

Estudo da Camada Limite Atmosférica em Regiões
Metropolitanas Costeiras com Simulações de Brisa
Marítima

Nadir Salvador

Tese de Doutorado em Engenharia Ambiental

Programa de Pós Graduação em Engenharia Ambiental – PPGEA

Universidade Federal do Espírito Santo – UFES

Vitória, setembro de 2014

Estudo da Camada Limite Atmosférica em Regiões Metropolitanas Costeiras com Simulações de Brisa Marítima

Nadir Salvador

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental do Centro Tecnológico da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Engenharia Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Davidson Martins Moreira

Co-Orientador: Prof. Dr. Neyval Costa Reis Junior

Aprovada em 26/09/2014 por:

Profa. Dra. Jane Meri Santos, UFES

Profa. Dra. Taciana Toledo de Almeida Albuquerque, UFMG

Prof. Dr. Antônio José da Silva Neto, UERJ

Prof. Dr. Antonio Gledson Oliveira Goulart, FURG

UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO

Vitória, setembro de 2014

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação (CIP)
(Biblioteca Setorial Tecnológica,
Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

Salvador, Nadir, 1951-

S182e Estudo da camada limite atmosférica em regiões metropolitanas
costeiras com simulações de brisa marítima / Nadir Salvador. – 2014.
124 f. : il.

Orientador: Davidson Martins Moreira.

Coorientador: Neyval Costa Reis Junior.

Tese (Doutorado em Engenharia Ambiental) – Universidade
Federal do Espírito Santo, Centro Tecnológico.

1. Brisa marítima. 2. Circulação atmosférica. 3. Camada limite
planetária. 4. Modelo WRF. I. Moreira, Davidson Martins. II. Reis
Junior, Neyval Costa. III. Universidade Federal do Espírito Santo.
Centro Tecnológico. IV. Título.

CDU: 628

AGRADECIMENTOS

Aos meus familiares que, muitas vezes, foram privados de minha presença.

Ao meu Orientador, Davidson Martins Moreira que, embora fisicamente longe, mostrou-se sempre pronto, não medindo esforços em dispender grande parte do seu tempo para me indicar os caminhos a seguir.

Ao meu Co-Orientador, Neyval Costa Reis Júnior, por acreditar na nossa capacidade em levar avante a pesquisa e pelas contribuições que soube conceder.

Às professoras Jane Meri Santos e Taciana T. A. Albuquerque por criarem as facilidades que permitiram a realização das campanhas.

Ao pesquisador do IPMet, Gerhard Held, à equipe da USP, Eduardo Landulfo, Fábio J. S. Lopes, Gregori de A. Moreira e aos pesquisadores da ULCO, Hervé Delbarre e Patrick Augustin, pela colaboração nas aquisições dos dados em Vitória e Dunkerque.

Aos meus colegas Ayres G. Loriato e Alexandre Magalhães que muito contribuíram durante a campanha realizada em Vitória.

Ao CNPq, à CAPES e à FAPES, pelo apoio financeiro que permitiu a realização das campanhas para a obtenção dos dados usados nesse trabalho.

Enfim, a todos que, de uma ou outra forma, contribuíram para que eu conseguisse prosseguir na pesquisa.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	13
2 MOTIVAÇÃO/RELEVÂNCIA	15
3 OBJETIVOS	18
3.1 OBJETIVO GERAL	18
3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	18
4 REVISÃO DA LITERATURA	19
4.1 A ATMOSFERA	19
4.1.1 Camada limite atmosférica	19
4.1.2 Estabilidade atmosférica	22
4.1.3 Processos próximos à superfície	24
4.1.4 Brisas	26
4.2 DESCRIÇÃO SUSCINTA DO MODELO WRF	29
4.2.1 Equações	30
4.2.2 Parametrizações	32
4.3 PESQUISAS RELACIONADAS COM O TEMA	41
5 METODOLOGIA	47
5.1 DADOS DE INICIALIZAÇÃO DO MODELO	47
5.2 DOMÍNIO DE ESTUDOS	47
5.3 EQUIPAMENTOS UTILIZADOS	49
5.3.1 Equipamentos utilizados na RD	49
5.3.2 Equipamentos utilizados na RGV	50
5.4 AQUISIÇÃO DE DADOS POR LIDAR e SODAR	52
6 AVALIAÇÃO DA SENSIBILIDADE DO MODELO WRF	54
6.1 OPÇÕES TESTADAS NAS SIMULAÇÕES	54
6.2 RESULTADOS DA SENSIBILIDADE DO MODELO WRF	57
7 AVALIAÇÃO DE PARAMETRIZAÇÕES PARA A RD E RGV	74
7.1 RESULTADOS DOS TESTES PARA A REGIÃO DE DUNKERQUE	75
7.2 RESULTADOS DOS TESTES PARA A REGIÃO DA GRANDE VITÓRIA	88
7.2.1 Análise estatística para os dias 28 e 30/07/2012	92
7.2.2 Análise relativa ao dia 28/07/2012	93
7.2.3 Análise relativa ao dia 30/07/2012	102

8 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	113
8.1 CONCLUSÕES	113
8.2 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	115
9 REFERÊNCIAS	118

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Número de parametrizações de física do modelo WRF	37
Tabela 2: Dependência entre parametrizações de CLA e CLS	37
Tabela 3: Dependência entre parametrizações de camada superficial do solo e número de camadas do solo	37
Tabela 4: Resumo dos testes estatísticos feitos para as diversas configurações	58
Tabela 5: Parametrizações de física usadas em cada conjunto de simulação	74
Tabela 6: Parametrizações de CLA e CLS usadas em cada Set	74
Tabela 7 Demais parametrizações de física inalteradas	75
Tabela 8: Parâmetros usados para comparação	75
Tabela 9: Estatística (Velocidade, Direção e Temperatura)	81
Tabela 10: Estatística EMS x WRF (dias 28 e 30)	93

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Detalhes da Região da Grande Vitória	15
Figura 2: Detalhes da Região de Dunkerque	15
Figura 3: Estratificação da atmosfera	19
Figura 4: Cascata de energia de Kolmogorov	20
Figura 5: Evolução diária da CLA	21
Figura 6: Formas da pluma de acordo com a estabilidade da atmosfera	23
Figura 7: Formas da pluma em condições de inversão	24
Figura 8: Processos físicos na superfície do solo	26
Figura 09: Esquema macro da brisa marítima	27
Figura 10: Esquema da brisa marítima	28
Figura 11: Esquema da campanha feita em Nanticoke	28
Figura 12: Fluxograma do modelo WRF	30
Figura 13: Processos físicos do modelo WRF	33
Figura 14: Interações entre parametrizações	33
Figura 15: Processos radiativos	34
Figura 16: Física da superfície	34
Figura 17: Fluxos superficiais	35
Figura 18: Processos na CLA	35
Figura 19: Processos de cumulus	36
Figura 20: Processos de microfísica	36
Figura 21: Fechamento local x fechamento não local, representação esquemática	38
Figura 22(a): Uso do solo RD	47
Figura 22(b): Uso do solo RGV	47
Figura 22(c): Tipos de solo RGV	47
Figura 23: Domínios usados para as simulações da RD	48
Figura 24: Domínios usados para as simulações da RGV	48
Figura 25: Posicionamento dos equipamentos na RD	49
Figura 26: Localização do LIDAR (RD)	50
Figura 27: Localização do SODAR (RD)	50
Figura 28: Localização do SODAR e LIDAR na RGV	51
Figura 29: LIDAR em operação no Campus da UFES	52
Figura 30: Antena do SODAR	52

Figura 31: Detalhe dos emissores	52
Figura 32: Distribuição dos níveis verticais testados	56
Figura 33: Rosa dos ventos, domínio maior	61
Figura 34: Rosa dos ventos, domínio menor	61
Figura 35: Rosa dos ventos, dimensão da grade	61
Figura 36: Rosa dos ventos, retroalimentação	61
Figura 37: Rosa dos ventos, razão entre grades	62
Figura 38: Rosa dos ventos, variação dos níveis	62
Figura 39: Rosas dos ventos, contínuo x discreto	62
Figura 40: Rosa dos ventos, passos de tempo	63
Figura 41: Dimensão do domínio maior (EMS – WRF)	64
Figura 42: Dimensão do domínio menor (EMS – WRF)	65
Figura 43: Dimensão da grade (EMS – WRF)	66
Figura 44: Modo de processamento (<i>one way / two way</i>)	67
Figura 45: Razão entre grades dos domínios (EMS – WRF)	68
Figura 46: Quantidade de níveis (EMS – WRF)	69
Figura 47: Tamanho do passo de tempo (EMS – WRF)	70
Figura 48: Processamento contínuo/discreto (EMS x WRF)	71
Figura 49: Imagem gerada pelo LIDAR	76
Figura 50: Comparação da altura da CLA (LIDAR/WRF)	77
Figura 51: Comparação do perfil vertical da velocidade do vento SODAR/WRF	78
Figura 52: Comparação SODAR/WRF da velocidade vertical	79
Figura 53: Variância da velocidade vertical (SODAR)	80
Figura 54: Comparação da velocidade do vento a 10 m EMS/WRF	82
Figura 55: Comparação da temperatura próxima à superfície (2 m) EMS/WRF	83
Figura 56: Comparação da direção do vento a 10 m EMS/WRF	84
Figura 57: Temperatura superficial do solo	85
Figura 58: Fluxo de calor sensível EMS/WRF	86
Figura 59: Vetores do vento estimado pelo Set6 do modelo WRF	87
Figura 60: Rosas dos ventos anual	89
Figura 61: Rosas dos ventos típicas, nas quatro estações do ano e anual	90
Figura 62: Direção do vento (EMS)	92
Figura 63: Direção do vento (EMS e SODAR)	92
Figura 64: Direção do vento comparando SODAR e WRF (dia 28)	94

Figura 65: Comparação SODAR/WRF da velocidade vertical (m/s) (dia 28)	95
Figura 66: Variância da velocidade vertical (SODAR)	96
Figura 67: Direção do vento comparando EMS, SODAR e WRF (dia 28)	97
Figura 68: Velocidade do vento comparando EMS, SODAR e WRF (dia 28)	98
Figura 69: Temperaturas superficiais do MAR/WRF na superfície e EMS a 2m (dia 28)	99
Figura 70: Temperaturas na superfície do MAR e EMS/WRF a 2 m (dia 28)	100
Figura 71: Vetores do vento estimado pelo Set5 do modelo WRF	101
Figura 72: Evolução temporal da CLA e CLI obtida pelo sinal de retroespalhamento corrigido com a distância medido pelo sistema Lidar	102
Figura 73: Comparação da altura da CLA (LIDAR/WRF)	103
Figura 74: Direção do vento comparando EMS, SODAR e WRF (dia 30)	104
Figura 75: Comparação SODAR/WRF da velocidade vertical (m/s) (dia 30)	105
Figura 76: Variância da velocidade vertical (SODAR)	106
Figura 77: Comparação da direção do vento (EMS x WRF)	107
Figura 78: Comparação da velocidade do vento EMS/WRF/SODAR (dia 28)	108
Figura 79: Temperaturas superficiais do MAR/WRF e EMS a 2m	109
Figura 80: Comparação da temperatura EMS e WRF a 2m e superfície do mar	110
Figura 81: Direção do vento estimado pelo Set5 do modelo WRF	111

RESUMO

O principal objetivo deste trabalho foi identificar e caracterizar a evolução diária da Camada Limite Atmosférica (CLA) na Região da Grande Vitória (RGV), Estado do Espírito Santo, Brasil e na Região de Dunkerque (RD), Departamento *Nord Pas-de-Calais*, França, avaliando a acurácia de parametrizações usadas no modelo meteorológico *Weather Research and Forecasting* (WRF) em detectar a formação e atributos da Camada Limite Interna (CLI) que é formada pelas brisas marítimas. A RGV tem relevo complexo, em uma região costeira de topografia acidentada e uma cadeia de montanhas paralela à costa. A RD tem relevo simples, em uma região costeira com pequenas ondulações que não chegam a ultrapassar 150 metros, ao longo do domínio de estudos. Para avaliar os resultados dos prognósticos feitos pelo modelo, foram utilizados os resultados de duas campanhas: uma realizada na cidade de Dunkerque, no norte da França, em Julho de 2009, utilizando um sistema *light detection and ranging* (LIDAR), um *sonic detection and ranging* (SODAR) e dados de uma estação meteorológica de superfície (EMS); outra realizada na cidade de Vitória – Espírito Santo, no mês de julho de 2012, também usando um LIDAR, um SODAR e dados de uma EMS. Foram realizadas simulações usando três esquemas de parametrizações para a CLA, dois de fechamento não local, *Yonsei University* (YSU) e *Asymmetric Convective Model 2* (ACM2) e um de fechamento local, *Mellor Yamada Janjic* (MYJ) e dois esquemas de camada superficial do solo (CLS), *Rapid Update Cycle* (RUC) e *Noah*. Tanto para a RGV quanto para a RD, foram feitas simulações com as seis possíveis combinações das três parametrizações de CLA e as duas de CLS, para os períodos em que foram feitas as campanhas, usando quatro domínios aninhados, sendo os três maiores quadrados com dimensões laterais de 1863 km, 891 km e 297 km, grades de 27 km, 9 km e 3 km, respectivamente, e o domínio de estudo, com dimensões de 81 km na direção Norte-Sul e 63 km na Leste-Oeste, grade de 1 km, com 55 níveis verticais, até um máximo de, aproximadamente, 13.400 m, mais concentrados próximos ao solo. Os resultados deste trabalho mostraram que: a) dependendo da configuração adotada, o esforço computacional pode aumentar demasiadamente, sem que ocorra um grande aumento na acurácia dos resultados; b) para a RD, a simulação usando o conjunto de parametrizações MYJ para a CLA com a parametrização *Noah* produziu a melhor estimativa captando os fenômenos da CLI. As simulações usando as parametrizações ACM2 e YSU inferiram a entrada da brisa com atraso de até três horas; c) para a RGV, a simulação que usou as parametrizações YSU para a CLA em conjunto com a parametrização *Noah* para CLS foi a que conseguiu fazer melhores inferências sobre a CLI. Esses resultados sugerem a necessidade de avaliações prévias do esforço computacional necessário para determinadas configurações, e sobre a acurácia de conjuntos de parametrizações específicos para cada região pesquisada. As diferenças estão associadas com a capacidade das diferentes parametrizações em captar as informações superficiais provenientes das informações globais, essenciais para determinar a intensidade de mistura turbulenta vertical e temperatura superficial do solo, sugerindo que uma melhor representação do uso de solo é fundamental para melhorar as estimativas sobre a CLI e demais parâmetros usados por modelos de dispersão de poluentes atmosféricos.

Palavras chave: Brisa marítima; WRF; Circulações locais.

ABSTRACT

The main objective of this work was to identify and characterize the daily evolution of the Atmospheric Boundary Layer in the Great Region of Vitória (RGV), state of Espírito Santo, Brazil, and the Region of Dunkerque (RD), department of *Nord Pas-de-Calais*, France, evaluating the accuracy of parameterizations used in Weather Research and Forecasting (WRF) model to detect the formation and attributes of Thermal Internal Boundary Layer (CLI) formed by sea breezes. The RGV has complex relief in a coastal region of rugged topography and a chain of mountains parallel to the coast. The RD has a simple relief in a coastal region with small peaks not higher than 150 meters, all along the domain of study. To evaluate the results of the predictions made by the model, the results of two campaigns were used: one held in Dunkerque-FR, in July 2009, using a light detection and ranging (LIDAR) system, sonic detection and ranging (SODAR) and a surface meteorological station (EMS) data; another one held in Vitória-BR, in July 2012, also using a LIDAR, SODAR and EMS data. The simulations were performed using three PBL parameterizations schemes, two nonlocal closure, Yonsei University (YSU) and Asymmetric Convective Model 2 (ACM2), and a local closure, Mellor Yamada Janjic (MYJ) and two land surface schemes (CLS), Rapid Update Cycle (RUC) and Noah. As per the RGV as for RD, simulations with the six possible combinations were made for the periods in which the campaigns were made, using four nested domains, with the three largest square with 1863 km, 891 km and 297 km of side dimensions, grids 27 km, 9 km and 3 km, respectively, and the study domain, with dimensions 81 km in North-South direction and 63 km in the East-West grid 1 km, with 55 vertical levels up to approximately 13,400 m, more concentrated near the ground. The results of this study showed that: a) depending on the configuration adopted, the computational effort may increase too, though without a large increase in the accuracy of the results; b) for the RD, the simulation using the MYJ and Noah parameterizations produced the best estimation for CLI. Simulations using the ACM2 and YSU parameterizations, inferred the sea breeze entry with a maximum delay of three hours; c) for the RGV, the simulation that used the YSU and Noah parameterization made the best inferences about the CLI. The results show that it is necessary to evaluate in advance the computational effort required for certain settings and the accuracy of specific sets of parameterizations for each region. The differences are associated with the ability of different parameterizations capturing surface data from global, essential information for determining the intensity of vertical turbulent mixing and surface soil temperature, suggesting that a better representation of land use is crucial to improve estimations of the CLI and other parameters as input in models of dispersion of air pollutants.

Key Words: Sea-breeze; WRF; local wind circulations.

