Vorticity. IN: **An introduction to dynamic meteorology**. 4ª edição, Elsevier Academic Press, 2004, p. 86-91, 2004.

- HONG, S.-Y., NOH, Y. e DUDHIA, J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. **Mon. Wea. Rev.**, 134, p. 2318–2341, 2006.
- IACONO, M. J., DELAMERE, J. S., MLAWER, E. J., SHEPHARD, M. W., CLOUGH, S. A. E COLLINS, W. D. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. **J. Geophys. Res.**, 113, D13103, doi:10.1029/2008JD009944, 8p., 2008.
- JIMÉNEZ, P. A., DUDHIA, J., GONZÁ LEZ-ROUCO, J. F., NAVARRO, J., MONTÁVEZ, J. P. e GARCÍA-BUSTAMANTE, E. A revised scheme for the WRF surface layer formulation. **Mon. Wea. Rev.**, 140, p. 898-918, 2012.
- JOHNSON, T. J., EILTS, M. D., RUTH, D., GOODMAN, W. e ROTHFUSZ, L. P. Warning operations in support of the 1996 Centennial Olympic Games. **Bulletin of The American Meteorological Society**, 81(3), p. 543- 554, 2000.
- JOURDAN, P. Caracterização do regime de ventos próximo à superfície na Região Metropolitana do Rio de Janeiro. **Trabalho (Monografia em meteorologia) - Departamento de Meteorologia do Instituto de Geociências**. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2007.
- LAPRISE, R. The Euler Equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable, **Mon. Wea. Rev.**, 120, p. 197-207, 1992.
- MILLER, S. T. K., KEIM, B. D., TALBOT, R. W. E MAO, H. Sea breeze: structure, forecasting, and impacts. **Rev. of Geophysics**. V. 41, n. 3, p. 1-31, 2003.
- MLAWER, E. J., TAUBMAN, S. J., BROWN, P. D., IACONO, M. J. e CLOUGH, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **J. Geophys. Res.**, 102 (D14), p. 16663–16682, 1997.

- MORAES, M. S. Modelagem do Mecanismo de Formação e Desintensificação de Ilha de Calor na Região Metropolitana do Rio de Janeiro. **Dissertação de Mestrado, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro**, 113 p., 2008.
- OHASHI, Y. e KIDA, H. Local circulations developed in the vicinity of both coastal and inland urban areas: A numerical study with a mesoscale atmospheric model. **J. Applied Meteo.** 40, p. 30-45, 2002.
- OLIVEIRA, A. P. e SILVA DIAS, P. L. Aspectos observacionais da brisa marítima em São Paulo. IN: II CBMET, Pelotas, p. 129-145, 1982.
- OLIVEIRA, J. S., DEREZYNSKI, C. P, MACHADO, C. O. Climatologia da precipitação no município do Rio de Janeiro. IN: XX CBMET, Florianópolis, 2006.
- ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin of The American Meteorological Society**, 56(5), p. 527- 530, 1975.
- POWELL, M. D., e RINARD, S. K. Marine forecasting at the 1996 Centennial Olympic Games. **Wea. Forecasting**, 13, p. 764– 782, 1998.
- REYNOLDS, R. W., SMITH, T. M., LIU, C., CHELTON, D. B., CASEY, K. S. e SCHLAX, M.G. Daily high-resolution-blended Analyses for sea surface temperature. **J. Climate**. 20, p. 5473 – 5496, 2007.
- RIBEIRO, F. N. D. Padrões das circulações atmosférica e oceânica na região de ressurgência costeira de Cabo Frio. **Tese de Doutorado do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo**. São Paulo, p. 121, 2010.
- SILVA, H. S. Estudo da circulação associada a uma ilha de calor urbana com um modelo de simulação da brisa marítima. **Dissertação de Mestrado do Departamento de Ciências**

- Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo.** São Paulo, p. 86,1986.
- SIMPSON, J. E. **Sea breeze and local winds.** Cambridge University Press, 234 p., 1994.
- SKAMAROCK, W. C., KLEMP, J. B., DUDHIA, J., GILL, D. O., BARKER, D. M., DUDA, M. G., HUANG, X., WANG, W. e POWERS, J. G. **A description of the Advanced Reserch WRF Version 3.** NCAR Technical Note, Boulder – Colorado – USA. 113p, 2008.
- SNOOK, J. S., STAMUS, P. A., EDWARDS, J., CHRISTIDIS, Z. e MCGINLEY, J. A. Local-domain mesoscale analysis and forecast model support for the 1996 Centennial Olympic Games. **Wea. Forecasting**, 13, p. 138–150, 1998.
- SPARK, E. e CONNOR, G. J. Wind forecasting for the sailing events at the Sydney 2000 Olympic and Parolympic Games. **Wea. Forecasting**, 19, p. 181 – 199, 2003.
- TAYT-SOHN, F. C. O., MORAES, N. O, MARTON, E. e PIMENTEL, C. G. Estudo da influencia da brisa marítima sobre a Ilha de calor urbana na região metropolitana do Rio de Janeiro utilizando o modelo MM5. IN: XVI CBMET, Belém. 2010.
- TIEDTKE, M. A Comprehensive mass flux scheme for cumulus parametrization in large-scale models. **Mon. Wea. Rev.**, 117, p. 1779–1800, 1989.
- YOSHIKADO, H. Interaction of the sea breeze with urban heat islands of different sizes and locations. **J. Meteor. Soc. of Japan**, 72, p. 139-143, 1994.
- ZHANG, C., WANG, Y. e HAMILTON, K. Improved representation of boundary layer clouds over the southeast pacific in ARW-WRF using a modified Tiedtke cumulus parameterization scheme. **Mon. Wea. Rev.**, 139, 3489–3513, 2011.