RÉSUMÉ

L'objectif principal de ce travail était d'identifier et de caractériser l'évolution quotidienne de la couche limite atmosphérique (CLA) dans la région de Grande Vitória (RGV), état de Espírito Santo, au Brésil et dans la région de Dunkerque (RD), département du Nord Pas-de-Calais, France, en évaluant les paramétrages utilisés par le modèle météorologique *Weather Research and Forecasting* (WRF) pour détecter la formation et les attributs de la couche limite interne (CLI) qui est formé par les brises marines. La RGV a un relief complexe dans une région côtière de topographie accidentée et une chaîne de montagnes parallèle à la côte. La RD a un relief simple dans une région côtière avec de petites ondulations qui ne dépassent pas 150 mètres tout au long du domaine d'études. Pour évaluer les résultats des prédictions faites par le modèle, les résultats de deux campagnes ont été utilisés; l'une a eu lieu dans la ville de Dunkerque, au nord de la France, en Juillet 2009, en utilisant un système *light detection and ranging* (LIDAR), un *sonic detection and ranging* (SODAR) bien que les données d'une station météo de surface (EMS); l'autre a eu lieu à Vitória - Espírito Santo, en Juillet 2012, en utilisant également un LIDAR, un SODAR et des données d'une EMS. Des simulations ont été effectuées en utilisant trois schémas de paramétrages pour CLA, deux de fermeture non locale, *Yonsei University* (YSU) et *Asymmetric Convective Model 2* (ACM2); bien qu'un schéma de fermeture locale, Mellor Yamada Janjic (MYJ) et deux schémas de couche superficielle du sol (CLS), *Rapid Update Cycle* (RUC) et Noah. Pour la RGV et pour RD, les simulations avec les six combinaisons possibles des trois paramétrages de CLA et les deux de la couche surface del sol ont été faites pour les périodes au cours desquelles les campagnes ont été effectuées à l'aide de quatre domaines imbriqués, avec les trois plus grands carrés de dimensions latérales de 1863 km, 891 km et 297 km, des grilles de 27 km, 9 km et 3 km, respectivement, et le domaine d'étude, avec des dimensions de 81 km dans le sens Nord-Sud et 63 km dans le sens Sud-Ouest, une grille de 1 km, avec 55 niveaux verticaux jusqu'à un maximum de 13.400 m, plus concentrés près du sol. Les résultats ont montré que: a) en fonction de la configuration adoptée, l'effort computationnel peut augmenter en excès, sans une forte augmentation de la précision des résultats; b) pour la RD, la simulation en utilisant l'ensemble des paramétrages MYJ pour CLA avec le paramétrage Noah a produit la meilleure estimation en détectant les phénomènes de CLI. Les simulations à l'aide de paramétrages ACM2 et YSU ont inféré l'entrée de la brise en jusqu'à 3 heures de retard ; c) pour la RGV, la simulation qui a utilisé les paramétrages YSU pour CLA avec le paramétrage Noah pour CLS, a fait les meilleures inférences sur la CLI. Ces résultats suggèrent la nécessité de faire des évaluations préalables à propos de l'effort computationnel nécessaire pour certains paramètres et précision des ensembles de paramétrages spécifiques pour chaque région recherchée. Les différences sont associées à la capacité des différents paramétrages pour capturer des informations superficielles d'informations globales, essentielles pour déterminer l'intensité du mélange turbulence verticale et température superficielle du sol, ce qui suggère qu'une meilleure représentation de l'usage du sol est cruciale pour améliorer les estimations CLI et d'autres paramètres nécessaires tels que l'entrée dans des modèles de dispersion de polluants atmosphériques.

Mots-clés: Brise marine; WRF; Circulations locales.

1 INTRODUÇÃO

O crescimento populacional demandou evoluções tecnológicas para produzir bens em grande escala objetivando suprir as necessidades crescentes das pessoas, fato que desencadeou a denominada revolução industrial, caracterizada pela mecanização dos meios de produção. Desde então, os processos industriais evoluíram com maior ênfase na produtividade e nos resultados econômicos sem maiores preocupações com as suas influências na agressão ambiental. Somente depois da segunda metade do século passado, a preocupação com o meio ambiente tornou-se mais significativa, em decorrência do pressentimento que, caso o consumo e as emanações continuassem com as mesmas tendências incrementais, o processo tornaria o planeta inabitável a médio/longo prazo.

Esta percepção fez com que o tema poluição ambiental participe, constantemente, das discussões sobre a qualidade de vida das pessoas, bem como na preservação da flora e fauna, fomentando a necessidade de prever e prevenir, com alguma antecedência, qualquer evento que, de alguma forma, possa interferir, negativamente, na qualidade de vida das pessoas e/ou modificar, sensivelmente, o meio que as circunda ou, ainda, causar alguma catástrofe incontrolável. Outra percepção foi que alguns problemas de saúde, que ocorrem com populações próximas a instalações industriais, têm como causa fundamental o aumento nas concentrações de poluentes atmosféricos (SALDIVA et al., 1995; BELL et al., 2006; OSTRO et al., 2010; COMEAP, 2010; MIRAGLIA et al., 2013; KOTON et al., 2013; SAIKI et al., 2014).

Por outro lado, a estratégia logística de utilização dos modais de transporte, para facilitar as transações comerciais entre os países, induziu as fábricas a se concentrarem próximo à costa, aumentando também a densidade populacional no seu entorno, ficando expostas às emanações atmosféricas lançadas, tanto pelas unidades fabris, quanto pela própria comunidade.

Tais fatos estimularam pesquisadores, como Fisher (1961); Neumann e Mahrer (1971); Liu e Myer (1979); Estoque e Gross (1981); Kitada (1987); Clappier et al. (1999); Talbot et al. (2007); Papanastasiou et al. (2010); Muppa et al. (2012); De León e Orfila (2013); Sweeney et al. (2014) a estudarem a estrutura da camada limite atmosférica (CLA), em regiões costeiras, onde os efeitos de brisas marítimas podem influenciar significativamente o transporte e dispersão de poluentes lançados na atmosfera, sendo esta a motivação do presente trabalho.

Desta forma, esta tese está estruturada em 9 Capítulos. Depois da breve introdução, o Capítulo 2 descreve os fatores que motivaram a execução desta pesquisa, mostrando a relevância, para a comunidade, dos resultados encontrados .

No Capítulo 3 são descritos o objetivo geral e os objetivos específicos que nortearam toda a sequência dos trabalhos realizados para a consecução do objetivo geral.

Do Capítulo 4 consta uma revisão bibliográfica, na qual são descritos alguns conceitos sobre a dinâmica de fenômenos físicos que ocorrem na troposfera terrestre, discutidos durante a pesquisa, principalmente na avaliação dos resultados. É feita uma sucinta apresentação das parametrizações usadas pelo modelo numérico *Weather Research and Forecasting* (WRF) objeto da pesquisa, destacando alguns detalhes sobre as partes do modelo que serão avaliadas para os domínios de estudo. Também constam deste capítulo, um relato sobre trabalhos de outros pesquisadores que se relacionam com o tema brisa marítima.

Os procedimentos metodológicos efetivados durante o trabalho são descritos no Capítulo 5, onde é feito um detalhamento de como os trabalhos foram conduzidos e dos equipamentos e instrumentos utilizados nas campanhas realizadas para medições de parâmetros atmosféricos, cujos dados foram utilizados para comparação com os prognósticos feitos pelo modelo meteorológico WRF.

O Capítulo 6 descreve os resultados sobre testes de sensibilidade às diversas configurações do modelo meteorológico, avaliando a relação entre os esforços computacionais e as respectivas variações da acurácia das inferências para cada uma das configurações testadas.

Os resultados obtidos para a região de Dunkerque (RD), no norte da França, estão descritos no Capítulo 7, onde são mostradas as comparações gráficas e estatísticas entre as inferências feitas pelo modelo e os dados obtidos pelos instrumentos utilizados nas campanhas realizadas.

O Capítulo 8 descreve as avaliações feitas para a RGV, no leste do Brasil, utilizando metodologia similar à realizada para RD.

Finalmente, no Capítulo 9, são descritas as conclusões finais sobre os principais resultados encontrados nesta pesquisa, destacando as limitações e relacionando algumas sugestões para possíveis trabalhos futuros utilizando como base os resultados atuais.

2 MOTIVAÇÃO E RELEVÂNCIA

A região da Grande Vitória, no Estado do Espírito Santo – Brasil (Figura 1) tem geografia física muito complexa, composta de uma faixa litorânea relativamente plana, permeada por inúmeros picos com alturas de até 880 metros, encravada entre o mar e uma cadeia de montanhas, com uma linha de costa bastante irregular.



Figura 1: Detalhes da Região da Grande Vitória
Fonte: NOAA.

A região de Dunkerque, no Departamento *Nord pas de Calais* – França (Figura 2) tem geografia física simples, composta de uma extensa área plana, sem grandes elevações, e linha de costa relativamente regular.



Figura 2: Detalhes da Região de Dunkerque
Fonte: NOAA.

Nessas regiões, existem duas cidades portuárias (Vitória e Dunkerque), com algumas indústrias potencialmente poluidoras de portes similares, sujeitas aos efeitos de eventos de brisa marítima que podem concentrar poluentes próximos à superfície, o que justifica esforços no sentido de se desenvolverem estudos usando campanhas experimentais e modelos que fazem inferências sobre as concentrações de poluentes atmosféricos. Tais modelos dependem de dados de inicialização que podem ser providos por outros modelos numéricos que simulam, com grande densidade espacial, os parâmetros atmosféricos necessários, como é o caso do modelo WRF (SKAMAROCK et al., 2008), o que justifica o interesse em verificar o desempenho do modelo em descrever a evolução dos parâmetros atmosféricos nas duas regiões pois, a obtenção de medidas das variáveis atmosféricas de uma determinada região, com grande densidade espacial e temporal, teria um custo muito elevado.

Para as duas regiões pesquisadas, os dados atmosféricos disponíveis são obtidos por estações meteorológicas de superfície e radiossondagens diárias, o que não é o bastante para descrever, com grande densidade, a evolução espacial e temporal da estrutura atmosférica, bem como fazer maiores inferências sobre a dinâmica das brisas, sem o uso de modelos atmosféricos.

Apesar de existirem muitos estudos sobre a capacidade do modelo WRF em representar as variáveis atmosféricas para diversas regiões, não foi encontrada nenhuma publicação avaliando a capacidade de parametrizações desse modelo em simular a dinâmica do fenômeno de brisa marítima na RGV e RD.

No período de 07/09/2009 a 09/09/2009, uma equipe do *Laboratoire de Physico-Chimie de l'Atmosphère (LPCA-EA 4493)* e do *Centre Commun de Mesures (CCM) de l'Université du Littoral Côte d'Opale à Dunkerque (ULCO)* realizou uma campanha objetivando detectar a dinâmica da brisa marítima na RD, utilizando dados obtidos por SODAR, LIDAR e uma EMS. Durante a campanha realizada, foi percebida a entrada da brisa marítima, no dia 08/09/2009, com mudança significativa na direção do vento.

Dados de outra campanha similar realizada na RD, em setembro de 2003, foram usados por Talbot et al. (2007) para testar o desempenho do modelo meteorológico Meso-NH (LAFORE et al., 1998) em detectar o fenômeno da brisa marítima.

Na RGV, no período de 23/07/2012 a 01/08/2012, equipes do Instituto de Pesquisas Meteorológicas (IPMet), da Universidade de São Paulo (USP) e da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), realizaram uma campanha fazendo medições usando um SODAR pertencente ao IPMet e um LIDAR do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN).

Também foram utilizados os dados de uma EMS do Instituto Nacional de Meteorologia, que fica localizada ao lado do local onde foram posicionados o LIDAR e o SODAR.

Existe um convênio (CAPES/COFECLUB) entre a UFES e a *ULCO* no sentido de somar capacidades em experimentos e modelagem numérica para estudar a poluição atmosférica nas duas zonas costeiras.

Esse conjunto de fatos foi relevante na escolha do tema, direcionando a pesquisa no sentido estudar a formação e atributos da brisa marítima nestas duas regiões que têm topografias, linha de costa e latitude bastante diversas e estão sujeitas a episódios de aumento das concentrações de poluentes atmosféricos causados pelos efeitos de brisas, avaliando a capacidade de parametrizações do modelo WRF em descrever a dinâmica da brisa marítima.

Vários pesquisadores têm trabalhado na melhoria das parametrizações físicas de modelos de mesoescala, porém existem poucas publicações relacionando as melhorias com a descrição do fenômeno de brisas marítimas.

A principal contribuição da pesquisa foi, usando instrumentos de superfície, estudar a ocorrência e a dinâmica das brisas marítimas nas duas regiões (RD e RGV) e encontrar configurações para o modelo meteorológico WRF que possibilite fornecer dados sobre a CLA com maior densidade espacial, reduzindo as incertezas de pesquisadores e órgãos públicos em estudos sobre o efeito de lançamentos de poluentes nas duas regiões, haja vista que o uso das inferências feitas pelo modelo numérico WRF como dados de entrada para modelos que simulam a concentração de poluentes atmosféricos tem aumentado, significativamente, nos trabalhos científicos recentemente publicados.

Cabe ressaltar que é a primeira vez que são usados SODAR e LIDAR para estudar a ocorrência e dinâmica brisa marítima na RGV e que o modelo WRF é usado para analisar situações de ocorrência de brisa marítima nas duas regiões, particularmente, com equipamentos de medidas LIDAR e SODAR para avaliação o desempenho do modelo, caracterizando o aspecto inédito da pesquisa que envolve esta tese.

3 OBJETIVOS

3.1 OBJETIVO GERAL

Esta pesquisa tem como objetivo geral determinar e caracterizar a evolução diária da camada limite atmosférica com a utilização de LIDAR, SODAR e EMS, avaliando a acurácia de parametrizações do modelo meteorológico WRF em detectar a formação de brisas marítimas, confrontando os resultados inferidos pelo modelo com os obtidos por medições realizadas em campanhas feitas com LIDAR, SODAR e dados de uma EMS, nas regiões de Dunkerque e da Grande Vitória.

3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Avaliar a sensibilidade do modelo WRF às diversas configurações de dimensões e quantidades de domínios, resoluções de malhas horizontais, resolução de níveis, razões entre domínios, tamanho do passo de tempo, associando cada configuração com o respectivo esforço computacional demandado.
- Avaliar o comportamento de diferentes parametrizações do modelo WRF, no sentido de verificar, para a RD e RGV, quais conseguem melhor representar a entrada e comportamento da brisa marítima sobre o continente.
- Analisar a evolução diária da camada limite interna (CLI), formada pela brisa marítima, confrontando os resultados inferidos pelo modelo WRF com dados experimentais.
- Confrontar os dados superficial previstos pelo modelo WRF com os obtidos por medições feitas pela EMS.
- Confrontar o perfil vertical dos campos de ventos inferidos pelo modelo WRF com os medidos pelo SODAR.
- Confrontar a evolução diária do perfil da CLA inferido pelo modelo WRF com o levantado por LIDAR.

4 REVISÃO DA LITERATURA

4.1 A ATMOSFERA

A atmosfera terrestre (Figura 3) pode ser estratificada em quatro grandes camadas, em função do gradiente vertical da temperatura, porém, para efeito de estudos da poluição atmosférica, a camada próxima ao solo é a que tem maior interesse, já que é nela (Troposfera) onde ocorrem a quase totalidade dos lançamentos e dispersão de poluentes. Apesar de a sua espessura atingir, dependendo da latitude, até aproximadamente 15 km, os regimes turbulentos ficam mais restritos a uma camada de menor espessura (CLA) que é intimamente dependente dos fenômenos que ocorrem na superfície do planeta.

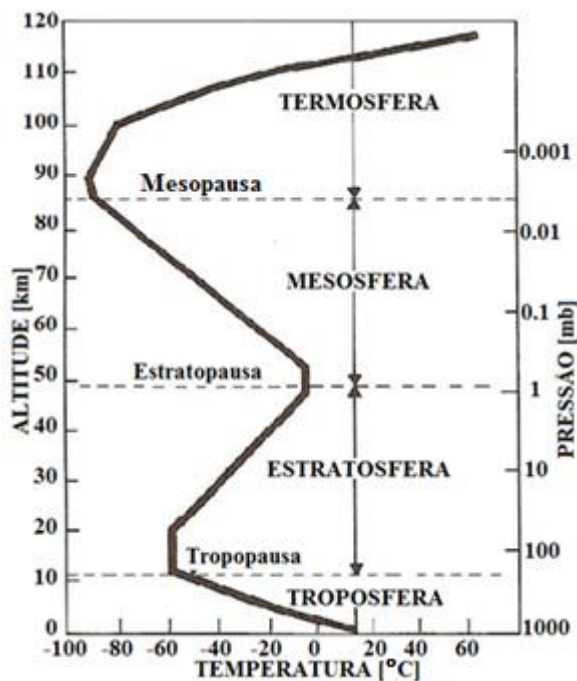


Figura 3: Estratificação da atmosfera.
Fonte: Adaptado de Arya (1999).

4.1.1 Camada limite atmosférica

A CLA é definida por Stull (1988) como sendo a região da atmosfera mais influenciada pelos efeitos da presença do solo, devido à troca vertical de quantidade de movimento, calor e umidade, cujos fenômenos estão na escala de uma hora ou menos. É nela que ocorrem os processos turbulentos responsáveis pelo transporte e dispersão dos poluentes atmosféricos, podendo, sua altura, variar de alguns metros até poucos quilômetros,

dependendo da intensidade dos raios solares incidentes, bem como de outros fatores como latitude, tipo de solo e ocupação, tipo de vegetação, umidade do solo, topografia, entre outros.

Quando os raios solares atingem a superfície do planeta, parte da energia é refletida e o restante é utilizado em outras formas como: fotossíntese das plantas; aquecimento do solo e corpos de água; evaporação da umidade existente na superfície do solo ou nos corpos d'água (CHEN e DUDHIA, 2001). A parte da umidade evaporada da superfície, associada à evapotranspiração das plantas, cria correntes ascendentes de vapor, aumentando a umidade do ar e, conseqüentemente, o albedo e a absorção de emissões de ondas curtas, além de contribuir com o processo de nucleação de contaminantes ou, em temperaturas mais baixas, voltar à condição líquida na forma de microgotas (nuvens). Por sua vez, o solo aquecido, além de conduzir parte da energia térmica para as suas camadas internas, transfere calor para as camadas de ar próximas, também forçando correntes ascendentes. Essas correntes criam uma região de baixa pressão em seu ponto de origem, fazendo com que massas de ar frias, mais próximas, se desloquem horizontalmente, criando vórtices de grandes dimensões.

Tais movimentos, apesar de aparentemente simples, têm alguma complexidade, pois sofrem a influência da viscosidade do ar, além do atrito com o solo e de interação com outros fenômenos de mesoescala (ventos anabáticos, catabáticos e de vale, brisas marítimas e terrestres, etc.) inserindo tensões nos vórtices maiores, fazendo com que se desdobrem, sucessivamente, em vórtices menores até atingirem dimensões milimétricas, onde as forças de atrito viscosas consigam transformar em calor a energia cinética neles contida, no processo, mostrado na Figura 4, conhecido como cascata de energia de Kolmogorov.

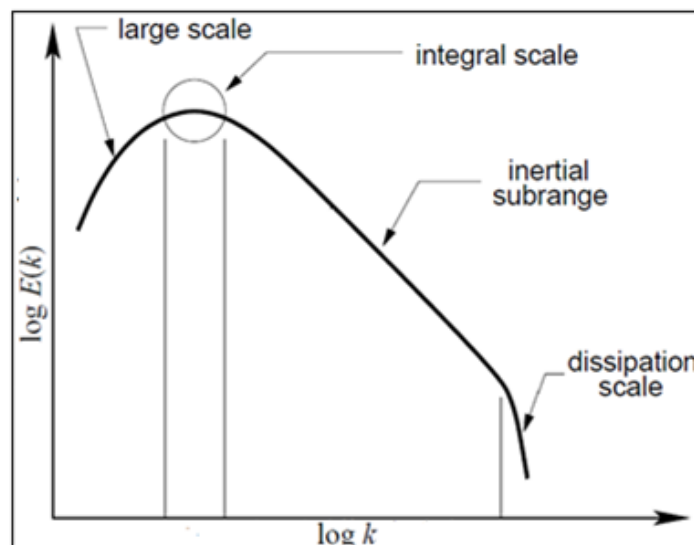


Figura 4: Cascata de energia de Kolmogorov
Fonte: McDonough (2007).

Mantidas as condições básicas para o seu aparecimento, a geração de novos grandes vórtices é um processo contínuo durante um grande período do dia, como também permanecem os seus desdobramentos em vórtices menores, fato que mantém, na atmosfera, um conjunto de vórtices de todas as dimensões. Com o esfriamento do solo durante o período noturno, apesar de cessarem as correntes ascendentes de calor e umidade, o processo de desdobramento continua ocorrendo de forma que, mesmo assim, a CLA apresenta um perfil turbulento. Esses processos podem ser visualizados na Figura 5 que mostra a evolução da CLA durante todo o período de um dia, onde são percebidas quatro grandes estratificações principais:

- Uma camada turbulenta diurna (Camada Limite Convectiva) onde estão presentes todas as escalas de vórtices, sendo que as maiores escalas começam a aparecer com a incidência dos primeiros raios solares que promovem o aquecimento da superfície;
- Uma camada estável noturna, próxima ao solo, que ocorre devido ao esfriamento da superfície da terra;
- Uma camada residual imediatamente acima da camada noturna, onde, devido ao fenômeno da cascata de energia, permanecem na atmosfera as menores escalas durante toda a noite, até o próximo ciclo que se inicia ao amanhecer.
- Uma camada próxima ao solo (camada superficial), na qual o processo turbulento se inicia, devido às variações térmicas e à rugosidade superficial.

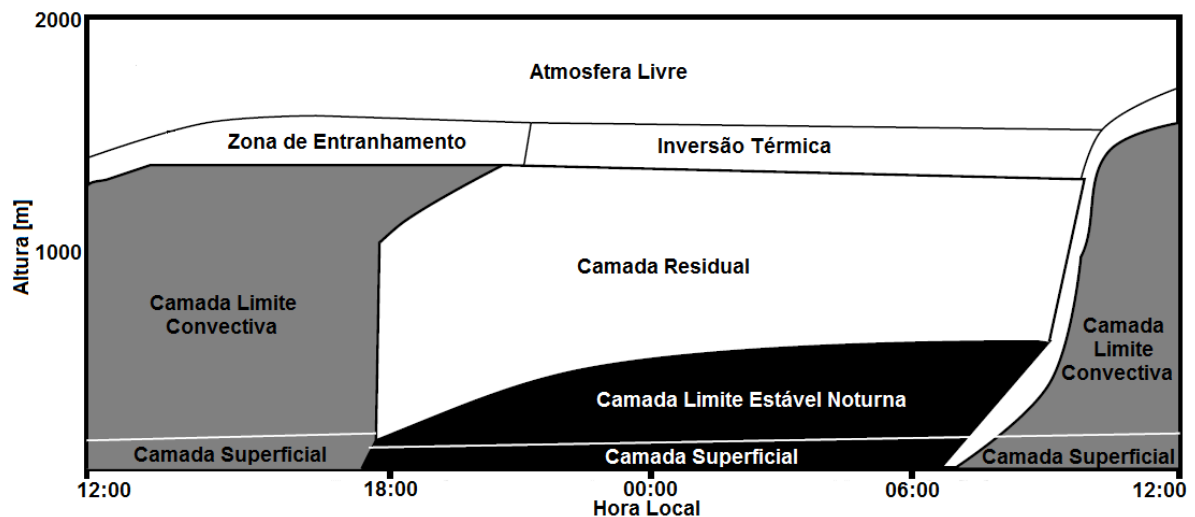


Figura 5: Evolução diária da CLA
Fonte: Adaptado de Stull (1988).

O perfeito domínio da evolução dos processos superficiais é de fundamental importância para descrever a evolução espacial e temporal do perfil atmosférico.

Apesar da complexidade, com algumas simplificações, as grandes escalas conseguem ser descritas pelos princípios de conservação de Euler, porém as menores escalas ainda não conseguem ser totalmente resolvidas pelas equações da dinâmica dos fluidos, o que levou a comunidade científica a desenvolver parametrizações que prescrevam matematicamente o comportamento dos processos físicos que ocorrem nessas escalas.

A dinâmica atmosférica, representada na Figura 5, não contempla, entre outras singularidades, os efeitos de brisas que ocorrem em regiões próximas a grandes volumes de água, que podem alterar, substancialmente, o comportamento do perfil da atmosfera, criando outra camada de menor temperatura, acima da camada superficial. Essa camada fria (devido à brisa marítima), que pode surgir ao longo do dia, consegue adentrar por vários quilômetros sobre áreas próximas da costa, aprisionando os poluentes emitidos na camada superficial ou reintroduzindo os lançados acima desta camada, porém próximos da interface.

4.1.2 Estabilidade atmosférica

A estabilidade atmosférica pode ser entendida como sendo a capacidade de resistir ou intensificar os movimentos verticais. Ela é geralmente utilizada nos estudos de dispersão como parâmetro para definir o estado turbulento da atmosfera, ou para descrever a capacidade de dispersão de poluentes por difusão turbulenta vertical (MOHAN e SIDDIQUI, 1998).

Em geral, o movimento vertical de uma massa de ar é suficientemente rápido, podendo ser desprezada a troca de calor entre ela e a atmosfera circundante, isto é, o processo pode ser considerado adiabático. Portanto, se uma determinada parcela de ar é deslocada para cima em condições que podem ser consideradas adiabáticas, ela sofre uma expansão volumétrica e, conseqüentemente, sua temperatura diminui. Haverá equilíbrio térmico se o decréscimo da temperatura da parcela de ar que sobe adiabaticamente for igual ao decréscimo, com a altura, da temperatura do ar que a circunda. Nessas condições, a atmosfera encontra-se em equilíbrio neutro (ou estabilidade neutra) e a temperatura tem gradiente térmico vertical adiabático. Nessas circunstâncias, uma parcela de ar a qualquer altura não tende a subir nem a descer. Em atmosferas neutras, o aspecto de uma pluma de poluentes assume a forma cônica, como ilustra a Figura 6, caso B. Nessas condições, a turbulência pode ser considerada homogênea, com turbilhões, aproximadamente de mesmo tamanho, atuando em todas as direções. Porém,

devido à troca de calor entre o sistema superfície-atmosfera e as influências das condições meteorológicas locais, raramente a atmosfera apresenta um perfil adiabático.

Se a temperatura do meio diminui mais rapidamente que o gradiente térmico vertical adiabático, uma parcela de ar que sobe adiabaticamente ficará mais quente e menos densa que o ar circundante e continuará a subir, amplificando os movimentos turbulentos, assim, a atmosfera está em equilíbrio instável e sua temperatura apresenta um gradiente térmico vertical superadiabático. Nessas condições, o aspecto da pluma assume uma forma serpenteante como o da Figura 6, caso A.

Ao contrário, se a temperatura do ar circundante diminui menos que o gradiente térmico vertical adiabático, ou mesmo aumenta com a altitude (inversão térmica), uma parcela de ar que sobe adiabaticamente ficará mais fria e mais densa que o ar circundante e tenderá a voltar a sua posição inicial, ocorrendo a supressão dos movimentos turbulentos. Nesse caso, a atmosfera encontra-se em equilíbrio estável. O aspecto da pluma em uma atmosfera estável é tubular como mostrado na Figura 6, caso C. Sob essas condições, por não existir a difusão turbulenta, a pluma é deslocada a grandes distâncias, mantendo as concentrações.

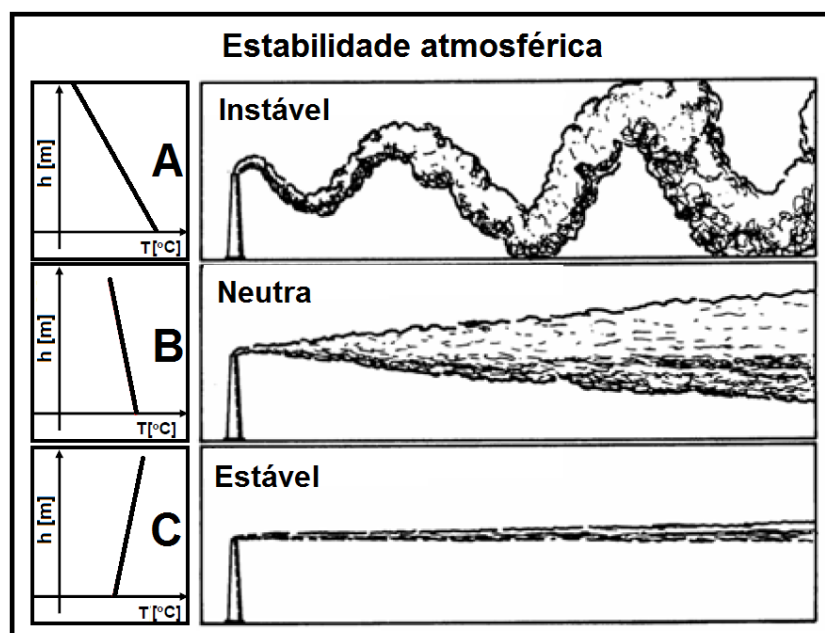


Figura 6: Forma da pluma de acordo com a estabilidade da atmosfera.
Fonte: Adaptado de Arya (1999).

Outra situação é a denominada *trapping*, que pode ser vista na Figura 7, caso F, quando a atmosfera encontra-se em estado neutro e logo acima, na altura da pluma, uma

camada de inversão se forma. Assim, os poluentes mais uma vez são aprisionados e se dispersam em formato cônico.

Existem ainda situações onde o perfil de temperatura sofre uma inversão com a altura e a pluma pode ser aprisionada na camada inferior, como a fumigação vista na Figura 7, caso E, onde uma inversão em determinada altura impossibilita a dispersão para altitudes mais elevadas, enquanto que na camada abaixo o perfil é instável. Desta forma, a dispersão do poluente se dá em direção descendente e as concentrações, ao nível do solo, podem ser bem altas. Uma das situações na qual o fenômeno da fumigação pode ocorrer é durante a ocorrência de brisas marítimas, objeto da pesquisa.

O inverso desse caso é a chamada condição do tipo antifumegante (Figura 7, caso D), onde uma estabilidade localizada abaixo da altura do ponto de emissão dos poluentes impede que eles se aproximem do solo.

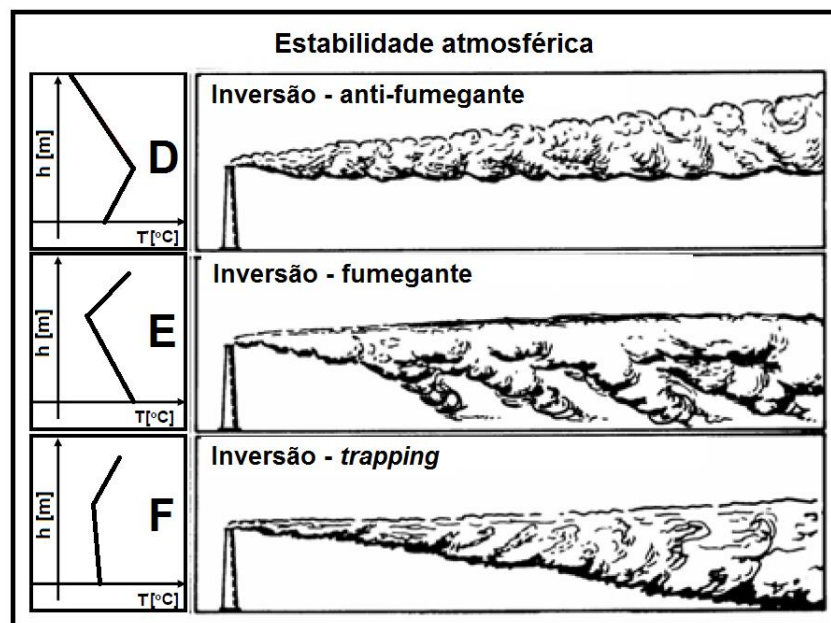


Figura 7: Formas da pluma em condições de inversão
Fonte: Adaptado de Arya (1999).

4.1.3 Processos próximos à superfície

A quase totalidade dos processos responsáveis pelas alterações espaço-temporais que ocorrem na CLA iniciam na superfície do planeta, decorrentes da incidência dos raios solares.

Estudos com objetivo de modelar a CLA consideram o balanço energético superficial, porém em alguns deles, processos que ocorrem na superfície do solo não são bem considerados, como, por exemplo, a umidade (McCUMBER e PIELKE, 1981).

A tarefa de parametrizar os processos que ocorrem na superfície do solo é bastante complexa, tendo em vista a dificuldade em fazer inferências precisas a respeito das várias características como:

- Permeabilidade superficial, que influencia, tanto na quantidade de água não absorvida por ele quando das precipitações (enxurradas), quanto no fluxo descendente em seu interior (percolação), características que influenciam a disponibilidade de umidade superficial do solo, envolvida no processo de evaporação;
- Capilaridade do solo, que determina o fluxo ascendente de umidade no interior do solo em períodos sem precipitações, também influenciando o processo de evaporação;
- Taxas de absorção radicular e evapotranspiração das plantas, fato que interfere nos fluxos de umidade, tanto aéreos, quanto internos ao solo;
- Área de sombreamento que depende do tipo e estágio da cobertura vegetal, interferindo na quantidade de radiação solar incidente, na fotossíntese e na evapotranspiração das plantas;
- Refletividade, condutividade térmica e emissividade do solo, fatores que determinam parte dos fenômenos que ocorrem na superfície, decorrentes da quantidade de radiação incidente.

Objetivando descrever as inúmeras combinações para os processos que dependem das características da superfície do planeta, são desenvolvidos modelos (parametrizações) para a camada limite superficial próxima ao solo e camada superficial do solo, considerando levantamentos aéreos e terrestres existentes, procurando traduzir um valor médio para as transformações que ali ocorrem. Mesmo assim, essas parametrizações, não acompanham pequenas variações espaciais e possíveis variações sazonais na camada superficial do solo devido, por exemplo, às alterações do uso e aos estágios da cobertura vegetal, fatos que podem alterar a acurácia das inferências feitas por modelos atmosféricos em tempos distintos, já que eles usam os arquivos de dados que descrevem globalmente as características da superfície terrestre que nem sempre conseguem acompanhar rápidas alterações sazonais que possam ocorrer, nem descrever, precisamente, tipos de solo e sua ocupação.

Exemplificando, os processos físicos tratados em uma das parametrizações usadas nesta pesquisa podem ser vistos na Figura 8, onde são mostradas, tanto as interações entre os processos que ocorrem na superfície do solo, quanto nas suas camadas superficiais.

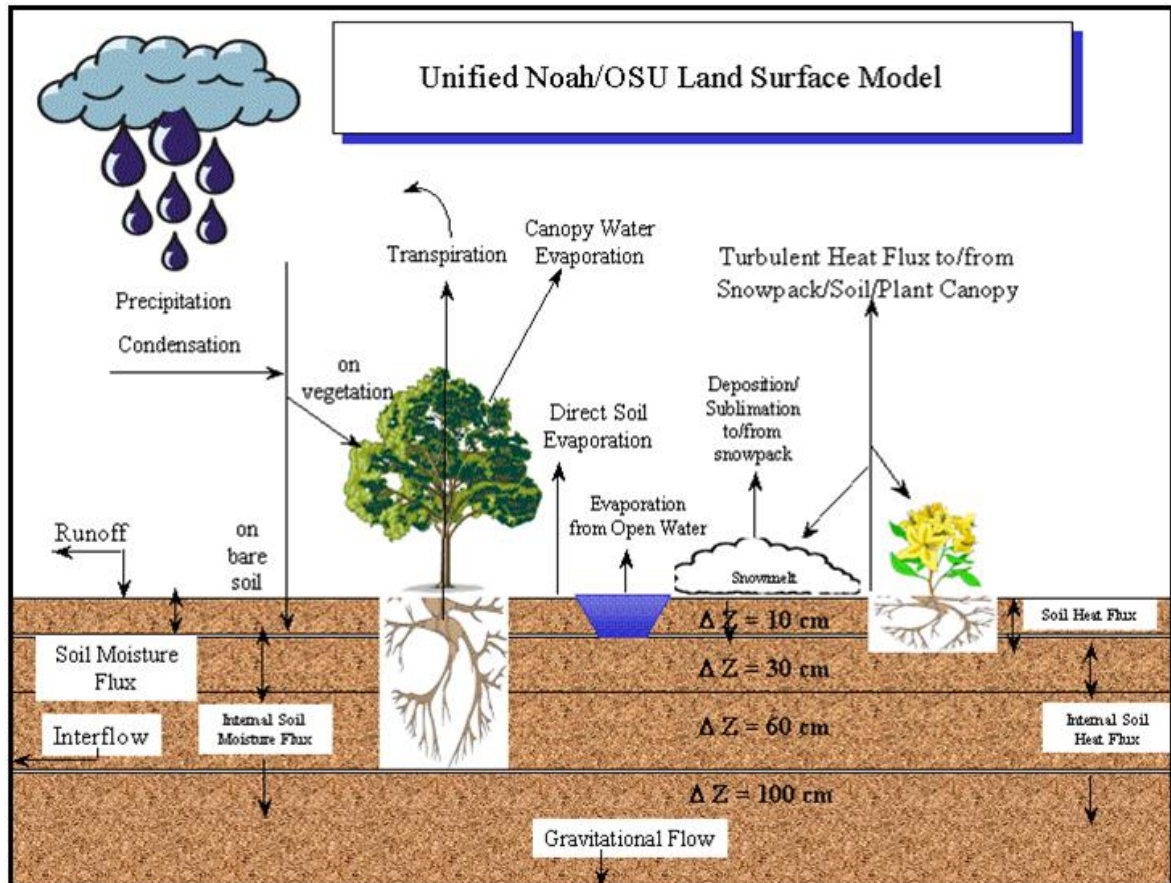


Figura 8: Processos físicos na superfície do solo
Fonte: Dudhia (2012).

Pode-se imaginar que são grandes as possibilidades de ocorrerem algumas variações espaço-temporais nos processos físicos apresentados na Figura 8, enquanto que, por seu lado, a parametrização tem a tarefa de descrever matematicamente, o mais acurado possível, tais variações. Apesar da complexidade, alguns processos são descritos por modelos de baixa complexidade (SMIRNOVA et al., 1997).

4.1.4 Brisas

Alguns fenômenos meteorológicos de mesoescala influenciam as circulações locais, tornando a descrição do perfil da CLA uma tarefa de considerável complexidade. A brisa marítima é um destes fenômenos, já bem conhecido (HAURWITZ, 1947; FISHER, 1961; SIMPSON, 1994; MILLER et al., 2003).

Em uma visão macro e negligenciando outros fenômenos, devido ao maior calor específico e ao constante movimento da superfície do mar, o aquecimento provocado pelos raios solares incidentes não fica restrito à superfície, sendo rapidamente distribuído por um

grande volume de água tornando a temperatura superficial praticamente constante, durante as vinte e quatro horas do dia. Ao contrário, no solo, como tem menor calor específico e nele não existe movimentação, a sua temperatura sofre grande variação durante um período diário fazendo com que, devido ao aquecimento do solo durante o dia, a porção de ar próxima se aqueça e se eleve criando, conseqüentemente, uma região de baixa pressão que, em determinadas condições, pode ser ocupada pelo ar mais frio que se encontra sobre a superfície do mar (Figura 9), formando uma grande célula de circulação na direção mar-terra, na baixa troposfera e em sentido inverso, na parte superior (CROSMAN e HOREL, 2010). Durante a noite, com o resfriamento do solo, o processo pode inverter-se, formando a brisa terrestre.

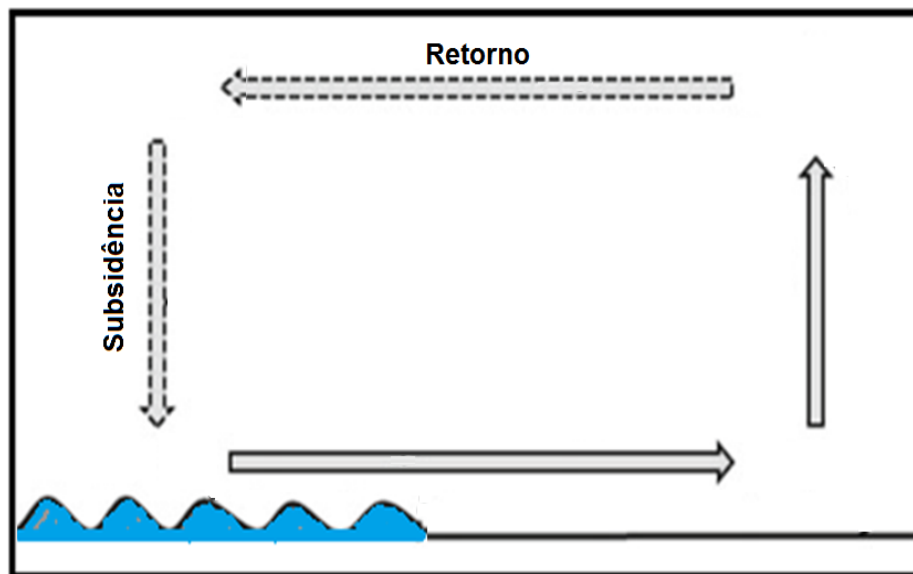


Figura 9: Esquema macro da brisa marítima
Fonte: Adaptado de Crosman e Horel (2010).

Focando mais detalhadamente, devido à maior temperatura do solo, a massa de ar fria vinda do oceano é aquecida pelo calor que os raios solares induziram no solo, criando uma camada quente e instável próxima à superfície, denominada camada limite interna (CLI). Tal camada aprisiona os poluentes liberados em seu interior bem como, reintroduz os existentes na camada estável sobre ela, aumentando a concentração de poluentes em áreas perto de grandes volumes de água (BOUCHLAGHEM et al., 2007; BOYOUK et al., 2011). Em síntese, o transporte e dispersão de poluentes em regiões próximas a grandes corpos d'água, tem comportamento diferenciado, se comparados com áreas mais distantes. A Figura 10 apresenta um desenho esquemático sobre o comportamento da brisa marítima, mostrando a captura e fumigação de uma pluma de poluentes lançados acima da CLI.

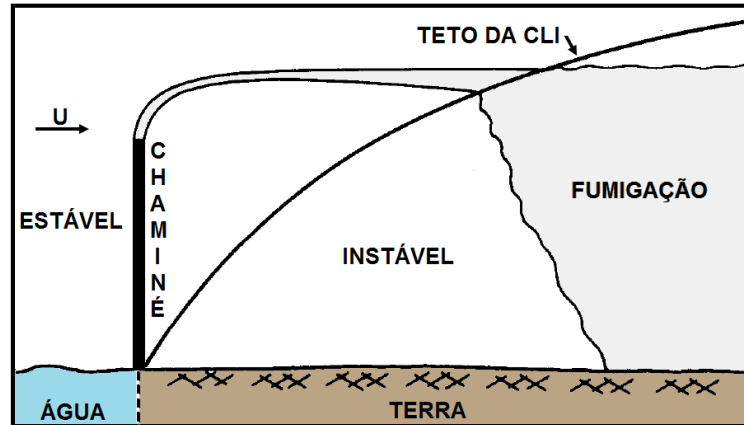


Figura 10: Esquema da brisa marítima
Fonte: Adaptado de Stunder et al. (1986).

O esquema mostrado por Portelli (1982), apresentado na Figura 11, ilustra uma grande campanha feita na margem canadense do lago Erie onde, além de aeronaves, foi usado na superfície um grande número de instrumentos fixos e móveis. O objetivo da campanha foi, especificamente, estudar o processo de fumigação e a dinâmica da brisa marítima na região, fenômeno responsável pela concentração, próximo ao solo, dos poluentes atmosféricos lançados pelas chaminés da central termelétrica de Nanticoke.

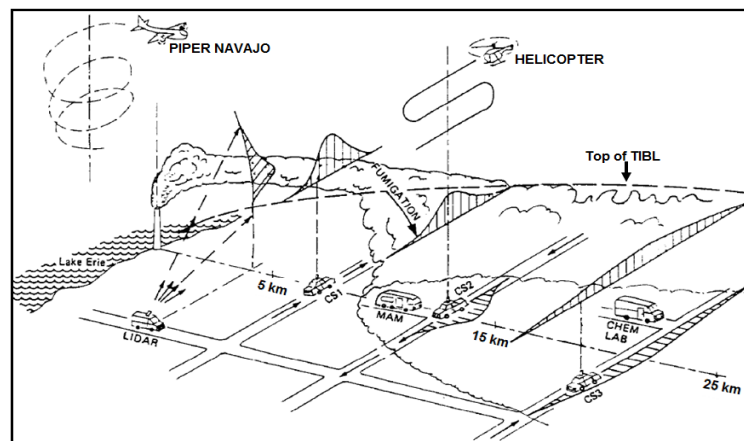


Figura 11: Esquema da campanha feita em Nanticoke.
Fonte: Portelli (1982).

Conforme relatado por Portelli (1982), Jiménes et al. (2006) e Papanastasiou et al. (2010), dependendo das condições sinóticas e do relevo, as brisas marítimas podem adentrar no continente, desde poucos, até dezenas de quilômetros.

Considerando que a ocorrência e intensidade da brisa marítima dependem de fatores como tipo de solo, relevo, linha de costa, velocidade e direção dos ventos sinóticos, entre

outros, a descrição exata da sua dinâmica torna-se complexa (MELAS et al., 1998; MILLER et al., 2003; PORSON et al., 2007).

Alguns estudos recentes têm examinado o desempenho de previsões do modelo WRF variando algumas parametrizações de CLA (*bl_pbl_physics*) (HAN et al., 2008; LI e PU, 2008; BERGE et al., 2008; XIE et al., 2012; GARCIA-DIEZ et al., 2013). No entanto, uma importante mudança foi introduzida no esquema YSU (HONG et al., 2006; HU et al., 2013) e um novo esquema para descrever a CLA, o *Asymmetric Convective Model 2* (ACM2), foi adicionado ao modelo WRF (PLEIM, 2007a, 2007b). Por conseguinte, o desempenho em descrever a dinâmica de brisas marítimas do esquema ACM2 e da atualização do esquema YSU precisam ser avaliados (HU et al., 2010; HU et al., 2013). Além disso, as parametrizações de camada superficial do solo (*sf_surface_physics*) têm importância fundamental para os modelos porque é na superfície que, devido à incidência dos raios solares e às irregularidades superficiais, os processos físicos que definem a estrutura da CLA são iniciados (XIU e PLEIM, 2001). Como tais processos não conseguem ser descritos pelas tradicionais equações da mecânica dos fluidos, uma parametrização que consiga descrever de forma eficaz a sua evolução espacial e temporal tem sido estudada por vários pesquisadores como Chen et al. (1996), Koren et al. (1999), Chen e Dudhia (2001).

4.2 DESCRIÇÃO SUSCINTA DO MODELO WRF

O modelo WRF foi introduzido no ano 2000 e tem sido aprimorado, constantemente, por diversos pesquisadores, por tratar-se de um modelo de código livre que vem, gradativamente, substituindo o modelo *NCAR/Penn State Mesoscale Model* (MM5), muito utilizado em pesquisas sobre parâmetros atmosféricos, mas que não sofre revisões desde 2005 (BERGE et al., 2008). O modelo WRF já sofreu diversas atualizações nas quais, além de remoção de alguns erros, foram acrescentadas novas parametrizações. Atualmente o modelo se encontra na versão 3.6.1, disponibilizada em julho de 2014.

No fluxograma dos processos realizados pelo modelo, mostrado na Figura 12, podem ser destacados os três módulos principais: o pré-processamento, o módulo de processamento e o pós-processamento. No módulo de pré-processamento (WPS), os dados de inicialização (meteorológicos e geográficos), de malhas horizontais e verticais, de aninhamentos, de tempos, ou seja, todo conjunto de dados de entrada do modelo, é processado e preparado para alimentar o módulo principal.

O módulo principal (WRF Model) recebe os dados que foram preparados no módulo de pré-processamento e, usando as equações de conservação e parametrizações, efetua o processamento e envia o resultado para o módulo de pós-processamento. Esse módulo, finalmente, fornece o conjunto de valores espaço-temporais de grandezas escalares e vetoriais como: temperaturas, pressões, umidades, velocidades, altura da CLA, fluxos de calor, precipitação pluviométrica, etc.

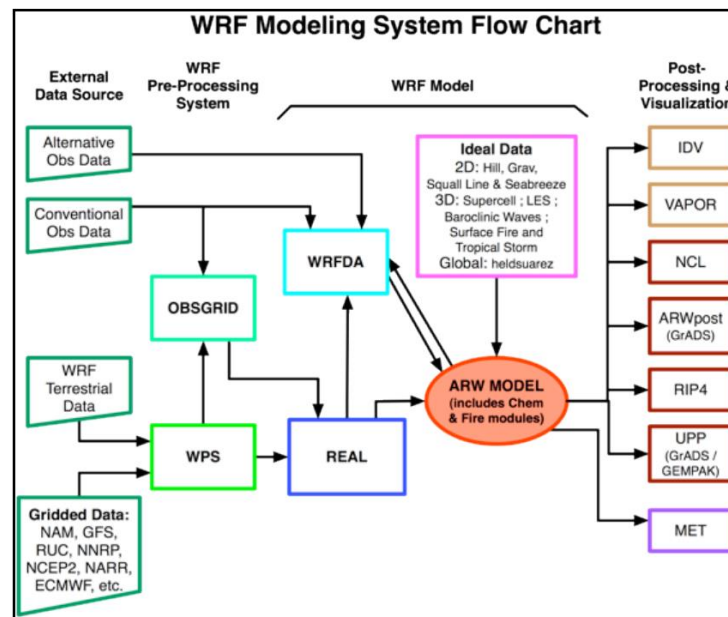


Figura 12: Fluxograma do modelo WRF
Fonte: NCAR (2012).

Quando de seu início, o modelo WRF utilizou parametrizações físicas do modelo MM5 e de outros modelos existentes. Ao longo do tempo, diversos pesquisadores desenvolveram novas parametrizações, com o objetivo de aumentar a precisão das inferências feitas pelo modelo. As principais contribuições tem sido a elaboração de novos modelos que consigam melhor traduzir os processos físicos submalha, na atmosfera e no solo.

4.2.1 Equações

Os parâmetros atmosféricos são simulados pelo modelo WRF usando o método de diferenças finitas, em malha horizontal e níveis verticais que podem variar em quantidade e espaçamento de modo a se ter maior densidade de dados em determinada região da coluna atmosférica. As variáveis escalares localizam-se no centro da célula, enquanto as vetoriais posicionam-se nas faces, representado todos os pontos das respectivas células. Os níveis

verticais, representados pela letra grega η (*eta*), assumem valores entre um, na superfície, e zero, no topo da coluna atmosférica, e são dados pela razão:

$$\eta = (P - P_{top}) / (P_0 - P_{top}) \quad (1)$$

sendo:

P = Pressão em um determinado nível *eta*.

P_{top} = Pressão no topo do perfil atmosférico.

P_0 = Pressão na superfície.

A resolução dentro de cada célula é feita por meio de parametrizações considerando a variação da física atmosférica, enquanto a integração das equações é feita usando o método *Runge-Kutta* de terceira ordem para integração temporal e advecção vertical e “*upwind*” de quinta ordem para advecção horizontal. O modelo usa o conjunto de equações:

Conservação da quantidade de movimento.

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V}u) - \partial_x(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_x) = F_U \quad (2)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V}v) - \partial_y(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_y) = F_V \quad (3)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V}w) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W \quad (4)$$

Conservação da energia termodinâmica.

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \mathbf{V}\theta) = F_\Theta \quad (5)$$

Conservação de massa.

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \quad (6)$$

Equação geopotencial.

$$\partial_t \phi + \mu^{-1}[(\mathbf{V} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (7)$$

Prognóstico do inverso da densidade.

$$\partial_\eta \phi = \alpha \mu \quad (8)$$

Equação do estado termodinâmico.

$$p = p_0 (R_d \theta / p_0 \alpha)^\gamma \quad (9)$$

onde:

$\mu(x, y)$ representa a massa por unidade de área no interior de uma determinada coluna (x, y) .

$$\mathbf{V} = \mu \mathbf{V} = (U, V, W)$$

$\mathbf{v} = (u, v, w)$ são as covariantes das velocidades nas duas direções, horizontal e vertical e w a contravariante da velocidade vertical.

$$\Omega = \mu \dot{\eta}$$

$$\Theta = \mu\theta$$

Θ = temperatura potencial

$\phi = gz$ (geopotencial)

p = pressão

p_0 = pressão de referência (normalmente, 10^5 Pascal)

$\alpha = 1/\rho$ = inverso da densidade

$$\gamma = C_p/C_v = 1,4$$

R_d = constante para o ar seco

F_U, F_V, F_W e F_Θ representam os termos das forçantes decorrentes da física do modelo, difusão turbulenta, projeções esféricas e rotação da Terra.

Nas equações, os subscritos x, y e η , denotam diferenciação em relação a cada uma destas variáveis, e:

$$\nabla \cdot \mathbf{V}a = \partial_x(Ua) + \partial_y(Va) + \partial_\eta(\Omega a) \quad (10)$$

$$\mathbf{V} \cdot \nabla a = U\partial_x a + V\partial_y a + \Omega\partial_\eta a \quad (11)$$

sendo a uma variável genérica.

4.2.2 Parametrizações

Os principais fatores que influenciam a turbulência atmosférica iniciam nas transformações que ocorrem na superfície do planeta (fluxos de calor e umidade, tensões geradas pelas irregularidades superficiais e topografia, entre outros). As parametrizações objetivam modelar todos os processos físicos, por meio de equações específicas desenvolvidas com base em processos empíricos e semiempíricos que, depois de inseridas no modelo WRF, têm seus resultados validados por pesquisadores, comparando, para diversas regiões do planeta, os valores estimados pelo modelo, com dados fornecidos por instrumentos que medem os parâmetros atmosféricos.

O desenvolvimento das parametrizações do modelo WRF está estruturado em cinco grandes grupos de trabalho (desenvolvimento numérico e de *software*; assimilação de dados; verificação e análise; desenvolvimento envolvendo a comunidade; implantação operacional), com um coordenador para cada grupo, um líder para cada subgrupo e pesquisadores trabalhando, sob esta liderança, em um determinado tema. Exemplificando, em 2013 o subgrupo que desenvolve modelos de parametrizações para microfísica (*mp_physics*) era

composto de quinze pesquisadores, liderados por um deles e o de modelo de processos que ocorrem na camada superficial do solo (*sf_surface_physics*) tinha oito pesquisadores.

Apesar das inúmeras possibilidades de combinações para a arquitetura do modelo WRF (dimensão dos domínios, razão entre malhas de domínios, dimensões das malhas horizontais e níveis verticais, número de domínios, entre outras), baseando-se nas diversas pesquisas realizadas como, por exemplo, Kain et al. (2006), Hong et al. (2004), Jankov et al. (2005), Morrison et al. (2007), Misenis et al. (2010), Lee et al. (2011), Shin e Hong (2011), as parametrizações de física têm demonstrado grande influência na acurácia do modelo em representar a estrutura da atmosfera nas diversas regiões do planeta, concentrando nestas parametrizações os maiores esforços nos desenvolvimentos do modelo WRF.

Exemplificando, conforme relatado por Pagowski (2005), naquele ano o modelo contava com somente três parametrizações para CLA, enquanto que, até a última versão, em 2014, esse número aumentou para treze.

Os processos físicos disponíveis no modelo WRF, mostrados na Figura 13, descrevem os esquemas de microfísica, radiação de ondas longas e curtas, cumulus, camada limite atmosférica, camada limite superficial e camada superficial do solo. Conforme mostrado na Figura 14, essas parametrizações de física estão intrinsicamente relacionadas, de forma que a alteração em uma delas pode interferir nas demais.

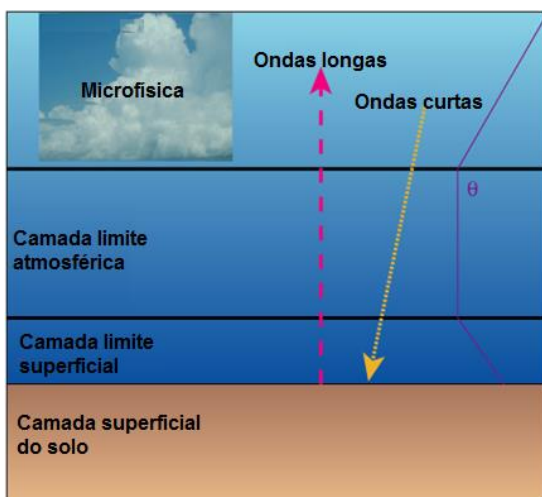


Figura 13: Processos físicos do modelo WRF
Fonte: Adaptado de Dudhia (2012).

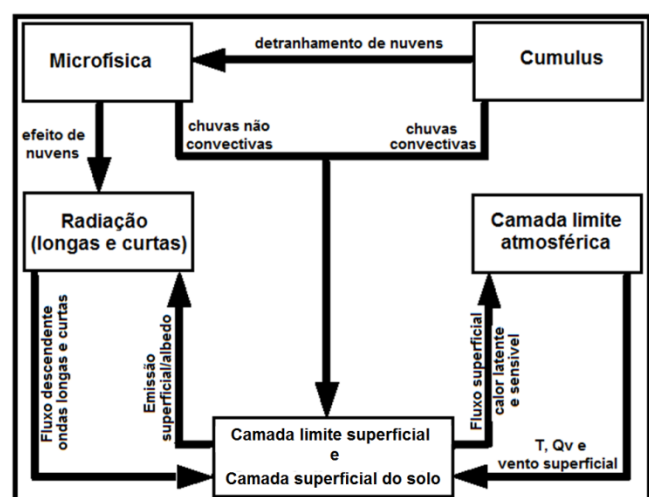


Figura 14: Interações entre parametrizações
Fonte: Adaptado de Dudhia (2012).

Os processos que envolvem as radiações de ondas longas, refletidas por nuvens, particulados e pela superfície do planeta são descritos pelo esquema *Longwave Radiation* (*ra_lw_physics*), e os de ondas curtas que incidem sobre as superfícies, pelo esquema

Shortwave Radiation (ra_sw_physics). A Figura 15 mostra o esquema gráfico dos processos de absorção, emissão e reflexão referentes às radiações de ondas longas e de ondas curtas, descritos pelos dois esquemas.

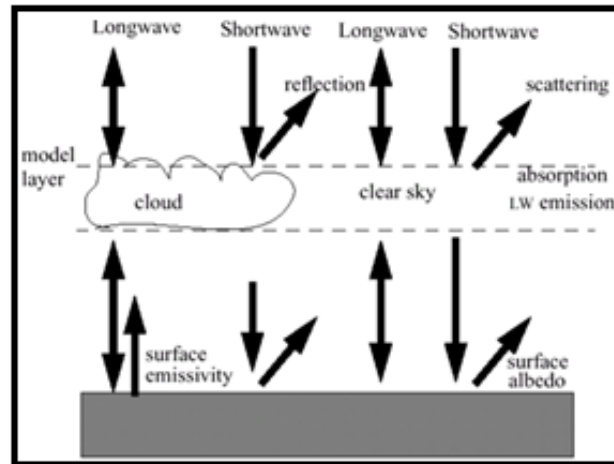


Figura 15: Processos radiativos
Fonte: Dudhia (2012).

A zona onde ocorre o transporte e difusão dos poluentes atmosféricos, a CLA, é uma estrutura formada pelos mais diversos tamanhos de vórtices, sofrendo a influência direta das interações com a superfície terrestre, tanto pelos fluxos de calor e umidade, quanto pelo atrito. A Figura 16 ilustra as interações entre as parametrizações físicas da superfície e suas influências no comportamento da CLA.

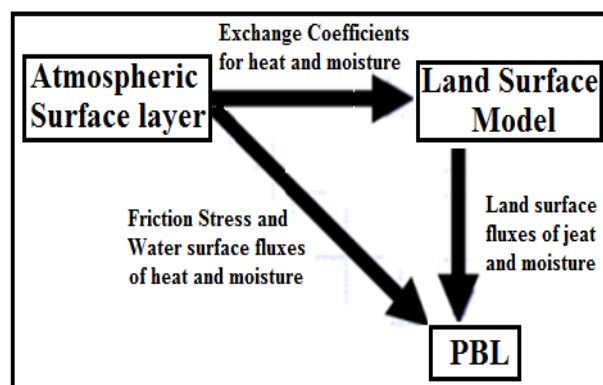


Figura 16: Física da superfície
Fonte: Dudhia (2012).

Fazendo um maior detalhamento dos processos superficiais que são parametrizados pelo modelo, a Figura 17 mostra os fluxos que ocorrem, tanto nas superfícies de corpos d'água e da terra, quanto nas primeiras camadas do solo.

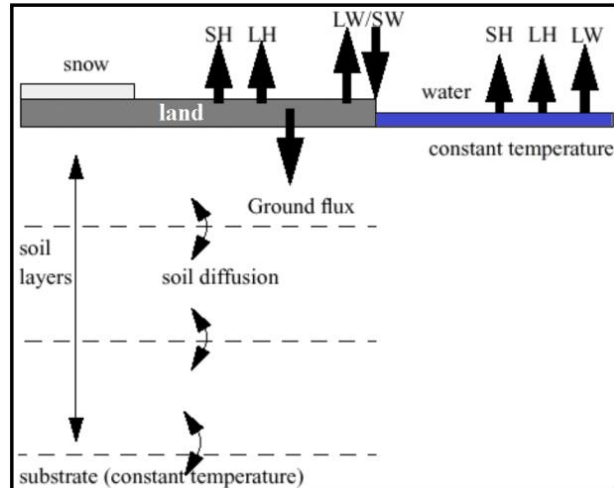


Figura 17: Fluxos superficiais
Fonte: Dudhia (2012).

Alguns processos governam a turbulência que ocorre no interior da CLA com grande importância no transporte e difusão dos poluentes atmosféricos, envolvendo *momentum* e fluxos de calor e umidade. As parametrizações de CLA modelam as trocas turbulentas em toda a coluna vertical do modelo. A figura 18 ilustra os processos e sua distribuição ao longo do perfil vertical da atmosfera, desde o solo até a camada estável.

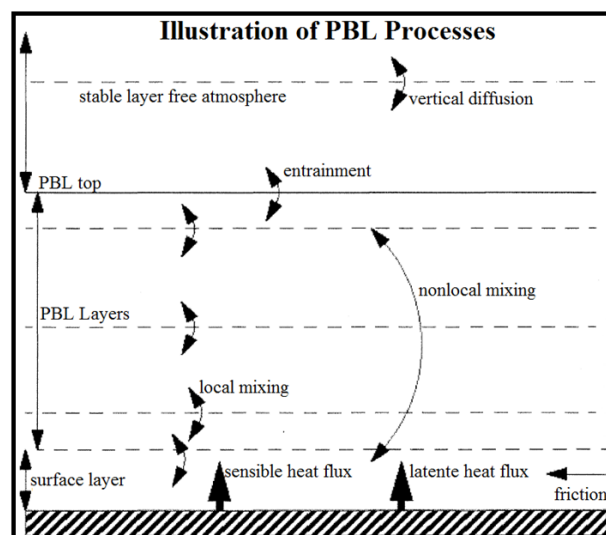


Figura 18: Processos na CLA
Fonte: Dudhia (2012).

A Figura 19 mostra uma ilustração dos processos descritos pelas parametrizações de *cumulus* que descrevem os fluxos convectivos de massas, desde o solo até a região da atmosfera acima da CLA, decorrentes dos gradientes térmicos causados pelas radiações.

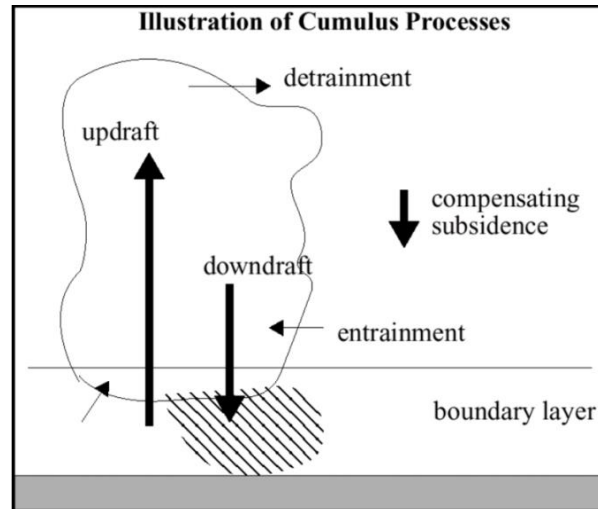


Figura 19: Processos de cumulus
Fonte: Dudhia (2012).

As parametrizações de microfísica descrevem os processos, ilustrados na Figura 20, envolvendo as interações/mudanças de estado que ocorrem entre as massas de vapor, chuva, neve, gelo, nuvens e granizo presentes nas regiões dos domínios do modelo.

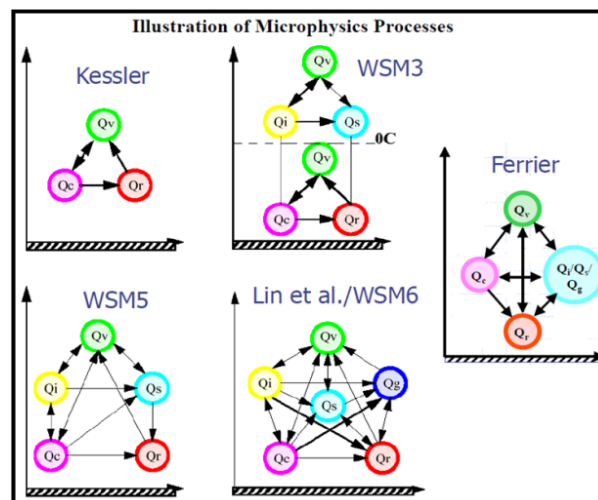


Figura 20: Processos de microfísica
Fonte: Dudhia (2012).

O conjunto de parametrizações de física do modelo WRF tem sido objeto de constante pesquisa sendo que, a cada nova versão, outras opções são acrescentadas e posteriormente avaliadas pelos usuários do modelo em diversas regiões do planeta, verificando, para cada caso e objetivo, qual conjunto consegue melhor descrever os parâmetros estudados. A Tabela 1 mostra o número de parametrizações para cada processo de física, descritos anteriormente, na versão 3.6.1 do modelo WRF.

Tabela 1: Número de parametrizações de física do modelo WRF.

Processo	Quantidade de parametrizações
Radiação – ondas longas (<i>ra_lw_physics</i>)	06
Radiação – ondas curtas (<i>ra_sw_physics</i>)	10
Camada limite superficial (<i>sf_sfclay_physics</i>)	08
Camada superficial do solo (<i>sf_surface_physics</i>)	09
Camada limite atmosférica (<i>bl_pbl_physics</i>)	13
Cumulus (<i>cu_physics</i>)	11
Microfísica (<i>mp_physics</i>)	17

As parametrizações da CLA têm interdependência com as de camada limite superficial (CLS), de modo que o uso de uma implica na escolha de outras específicas, como mostrado na Tabela 2, onde são descritos os códigos das parametrizações.

Tabela 2: Dependência entre parametrizações de CLA e de CLS.

Processo	Concordância entre códigos das parametrizações										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	99
Camada limite atmosférica (<i>bl_pbl_physics</i>)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	99
Camada limite superficial (<i>sf_sfclay_physics</i>)	1	2	3	4	1, 2, 5	1, 2, 5	1, 7	1, 2	1, 2	10	1

Da mesma forma, o número de camadas no interior do solo (*num_soil_layers*) depende de qual parametrização é usada para camada superficial do solo (*sf_surface_layer*). A Tabela 3 mostra exemplos de combinações permitidas entre estas parametrizações.

Tabela 3: Dependência entre parametrizações de camada superficial do solo e número de camadas do solo

Processo	Concordância entre códigos das parametrizações				
	0	1	2	3	7
Camada superficial do solo (<i>sf_surface_physics</i>)	0	1	2	3	7
Número de camadas do solo (<i>num_soil_layers</i>)	-	5	4	6	2

Parametrizações que representem com maior precisão a CLA são importantes para simulações realistas de qualidade do ar. A parametrização de turbulência visa fazer inferências sobre a variação, em todos os pontos da grade, dos valores de parâmetros atmosféricos não resolvidos.

Nesta pesquisa foi investigado o desempenho de três esquemas de CLA, dois de fechamento não local (YSU e ACM2), e um de fechamento local (MYJ) e dois esquemas de camada superficial do solo (RUC e *Noah*).

A parametrização YSU é um esquema de fechamento não local de uma equação, com termo de contragradiante na equação de difusão turbulenta. Ela foi modificada a partir da versão 3.1 do modelo WRF, pela formulação de Hong et al. (2006), alterando de 0,00 para 0,25 o número de bulk Richardson sobre a superfície do solo, aumentando, assim, a difusão na camada limite estável. Também é conhecida como modelo de fechamento de primeira ordem porque, para expressar o efeito de turbulência nas variáveis principais, não requer uma equação adicional. Para resolver a camada de mistura, adiciona um termo (γ_c) para expressar a difusão turbulenta que é dada pela equação:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_c \left(\frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c \right) - (\overline{w'c'})_h \left(\frac{z}{h} \right)^3 \right] \quad (12)$$

onde:

C representa calor ou momento, K_c o coeficiente de difusividade turbulenta, γ_c é um termo de ajuste para o gradiente local e $(\overline{w'c'})_h$ é o fluxo na camada de inversão (XIE et al., 2012).

A parametrização ACM2 (PLEIM, 2007a, b) inclui uma componente de difusão turbulenta de primeira ordem em adição ao esquema original ACM de transporte explícito não local (PLEIM e CHANG, 1992). A modificação foi feita para melhorar a forma do perfil vertical próximo à superfície. A Figura 21 representa, graficamente, as diferenças como são feitas as trocas entre camadas, nas parametrizações ACM e ACM2.

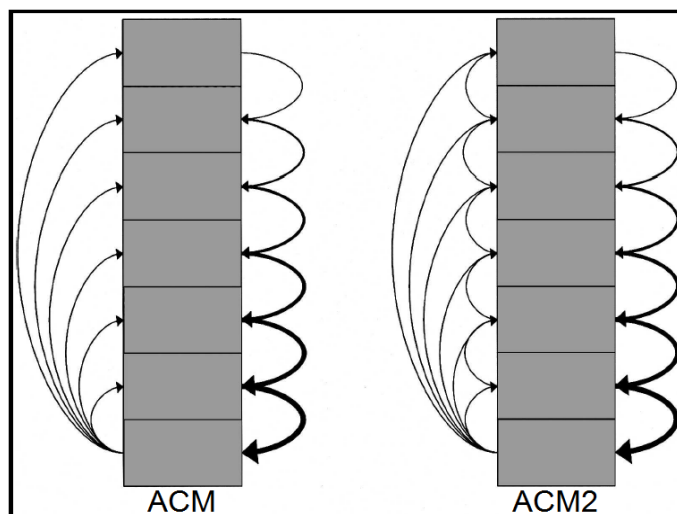


Figura 21: Fechamento local x fechamento não local, representação esquemática ACM x ACM2.

A parametrização ACM2 é um misto de fechamento local e não local, tratando os fluxos não locais usando uma matriz transiente de modo que, para condições neutras e estáveis, o esquema ACM2 desliga o transporte não local e usa o fechamento local (XIE et al., 2012). A sua equação governante é:

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = f_{conv} Mu C_1 - f_{conv} Md_i C_i + f_{conv} Md_{i+1} C_{i+1} \frac{\Delta z_{i+1}}{\Delta z_i} + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_c (1 - f_{conv}) \frac{\partial C_i}{\partial z} \right] \quad (13)$$

onde:

Mu representa a taxa de difusão convectiva ascendente não local, Md_i é a taxa de difusão descendente vinda do nível i ao nível $i-1$, C_i o escalar no nível i e Δz_i a espessura da camada i . O termo f_{conv} controla a contribuição da difusão não local versus a difusão local. Este fator de ajuste f_{conv} é obtido a partir da razão de fluxo de calor não local em relação ao fluxo de calor total na parte superior da camada superficial do solo (HOLTSLAG e BOVILLE, 1993). O fator f_{conv} cresce rapidamente a partir de zero para o caso de atmosfera estável ou neutra, ficando assintoticamente próximo de 0,5 para atmosfera instável. O termo f_{conv} é definido como,

$$f_{conv} = \left[1 + \frac{k^{-2/3}}{0,1a} \left(-\frac{h}{L} \right)^{-1/3} \right]^{-1} \quad (14)$$

onde:

a é uma constante empírica igual a 7,2, k é a constante de Von Karman, h é a altura da CLA e L é o comprimento de Monin-Obuchov (XIE et al., 2012).

A parametrização MYJ é um esquema de fechamento local, que também é chamado de esquema de fechamento TKE porque determina o coeficiente de difusão turbulenta a partir de prognósticos da energia cinética turbulenta. Fornece os fluxos turbulentos de cada ponto a partir dos valores médios das variáveis atmosféricas (XIE et al., 2012). O modelo expressa a difusividade como:

$$K_c = S_c l e^{1/2} \quad (15)$$

onde:

S_c é um coeficiente empírico, l é a maior escala de comprimento e e é a energia cinética turbulenta.

Mellor e Yamada (1982) argumentam que o esquema MYJ é adequado para fluxos estáveis e ligeiramente instáveis, mas que podem ocorrer erros quando o fluxo se aproxima do limite de convecção livre.

É importante mencionar que cada um dos três esquemas tem sua própria técnica para diagnosticar o valor da altura (h) da CLA que é usado em outras parametrizações físicas quando necessário. O esquema YSU, para condições instáveis, determina h como o primeiro nível neutro dado pelo número de Richardson (HONG et al., 2006). O esquema ACM2 utiliza uma forma semelhante, determinando h como a altura acima do nível em que o número de bulk Richardson excede o valor crítico (PLEIM, 2007b). Ao contrário, o esquema MYJ determina h como a altura onde a energia cinética turbulenta assume valores mínimos.

Trabalhando em conjunto com as parametrizações de CLA, os esquemas de camada limite superficial (*sf_sfclay_physics*) desempenham um papel importante na interação entre o solo e a atmosfera, proporcionando uma evolução mais acurada dos parâmetros atmosféricos para os esquemas de CLA. Essas parametrizações calculam a velocidade de fricção e fornecem as tensões superficiais para os esquemas de CLA e os coeficientes para o esquema de camada superficial do solo (*sf_surface_physics*) calcular os fluxos de calor e umidade. No caso de superfícies de água, os fluxos de superfície são calculados no próprio esquema de camada superficial do solo.

Um esquema frequentemente usado para calcular os fluxos turbulentos superficiais é a teoria da similaridade de Monin-Obukhov (MONIN e OBUKHOV, 1954; OBUKHOV, 1971), fornecendo informações sobre os perfis da camada superficial do solo que são usados para fazer inferências sobre a temperatura e a umidade a 2 m e ventos a 10 m entre outras variáveis.

Os esquemas de camada limite atmosférica YSU e ACM2 podem ser acoplados com o esquema de camada superficial do solo MM5-similaridade (ZHANG e ANTHES, 1982) que determina os coeficientes de troca superficiais de momento, calor e umidade, usando as funções de estabilidade propostas por Paulson (1970) e considera quatro esquemas de estabilidade de acordo com Zhang e Anthes (1982). Sobre o mar, o parâmetro Charnock é usado para relacionar comprimento de rugosidade e velocidade de fricção e, para melhorar os fluxos superficiais de calor e umidade, usa a velocidade convectiva proposta por Beljaars (1994).

O esquema MYJ só pode ser acoplado com o esquema de camada superficial do solo Eta-similaridade que também é baseado na teoria da similaridade de Monin-Obukhov e inclui parametrizações para uma subcamada viscosa. Ele calcula os fluxos superficiais usando um método iterativo. Sobre a terra, para temperatura e umidade, os efeitos da subcamada viscosa estão relacionados com a variação da altura da rugosidade, como proposto por Zilitinkevich (1995), enquanto que sobre o mar a subcamada viscosa é parametrizada, segundo Janjic (1994). Para casos de camada superficial estável, a fim de evitar singularidades é aplicada a correção proposta por Beljaars (1994).

No caso da camada superficial do solo (*sf_surface_physics*), a parametrização RUC resolve a difusão térmica e a equação de transferência de umidade de Richards em seis ou mais níveis (SMIRNOVA et al., 2000). Os coeficientes de umidade do solo são especificados como função de 11 classes de solos, além de turfa, conforme mostrado por Clapp e Hornberger (1978). O balanço de energia e umidade é resolvido em uma fina camada que abrange a superfície do solo, sendo levado em conta o impacto da vegetação na evapotranspiração em função de cada uma das 11 classes de solo.

Na parametrização *Noah* (CHEN e DUDHIA, 2001), são feitos prognósticos sobre a temperatura e umidade do solo em quatro camadas, bem como a umidade da cobertura vegetal. A temperatura superficial é calculada por uma equação linear simples que traduz o balanço de energia do conjunto superfície do solo e vegetação superficial. Desta forma, a temperatura do solo é inferida resolvendo a equação de difusão térmica de Richards e o impacto da evapotranspiração da vegetação é similar à parametrização RUC. Considera 16 classes de cobertura vegetal e 16 categorias de solo.

4.3 PESQUISAS RELACIONADAS COM O TEMA

Nos estudos sobre a brisa marítima podem ser distinguidas duas grandes vertentes. Uma, cujo principal objetivo dos pesquisadores é estabelecer uma relação numérica que possa descrever a brisa marítima em função do diferencial térmico mar-terra e ventos sinóticos predominantes onde, entre outras, encontram-se as pesquisas desenvolvidas por Haurwitz (1947), Watts (1955), Fisher (1961), Biggs e Graves (1962), Estoque (1962), Matheus (1982) e Miller et al. (2003). Outros grupos de pesquisadores têm desenvolvido trabalhos no sentido de aferir a capacidade dos modelos matemáticos em descrever a dinâmica das brisas, entre

eles, Talbot et al. (2007), Melas et al. (1998), Papanastasiou et al. (2010), Hernandez-Ceballos et al. (2012), Phan e Manomaiphiboon (2012) e De León e Orfila (2013).

Os estudos desenvolvidos por Watts (1955), na costa sul da Inglaterra, encontrou que, para aquela região, em condições sinóticas de ventos fracos, bastava um diferencial térmico de 1°C, entre a terra e o mar, para que ocorresse o fenômeno da brisa marítima enquanto que, para velocidades de ventos sinóticos na ordem de 8 ms⁻¹, era necessário um diferencial térmico de 11 °C para que se pudesse perceber a mudança da direção do vento pelo efeito da brisa.

Estudando o comportamento da brisa, no período que compreendia os anos de 1958 e 1959, na costa Oeste do Lago Erie, Biggs e Graves (1962) definiram um índice (*Lake-Breeze Index*) relacionando as forças inerciais dos ventos sinóticos com as forças geradas pelo diferencial térmico terra-mar. Depois de várias observações concluíram que a brisa marítima ocorria quando os valores de $U^2/C_p T$ eram menores que 3 vezes os valores de $\Delta T/T$, onde U e T são a velocidade e temperatura distante da zona de influência da brisa, C_p o calor específico do ar e ΔT o diferencial térmico entre a terra e o mar.

Os estudos de Mahrer e Pielke (1977), no sentido de verificar a influência dos ventos anabáticos, catabáticos e de vales, existentes em um relevo mais complexo, usaram um modelo analítico para descrever tanto as brisas marítimas quanto os fenômenos de mesoescala decorrentes da topografia, em uma área costeira limitada por montanhas próximas, tendo encontrado que os dois fenômenos interagem entre si, alterando os perfis tanto das brisas noturnas quanto das diurnas.

Liu et al. (1979) destacaram a deficiência dos modelos existentes em representar os processos na superfície e desenvolveram um código numérico inserindo novas equações, com parametrização empírica para os fluxos superficiais (umidade e calor), modelando analiticamente a brisa marítima em uma região com linha de costa complexa na Baía de Tampa, na Flórida. Comparando com medições locais, os autores afirmam que, com as modificações, os resultados mostraram bom desempenho em descrever as brisas terrestres e marítimas para a região.

Estoque e Gross (1981), com o intento de avaliar a influência da topografia sobre as brisas marítimas, compararam as medições feitas, por radiossondagem, nas imediações do lago Ontário, quando da ocorrência de um episódio de brisa marítima em 03 de outubro de 1972, com os inferidos por um modelo numérico similar ao usado por Anthes et al. (1971). Incluíram uma parametrização para descrever os fluxos turbulentos horizontais e verticais que não eram considerados no modelo e negligenciaram a parametrização de cumulus que,

segundo os autores, não é importante para estudos sobre os fenômenos de brisas marítimas. Concluíram que elevações na superfície da ordem de 100 metros, distantes 10 km da linha de costa, influenciavam significativamente as brisas na região pesquisada.

Em um estudo voltado para segurança de pousos e decolagens feito para o *Royal Australian Navy – Department of Defense, Camberra, Mathews (1982)*, analisou a influência das brisas marítimas nas variações da direção do vento constantes dos dados de uma estação de superfície distante 15 km da costa, durante os meses de verão dos anos de 1958/59 e 1977/78 encontrando que a componente vetorial devido à brisa marítima, responsável pelo desvio da direção do vento, dependia diretamente do diferencial térmico superficial terra-mar segundo a relação:

$$V = 2,57\Delta T^{1/2} \quad (16)$$

onde:

V = Componente vetorial da velocidade, relativa à brisa marítima [ms^{-1}]

ΔT = Diferencial térmico terra-mar [$^{\circ}\text{C}$]

As pesquisas iniciais, no sentido de formular modelos que descrevam analiticamente o efeito da brisa marítima, consideravam uma superfície plana, como é o caso dos estudos de Defant (1951), Fisher (1961) e Estoque (1962).

Seis modelos analíticos que prescrevem a altura da CLI, usuais para descrever a brisa marítima, foram avaliados estatisticamente por Stunder e Sethuraman (1985), comparando as suas inferências com os dados obtidos por experimentos feitos nas regiões de *Long Island*, em *New York*, nos USA e *Kashimaura bay*, no Japão. Para condições de atmosfera estável, constataram que, para os primeiros 12 km de entrada da brisa, o modelo de Venkatram (1977) superestimou em muito a altura da brisa, chegando a inferir o dobro da altura, enquanto os modelos de Van Der Hoven (1967), Plate (1971), Peters (1975) e Weisman (1976) a subestimaram, segundo esta ordem, chegando o de Weisman (1976) a inferir a metade da altura da brisa. O modelo de Raynor (1975) foi o que mais se aproximou dos valores observados. Para condições de instabilidade atmosférica, nenhum dos seis modelos conseguiu prever satisfatoriamente a altura sendo que, o de Plate (1971) que superestimou e o de Venkatram (1977) que subestimou, foram os dois que mais se aproximaram dos valores medidos. Concluíram que nenhum dos seis modelos avaliados apresentou boa acurácia em avaliar a altura da CLI, o que poderia comprometer estudos sobre os efeitos de lançamentos

feitos em chaminés próximas à costa, podendo aumentar as concentrações de poluentes nas partes mais próximas ao solo, devido ao fenômeno de fumigação e reintrodução dos poluentes na CLI.

Na outra vertente, os pesquisadores verificaram a acurácia das inferências feitas por modelos numéricos. Nesse sentido, normalmente, é avaliada a capacidade dos modelos em reproduzir a dinâmica das brisas marítimas e lacustres, tanto sob o ponto de vista espacial quanto temporal.

Estudando o resultado da oposição do fenômeno de brisa marítima aos ventos sinóticos, presentes em uma região industrial, caracterizada por topografia simples, ao norte da França, Talbot et al. (2007) compararam os resultados simulados pelo modelo numérico de mesoescala Meso-NH, com os medidos com LIDAR e SODAR. Usando traçadores passivos emitidos na baixa troposfera, observaram que o modelo numérico conseguiu representar o fenômeno de brisa marítima, quando comparado com medições feitas por instrumentos.

Rani et al. (2010) usou o modelo numérico *High-resolution Regional Model* (HRM) para estudar a dinâmica da brisa marítima durante o período que antecedia monções na costa Oeste indiana, comparando os resultados inferidos pelo modelo com os medidos por radiossondagem e outros coletados sobre o oceano. Concluíram que o modelo HRM conseguiu simular razoavelmente bem a estrutura da atmosfera, durante o fenômeno de brisa marítima.

Usando o modelo WRF para estudar a influência da topografia e costa irregular no comportamento do modelo em representar a brisa marítima em uma área na região de *Volos*, na Grécia, onde existem, além de um golfo com dimensões aproximadas de 30 km x 6 km, vários picos que atingem até 1700 m, Papanastasiou et al. (2010) encontraram que o modelo conseguiu representar bem o ciclo diário dos ventos, e temperaturas, tendo indicado que a brisa marítima atingiu uma altura de 600 m a uma distância de 20 km da costa.

Shin e Hong (2011) avaliaram a acurácia de cinco parametrizações de CLA para o modelo WRF, comparando os resultados inferidos com os medidos na campanha *Cooperative Atmosphere-Surface Exchange Study* (CASES-99), descrita por Poulos et al. (2002) quando, no período de 01 a 30 de outubro de 1999, foram usados vários instrumentos com o objetivo de levantar o comportamento da CLA na região de Leon, Kansas, USA, região plana, com pequenas ondulações, cobertura vegetal de capim com altura em torno de 0,5 m.

Foram usadas duas parametrizações com esquema de fechamento não local de uma equação, *Yonsei University* (YSU) e *Asymmetric Convective Model 2* (ACM2) e três com esquema de fechamento local de uma equação e meia (TKE), *Mellor-Yamada-Janjic* (MYJ),

Quase-Normal Scale Elimination (QNSE) e *Bougeault-Lacarrère* (BouLac). Os resultados mostraram que, durante o dia, houve grande discrepância entre as inferências feitas para as variáveis termodinâmicas de superfície enquanto que, para o período noturno, os resultados convergiram entre si, porém com grandes desvios em relação ao observado. Por outro lado, o campo de vento mostrou maiores desvios à noite. Quanto à estrutura da CLA, os esquemas de fechamento não local apresentaram melhores resultados para situações de atmosfera instável, enquanto que, para atmosfera estável, esquemas de fechamento local (TKE) mostraram melhor desempenho.

Como, no modelo WRF, cada parametrização de CLA está associada a uma parametrização de CLS, também avaliaram a contribuição relativa destas parametrizações no comportamento da CLA. Para tal, associaram a parametrização de BouLac para CLA com quatro parametrizações de CLS (*MM5 similarity*, *PX similarity*, *Eta similarity* e *QNSE similarity*). Nesse caso encontraram que, tanto em situações de atmosfera instável como estável, as parametrizações de superfície tinham maior influência nas variáveis termodinâmicas próximas da superfície do que as parametrizações de CLA, enquanto o momento próximo à superfície mostrou maior dependência do esquema de parametrização de CLA em períodos de instabilidade atmosférica.

Voltados para a acurácia dos dados meteorológicos que alimentam o modelo *Community Multi-scale Air Quality Model* (CMAQ), Cheng et al. (2012) testaram duas parametrizações de CLA para verificar a sensibilidade do modelo WRF. Comparando os resultados, encontraram que, sem a ocorrência de brisas, a parametrização YSU prevê uma altura da CLA maior que a parametrização MYJ. Com ocorrência de brisas, durante a noite, a YSU prevê uma brisa terrestre mais fraca que a MYJ enquanto que, durante o dia, próximo à costa, a YSU prevê maior brisa marítima que a MYJ, por outro lado, mais distante da costa, a YSU prevê menores velocidades de ventos que a MYJ.

Em uma área costeira da Tailândia, Phan e Manomaiphiboon (2012) estudaram o desempenho do modelo numérico de mesoescala MM5 em detectar eventos de brisa marítima, tanto em condições de ventos fortes (13 de janeiro), quanto de ventos moderados (16 de março). Foram usados os dados de ocupação do solo obtidos por satélites para melhor representar a realidade da área estudada. Dados do vento foram medidos por duas estações meteorológicas localizadas em torres, uma com dois níveis de medição de velocidade e direção a 50 m e 100 m, outra com medição de velocidade e direção a 30 m e somente direção a 40 m. Quando comparados com estas medições, consideraram aceitáveis as inferências feitas pelo modelo.

Estudando a influência da brisa marítima no comportamento das ondas marítimas ao longo da costa da ilha de Mallorca, De León e Orfila (2013) testaram o desempenho dos modelos WRF, *European Center for Medium Weather Forecast* (ECMWF) (ENVISAT RA2/MWR, 2007) e *High Resolution Limited Area Model* (HIRLAM) (JUNG et al., 2005) em fornecer dados dos parâmetros atmosféricos ao modelo simulador de ondas *Simulating Waves Nearshore* (SWAN) (BOOIJ et al., 1999), tendo concluído que os melhores resultados foram obtidos quando usadas as variáveis atmosféricas inferidas pelo modelo WRF.

Hu et al. (2013) avaliaram as modificações na escala de velocidade noturna, introduzidas nas atualizações da parametrização YSU que ocorreram na versão 3.4.1 do modelo WRF, devido a vários relatos de que a versão anterior não fazia boas previsões durante o período noturno. Usou a nova versão para verificar o impacto desta atualização sobre a CLA noturna com implicações na avaliação dos recursos eólicos e simulações de qualidade do ar usando o modelo acoplado WRF/Chem.

Encontraram que, para a região das grandes planícies americanas (Estados de Kansas e Texas), com a atualização introduzida no esquema YSU, ocorreram melhorias nas previsões feitas para a CLA noturna, implicando em jatos de baixas altitudes mais fortes e em menores alturas, mostrando maior concordância com as observações locais.

Garcia-Diez et al. (2013) usaram três parametrizações para CLA (YSU, MYJ e ACM2) com o objetivo de fazer prognósticos sobre todo o continente Europeu, com uma grade de 15 km e 39 níveis verticais, no sentido de avaliar o comportamento temporal do modelo WRF durante o ano de 2001, comparando as inferências do modelo com dados de medições feitas sobre o domínio de estudos, avaliando tendências de longo prazo e em curtos períodos.

Os resultados mostraram que os desvios do modelo dependeram substancialmente da estação do ano, superestimando as temperaturas durante o inverno e subestimando-as durante o verão. Encontraram que o esquema YSU responde melhor durante o verão e que os esquemas MYJ e ACM2, no inverno. Por outro lado, a parametrização YSU prevê uma altura da CLA maior que a prevista pelos outros dois esquemas. Concluem sugerindo cautela no uso de uma ou outra determinada parametrização, para simulações de longos períodos.

5 METODOLOGIA

5.1 DADOS DE INICIALIZAÇÃO DO MODELO WRF

Na pesquisa foram usados os dados geográficos (elevação, tipo de solo e ocupação) disponibilizados pelo *United States Geological Survey* (USGS) com grade horizontal espaçadas de aproximadamente 1 km e os dados de variáveis atmosféricas, os fornecidos pelo *NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric*, com densidade horizontal de aproximadamente 111 km, 27 níveis verticais e frequência de 06:00h.

As Figuras 22(a) e 22(b) mostram, segundo dados do arquivo de dados *geog* disponibilizado pelo *United States Geological Survey*, o uso do solo para a RD e RGV, indicando maior proporção de culturas temporárias, arbustos e gramíneas (verde claro), partes com matas (verde escuro) e edificações urbanas (marrão). A Figura 22(c) mostra os tipos de solos para a RGV.

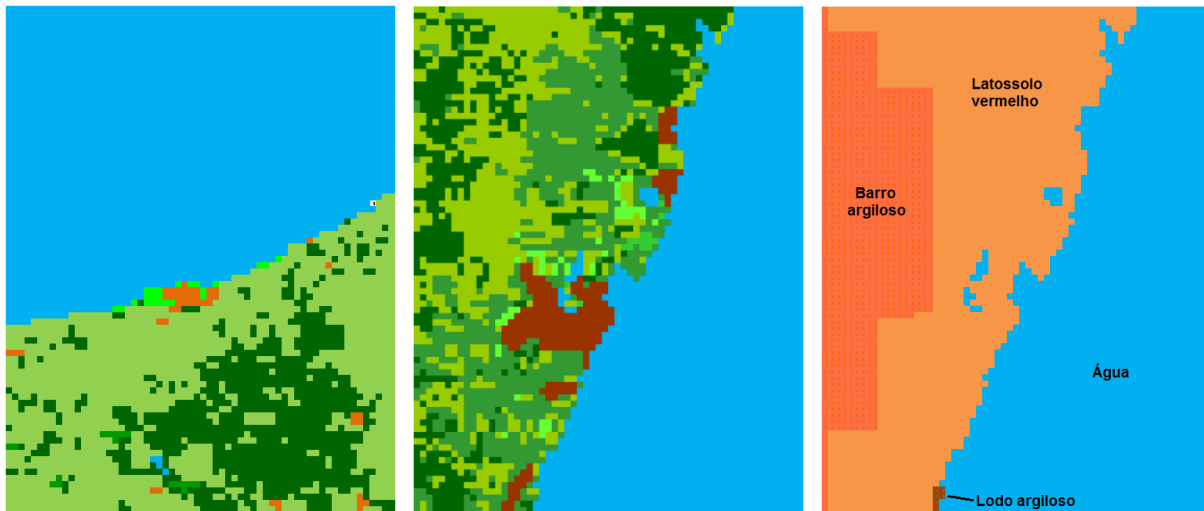


Figura 22(a): Uso do solo RD

Figura 22(b): Uso do solo RGV

Figura 22(c): Tipos de solo RGV

5.2 DOMÍNIOS DE ESTUDOS

Para a RD, o período de estudo foi escolhido com base nas medições feitas com equipamentos de solo, onde foi detectada a presença de brisa marítima. Conforme mostrado na Figura 23, o modelo WRF foi simulado usando quatro domínios aninhados, sendo os três domínios maiores, quadrados, com lados medindo 1863 km, 891 km e 297 km e malhas com 27 km, 9 km e 3 km, respectivamente e o domínio de estudo com 81 km na direção Norte-Sul

e 63 km Oeste-Leste, malha com 1 km. Os quatro domínios foram centrados na cidade de Dunkerque, coordenadas 51,035 N e 2,376 L, com 43 níveis verticais, mais concentrados próximo ao solo (32 níveis até 1500 m), espaçados de modo a coincidir com os níveis de medição do SODAR.

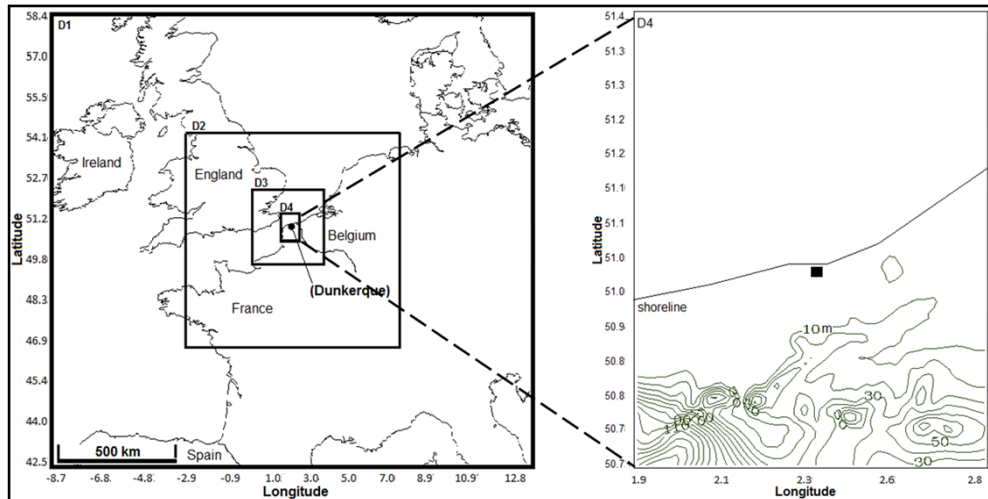


Figura 23: Domínios usados para as simulações da RD.

Observando-se o detalhe onde está representado o domínio de estudos, pode-se perceber que se trata de área bastante plana, com suaves ondulações atingindo valores máximos em torno de 150 m, já longe da costa.

Para a RGV foram mantidos os mesmos quatro aninhamentos e dimensões de cada domínio similar às dos usados para a RD, porém com 55 níveis verticais, para coincidir com o SODAR, centrados nas coordenadas 20,25 S e 40,28 O, conforme mostrado na figura 24.

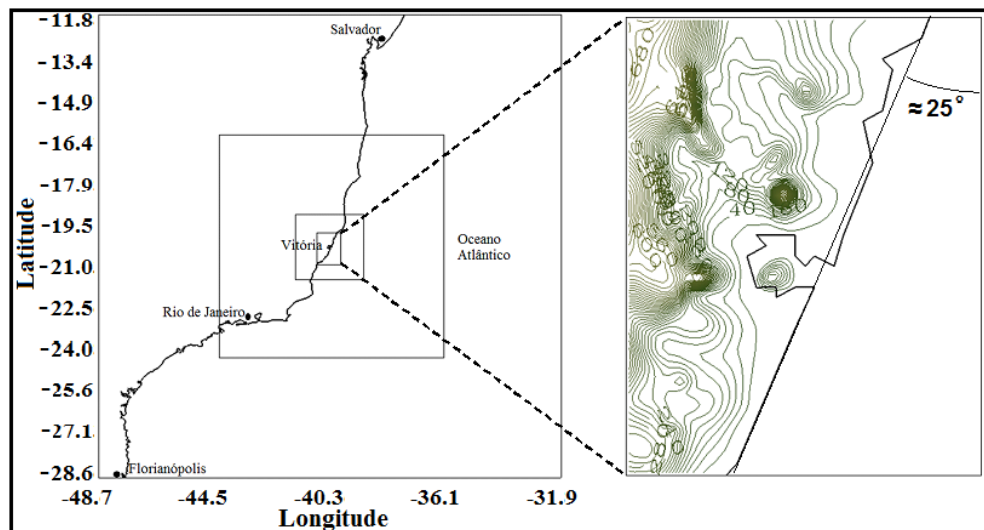


Figura 24: Domínios usados para as simulações da RGV.

5.3 EQUIPAMENTOS UTILIZADOS

5.3.1 – Equipamentos utilizados na RD

Durante o verão de 2009, uma campanha experimental foi realizada em uma costa industrializada do Mar do Norte. Nessa área costeira existem atividades industriais localizadas na parte norte de Dunkerque, gerando fortes episódios de poluição na sua zona urbana que está sujeita a significativa influência industrial e atividades portuárias, especialmente durante a circulação de brisas marítimas (TALBOT et al., 2007; RIMETZ-PLANCHON et al., 2008). O objetivo do experimento foi estudar a emissão, o transporte e dispersão de poluentes na baixa troposfera, durante diferentes condições meteorológicas. As observações foram realizadas utilizando instrumentos de sensoriamento remoto, baseados no solo e uma estação de superfície que mede parâmetros meteorológicos e de qualidade do ar sobre a área de Dunkerque.

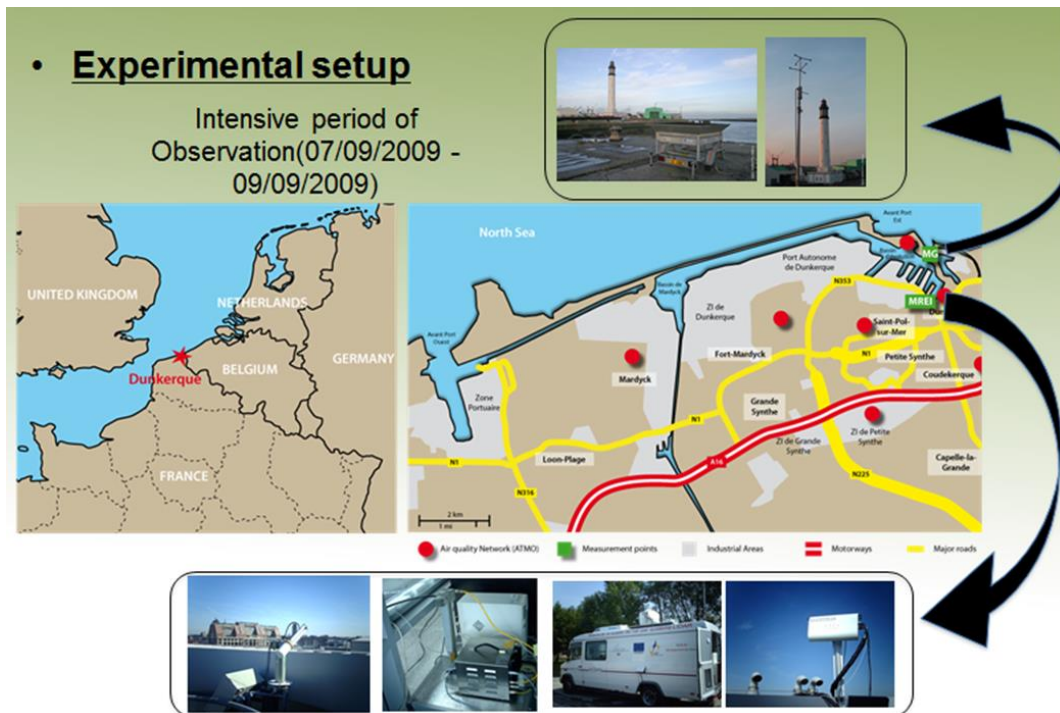


Figura 25: Posicionamento dos equipamentos na RD.

Objetivando estudar a dispersão vertical e horizontal de aerossóis e a determinar o percurso das plumas de poluentes atmosféricos industriais, foram instalados próximo da zona costeira industrializada (Figura 25) um LIDAR UV de varredura e um SODAR. Durante a

campanha, o LIDAR angular (Leosphere ALS 300), emitindo um laser Nd-YAG (355 nm), operou com pulso de energia em torno de 16 mJ, com taxa de repetição de 20 Hz. *Scans* com altas resoluções espaciais e temporais foram realizadas para deduzir a estrutura vertical da troposfera inferior (CLA) e a dispersão de traçadores em cerca de 5 km. O LIDAR foi instalado no telhado do edifício *Maison de la Recherche en Environment Industriel* (MREI) a uma altura de 12 m e cerca de 2 km da linha de costa. O SODAR (REMTECH PA2) foi localizado no Marégrafo (MG), próximo da linha de costa, fornecendo informações sobre o perfil vertical do vento (velocidade, turbulência e direção) em intervalos de 25 m, até cerca de 500 m de altura. Os dados de superfície (velocidade e direção horizontal do vento, temperatura e fluxo de calor) foram obtidos por um anemômetro ultrassônico posicionado próximo ao SODAR.

As Figuras 26 e 27 mostram detalhes do LIDAR e do SODAR que foram operados, na RD, pela equipe de pesquisadores da ULCO.



Figura 26: Localização do LIDAR (RD).



Figura 27: Localização do SODAR (RD).

5.3.2 – Equipamentos utilizados na RGV

Na campanha realizada na RGV, foi usado um SODAR, Scintec MFAS: *Flat Array Sodar*, emissão de 10 frequências (1650 – 2750), que foi programado para resolução vertical

de 10 m a partir de 30 m, altura máxima de 1000 m, média móvel de 30 minutos e um LIDAR, Laser Nd: YAG – Quantel CFR 200 com comprimento de onda de 532 nm, taxa de repetição 20 Hz, divergência do feixe $< 0,5$ mrad, telescópio cassegraniano 20 cm de diâmetro, campo de visão (FOV) 1 mrad, overlap 180 m, dois dispositivos fotomultiplicadores (PMTs), dois canais de detecção 532 e 607 nm, filtros de interferência 1 nm FWHM. Os dados de distribuição vertical de aerossóis foram obtidos utilizando uma resolução vertical 7,5 m e resolução temporal de aproximadamente 2 minutos.

O local onde foram posicionados os instrumentos (ponto vermelho da Figura 28) dista, aproximadamente, 6 km da linha de costa e 2 km da praia de Camburi, que fica localizada em uma pequena baía.



Figura 28: Localização do SODAR e LIDAR na RGV.

A Figura 29 mostra o LIDAR em operação, próximo ao prédio do Departamento de Engenharia Ambiental, no Centro Tecnológico da UFES, quando da campanha experimental realizada entre 23 de julho e 01 de agosto de 2012.

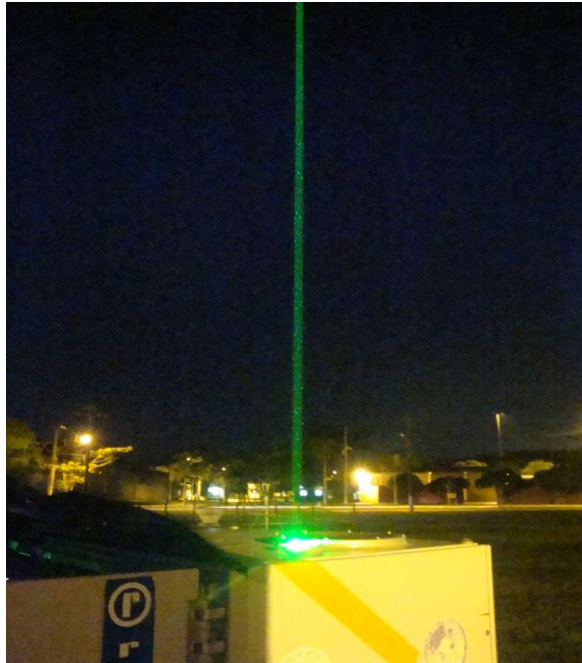


Figura 29: LIDAR em operação no Campus da UFES.

As Figuras 30 e 31 mostram detalhes do SODAR utilizado na campanha, operado por um especialista do IPMet, no campus da UFES, no mesmo local onde ficou localizado o LIDAR.



Figura 30: Antena do SODAR.



Figura 31: Detalhes dos emissores.

5.4 AQUISIÇÃO DE DADOS POR LIDAR E SODAR

A atmosfera terrestre, por mais aparentemente “limpa” que, em algum dia, possa parecer, está repleta de poluentes naturais tais como: aerossóis marinhos; esporos e pólenes; suspensão de materiais removidos da superfície; emissões vulcânicas; etc. Também estão

presentes partículas nela lançadas por atividades antropogênicas (todos os demais poluentes decorrentes das atividades humanas).

As variações que ocorrem ao longo do perfil vertical da atmosfera criam estratificações em camadas, devido a diferentes regimes turbulentos, como é o caso da CLA que tem na sua parte superior a atmosfera livre formando um “tampão” limitando a dispersão, provocada pela turbulência dos poluentes presentes na atmosfera. Na existência de brisas marítimas, a massa de ar vinda do oceano forma uma camada estável sobre a camada turbulenta inferior, originada pelo aquecimento do solo e, como a turbulência nestas camadas tem comportamento diferenciado, as concentrações de poluentes apresentam valores diferentes.

Simplificadamente, o funcionamento do LIDAR se dá pela emissão de um feixe de laser com um comprimento de onda específico e um detector mede a radiação retroespalhada de forma elástica ou inelástica por partículas e/ou moléculas (MEASURES, 1984). Como, nas interfaces entre subcamadas da CLA com diferentes intensidades de turbulência, a concentração de particulados é alterada pelo regime diferenciado, torna-se possível, com o uso do LIDAR, detectar e identificar tais subcamadas, o que permite fazer alguma inferência sobre as alturas das camadas com diferentes regimes turbulentos que existem na atmosfera devido às mudanças bruscas nas concentrações de poluentes em suas interfaces. Pode, também, fornecer indícios da tipologia do material que causou o retro espalhamento dos pulsos de laser pela redução da intensidade do sinal refletido e captado pelo instrumento já que os poluentes podem ter características específicas de retro espalhamento.

O SODAR tem o seu princípio baseado na reflexão de ondas sonoras. As emissões de pulsos são direcionadas alternadamente na vertical e inclinada nas quatro direções dos pontos cardeais. A análise da variação da intensidade e frequência do sinal de retorno fornece as três componentes da direção do vento (u , v , w), bem como suas variações, em níveis estratificados, previamente definidos pelo operador.

No experimento feito na RGV, a altura máxima foi programada para 800 metros, enquanto o experimento feito em Dunkerque, para 1000 m. Apesar de terem sido ajustados para esses valores, os dados válidos registrados pelo SODAR ficaram restritos a alturas máximas em torno de 500 metros e menores, em determinados horários do dia.

6 AVALIAÇÃO DA SENSIBILIDADE DO MODELO WRF

As publicações sobre pesquisas usando o modelo atmosférico WRF, mostram importantes diferenças quanto à arquitetura usada, ou seja, cada pesquisador, além das diversas parametrizações de física que são constantemente testadas para as mais variadas regiões do planeta, adota uma configuração própria para o modelo.

Exemplificando, Papanastasiou et al. (2010), avaliando o desempenho do modelo WRF em detectar evento de brisa marítima na região de Volos, na Grécia, adotaram 2 domínios, com dimensões de 1010 km x 1220 km e 36 km x 60 km, razão 5 para a redução do tamanho de grade, 33 níveis e grade com 2 km para o domínio menor. Kumar et al. (2011), usaram 2 domínios quadrados, com lados de 9900 km e 3910 km, respectivamente, razão 3, 36 níveis e menor resolução com 10 km. Lee et al. (2011), usaram 2 domínios com 4920 km x 3280 km e 904 km x 924 km, razão 5, 35 níveis e resolução de 4 km. Shin e Hong (2011), usaram 3 domínios quadrados, lados com 1323 km, 441 km e 147 km, razão 3, 28 níveis e resolução de 3 km. Wang et al. (2012), usaram 2 domínios com dimensões de 10287 km x 8100 km e 3024 km x 2619 km, razão 3, 27 níveis e resolução de 27 km. De León e Orfila (2013) usaram 3 domínios com 1350 km x 1200 km, 630 km x 600 km e 188 km x 270 km, razão 5 do primeiro para o segundo domínio e 4 do segundo para o terceiro, 47 níveis e resolução de 1,5 km no menor domínio. Hu et al. (2013) testaram parametrizações para o modelo WRF usando dois domínios, com espaçamento de grade 22,5 km e 4,5 km, respectivamente, 48 níveis verticais.

Devido à grande variedade de arquiteturas adotadas pelos pesquisadores, como pode ser constatado pelos exemplos anteriores, nesta pesquisa foi testado, para a RD, diversas configurações com o objetivo de verificar suas reais influências nos resultados, bem como o respectivo esforço computacional, o que poderá servir de orientação aos usuários quanto à acurácia do modelo em fazer prognósticos sobre as variáveis atmosféricas, levando em consideração as disponibilidades computacionais de cada pesquisador.

6.1 OPÇÕES TESTADAS NAS SIMULAÇÕES

Os testes de sensibilidade realizados nesse trabalho estão relacionados com as configurações normalmente usadas nas diversas pesquisas encontradas na literatura, de forma a verificar a influência de cada uma das variações nos resultados para um determinado

domínio de simulação, associando às respectivas variações dos esforços computacionais demandados pelas alterações. Os domínios de todas as simulações foram centrados em um mesmo ponto da cidade de Dunkerque, na França (coordenadas 51,035 N e 2,376 E), região de topografia pouco complexa, com pequenas ondulações e altitudes máximas abaixo de 150 m e linha de costa regular.

Para cada grupo de configuração, exceto a variação testada, todas as demais variáveis ficaram inalteradas, com os domínios centrados e os dados extraídos nas mesmas coordenadas onde ficou posicionado o instrumento de aquisição de dados.

Os prognósticos feitos pelas simulações do modelo WRF foram comparadas com dados obtidos por uma EMS, para tentar identificar as opções de configuração que mostraram melhor desempenho para a região de estudo.

Exceto para a configuração discreta x contínua que foi simulada para o período de 06 a 10/09/2009, todas as simulações foram feitas para os dias 07 e 08/09/2009, desprezadas as primeiras 24 horas como *spin up* e considerado o período subsequente. Os dados extraídos da saída do modelo WRF e os coletados pela EMS tiveram periodicidade de 15 minutos.

A seguir, as opções de configurações simuladas são brevemente discutidas.

1) Dimensão do domínio externo

Para o teste variando a dimensão do domínio externo foram feitas três simulações, todas com dois domínios aninhados, grades com resolução de 27 km e 9 km, 21 níveis verticais, domínios maiores quadrados com seus lados medindo, respectivamente, 2.025 km, 999 km e 486 km e o domínio menor quadrado com lado medindo 189 km para as três simulações.

2) Dimensão do domínio menor

Na avaliação relativa às mudanças das dimensões do menor domínio, foram feitas duas simulações com quatro domínios quadrados aninhados, uma com lados medindo 1.863 km, 891 km, 297 km, 51 km e outra medindo 1.863 km, 891 km, 297 km, 99 km, resolução de grade de 27 km, 9 km, 3 km e 1 km para ambos os casos.

3) Dimensão da grade

A resposta à variação da dimensão da grade do domínio menor foi avaliada usando os dados de saída dos três domínios menores de uma simulação feita com quatro domínios quadrados aninhados, dimensões de 1.863 km, 891 km, 297 km e 51 km, grades dos três

domínios utilizados com 9 km, 3 km e 1 km correspondentes aos três últimos domínios de uma única simulação.

4) Razão entre grades

A razão entre redução da dimensão das grades dos domínios foi avaliada usando uma configuração com domínios quadrados. Uma com resolução de grade de 27 km, 9 km, 3 km e 1 km (razão 3) e a outra com resolução de grade de 25 km, 5 km e 1 km (razão 5).

5) Retroalimentação

No caso do processamento com e sem utilização da opção de retroalimentação, foram feitas duas simulações, uma com a opção *feedback one way* e outra com *feedback two way*, com dois domínios quadrados aninhados, com lados medindo 1.863 km e 891 km, resolução de grade 27 km para o domínio externo e 9 km para o menor domínio.

6) Níveis verticais

A sensibilidade do modelo WRF à variação da quantidade de níveis verticais (*eta_level*) foi avaliada com quatro simulações usando 55, 43, 34 e 21 níveis, mais concentrados próximos ao solo e uma simulação com 21 níveis, menos concentrados na parte inferior (Figura 32).

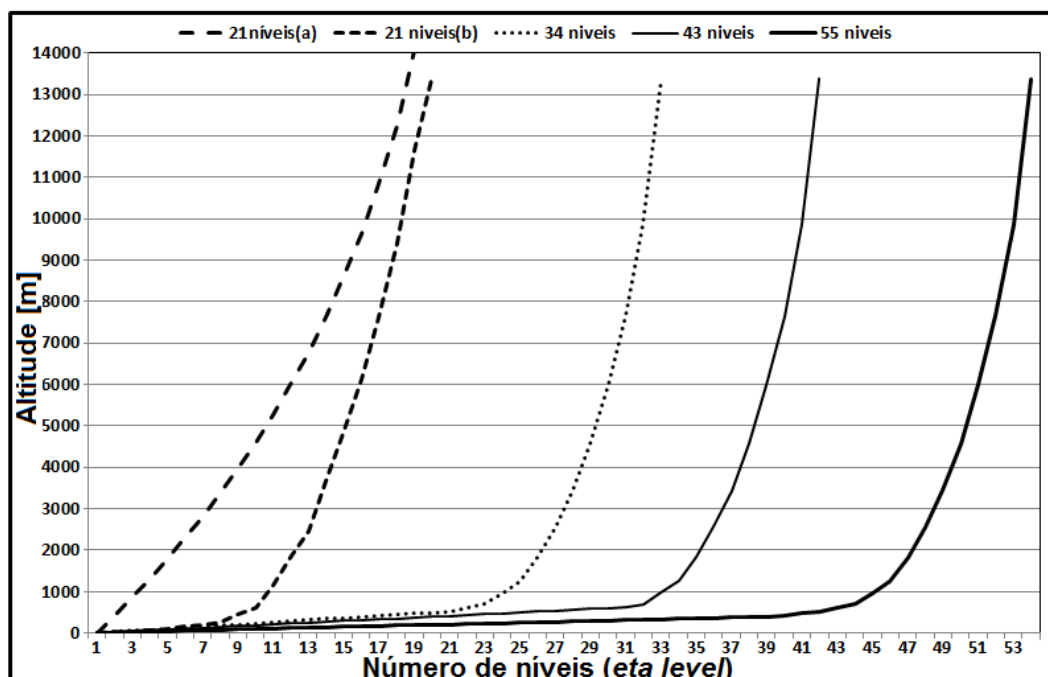


Figura 32: Distribuição dos níveis verticais testados.

Na Figura 32 é possível observar que as quatro primeiras simulações com níveis mais concentrados próximos ao solo têm, respectivamente, 11, 24, 33 e 45 níveis até a altura de 1.000 metros, enquanto a com menor concentração (21 níveis (a)) somente 3 níveis.

7) Passo de tempo

Outra configuração testada foi variando o tamanho do passo de tempo (*time_step*) adotado pelo modelo. Para tal, foram usados os passos de tempo de 162, 135, 108, 81, 54 e 27 segundos para as integrações do domínio externo.

8) Processamento contínuo x discreto

Sabe-se que os modelos de previsão numérica têm uma tendência para divergir nas suas simulações depois de algum tempo de integração, tipicamente 2 ou 3 dias. Além disso, em um tempo relativamente longo de simulação do modelo, tende a acumular erros de truncamento. Quando o objetivo é o de simular períodos mais longos de tempo, pode ser preferível realizar simulações segmentadas (várias simulações mais curtas independentes) que, em conjunto, completam o período desejado de simulação.

Foram feitas seis simulações, uma por um período contínuo de cinco dias (do dia 06/09/2009 ao dia 10/09/2009), desprezando o primeiro dia como *spin up* e outras cinco discretas, uma para cada dois dias, do mesmo período, também abandonando o primeiro dia de cada simulação como *spin up*, de forma que os segundos dias de cada simulação discreta formaram uma sequência similar aos dias rodados continuamente.

6.2 RESULTADOS DA SENSIBILIDADE DO MODELO WRF

Uma análise estatística referente aos testes efetuados, comparando os dados obtidos pela EMS durante a campanha realizada em Dunkerque, com os prognosticados pelo modelo WRF, para as configurações testadas está resumida na Tabela 4, que mostra o erro quadrático médio (RMSE) e o desvio médio (MB), similar aos parâmetros usados por Hanna (1989), para a velocidade e direção do vento a 10 m e temperatura a 2 m. Para cada grupo de configuração, foi considerado como esforço computacional unitário aquele que gastou o menor tempo entre todas as simulações do grupo e, para os demais, a razão entre o tempo gasto por cada um e o menor tempo do grupo. Valores em **negrito** representam melhores resultados.

Como sugerido por Hanna (1989) e Shafran et al. (2000), o MB (valor médio simulado menos o valor médio observado) e o RMSE (raiz quadrada da média da soma das diferenças individuais entre os valores simulados e observados) podem ser consideradas como medidas de desempenho primário para a velocidade do vento e as comparações de direção. Estas medidas são dadas como valores absolutos com as suas unidades originais ou são, por vezes, dados por valores relativos para os quais os valores absolutos são divididos pela média do valor observado.

O desvio médio (MB) é um parâmetro que identifica se o modelo tende a superestimar ou subestimar determinada variável, isto é, MB positivo indica tendência a superestimativas, enquanto MB negativo indica tendência a subestimativas. O RMSE indica a magnitude média do erro da previsão. Esse índice é influenciado pelos erros de maior magnitude, mesmo que sejam poucos, pois ao elevar-se o erro ao quadrado, os piores erros são realçados. O valor de velocidade média do vento no período de 24 h considerado foi de 2,4 m/s, com direção média do vento de 193° e temperatura média de 21°C.

Tabela 4: Resumo dos testes estatísticos feitos para as diversas configurações.

Configuração testada	Variação	Velocidade		Direção		Temperatura		Esforo computacional
		RMSE (m/s)	MB (m/s)	RMSE (°)	MB (°)	RMSE (°C)	MB (°C)	
Dimensão do domínio externo	486 km	1.8	1,4	88	8	4,9	-2,3	1,00
	999 km	1,6	1,2	85	4	5,0	-2,4	1,12
	2025 km	0,7	0,2	116	30	4,4	-2,7	1,44
Dimensão do domínio menor	51 km	1.0	0.2	144	12	3.4	1.8	1,00
	99 km	0.9	0.3	137	8	3.4	1.8	1,51
Dimensão da grade	9 km	0,7	0,3	112	23	4,4	-2,7	1,00
	3 km	0,7	-0,02	135	24	3,5	-2,2	3,81
	1 km	0,7	0,03	129	-2	3,9	-2,9	8,94
Razão entre grades	1:5:5	1,9	0,8	100	-9	4,1	-1,1	1,00
	1:3:3:3	0,9	-0,02	92	6	3,5	-1,7	1,34
Quantidade de níveis verticais	21(a)	2,4	2,1	83	18	3,4	-2,7	1,00
	21(b)	1,5	1,1	113	27	2,9	-1,4	1,00
	34	2,1	1,3	114	5	2,0	-1,5	1,54
	43	0,9	0,4	112	10	3,5	-2,1	2,87
	55	0,9	0,09	101	4	3,5	-1,7	7,31 ^(*)
Modo de processamento	<i>One way</i>	0,7	0,3	105	21	4,4	-2,7	1,00
	<i>Two way</i>	0,8	0,3	112	23	4,4	-2,7	1,11
Passo de tempo	162	1,1	0,3	127	1	2,9	-1,6	1,00
	135	0,7	-0,08	130	7	3,9	-3,2	1,14
	108	0,7	-0,1	127	-3	3,9	-3,3	1,48
	81	1,4	0,8	84	12	2,9	-1,3	1,99
	54	0,6	-0,07	97	-17	3,9	-3,2	2,94
	27	0,7	-0,09	114	-6	3,9	-3,2	5,81
Sequência de processamento	Contínuo	2,3	0,4	113	16	1,9	-1,2	1,00
	Discreto	1,7	0,3	76	4	1,9	-1,0	1,59

(*) Passo de tempo reduzido de 81 para 54 segundos, para que houvesse convergência.

Na configuração em que foi variada a dimensão do domínio externo, percebe-se uma pequena vantagem quanto à velocidade do vento para a configuração que usou maiores dimensões, tendo os menores valores para RMSE e MB. Entretanto, para a direção do vento, o RMSE e o MB aumentaram significativamente. Para temperatura, não foram verificadas vantagens significativas para as diferentes configurações, porém, verifica-se uma tendência à subestimação.

Para a alteração da dimensão do domínio menor não foram observadas diferenças significativas, sendo os resultados praticamente idênticos em todas as variáveis avaliadas. Percebe-se ainda alto RMSE e MB para direção do vento, mas com diminuição do RMSE e MB para a temperatura.

Para a configuração de dimensão da grade, observa-se uma melhoria nos resultados da velocidade do vento com a diminuição da grade para o índice MB, apesar do RMSE se manter idêntico para todas as dimensões da grade. Para a direção do vento, a diminuição da grade teve uma melhora importante, apresentando um menor MB, apesar do RMSE ainda permanecer bastante elevado em todas as dimensões da grade. Com relação à temperatura, existem pequenas diferenças, mas ainda se mantêm próximos os valores, mantendo ainda a tendência de subestimação. No entanto, com a diminuição da grade para 1 km, o tempo computacional tornou-se quase nove vezes maior.

Para a configuração de razão entre as grades, observa-se uma melhoria para a velocidade do vento nos índices RMSE e MB para a razão 3, apresentando os menores valores. Para a direção do vento, a razão 3 apresenta ainda os menores valores de RMSE e MB, porém com uma superestimação desta variável. Entretanto, a razão 5 apresentou um desempenho um pouco melhor para a temperatura no índice MB, mas todos mantendo ainda uma subestimação da temperatura.

Para a configuração de quantidade de níveis verticais, observa-se que a velocidade do vento teve um menor RMSE e MB com o aumento do número de níveis, apresentando os melhores resultados. Além disto, para a direção do vento, apresentou o menor MB, apesar do RMSE se manter ainda em torno de 100 graus. Com relação à temperatura não se observa melhoria significativa com o aumento do número de níveis, mas o esforço computacional aumenta de forma expressiva.

No quesito de modo de processamento, observa-se um comportamento muito similar, com poucas diferenças estatísticas, para as variáveis velocidade e direção do vento e temperatura, com pequeno aumento do esforço computacional.

Para a configuração de passo de tempo, não se observa uma melhora de forma expressiva com a diminuição do passo de tempo, fato esse evidenciado com os resultados obtidos com os passos de 27 e 135 segundos serem praticamente os mesmos para os índices RMSE e MB para temperatura, entretanto, com os piores índices para os passos de tempo de 81 e 162 segundos. Da mesma forma, a diminuição do passo de tempo não apresentou melhores resultados para a direção do vento, indicando ainda uma subestimação nesse item. Além disto, a temperatura se manteve muito similar com a diminuição do passo de tempo, com pequenas diferenças, mas ainda mantendo a subestimação e aumentando o esforço computacional em quase seis vezes.

No item de sequência de processamento, o modo discreto apresentou ligeira vantagem para a determinação da velocidade do vento, com menor RMSE, mas com praticamente o mesmo índice MB. Porém, para determinação da direção do vento, apresentou melhorias significativas, com MB quatro vezes menor e um menor RMSE. Entretanto, não apresentou a mesma vantagem para a temperatura, apesar do aumento de esforço computacional. Salienta-se que o período avaliado para esta configuração foi de três dias consecutivos, ao contrário dos outros itens que foi de somente um dia.

É importante reconhecer que existem grandes diferenças entre as observações utilizadas neste estudo e as simulações do modelo. As observações *in situ* são tomadas em um ponto por um anemômetro, um termômetro, ou uma radiossonda quando disponível, enquanto as simulações do modelo representam uma média espacial ao longo de um volume determinado pelo espaçamento da grade vertical e horizontal. A velocidade do vento simulado geralmente representa uma média em um determinado tempo. Variáveis meteorológicas observadas *in situ*, como velocidade do vento, são afetadas por flutuações estocásticas na velocidade e variabilidade espacial dentro da grade. Estas considerações sugerem que há diferenças esperadas entre as observações e as simulações, simplesmente devido às diferenças nos volumes médios e os tempos que eles representam em média.

No sentido de mostrar resultados visuais comparativos entre a direção e velocidade do vento em cada uma das configurações de cada grupo testado, foram construídas as rosas dos ventos constantes das Figuras 33 a 40, nas quais são confrontadas as elaboradas com os dados obtidos pela EMS, com as elaboradas com os dados obtidos das inferências feitas por cada grupo de uma determinada configuração do modelo WRF que foi avaliada.

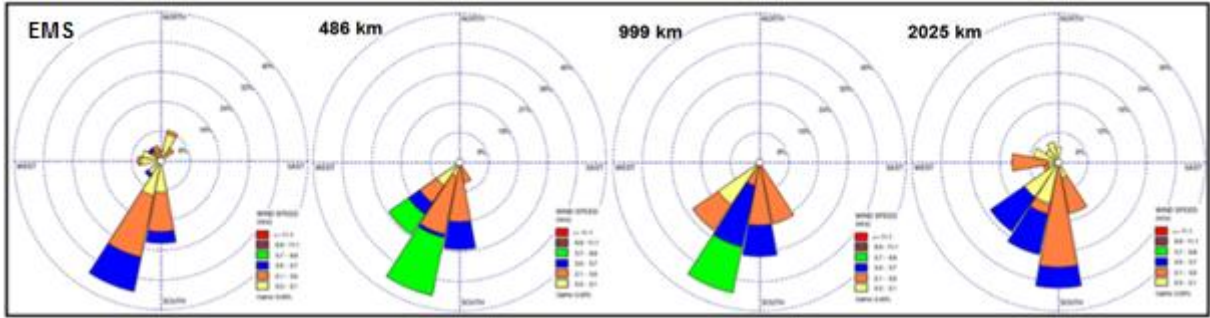


Figura 33: Alteração na dimensão do domínio externo (EMS – WRF).

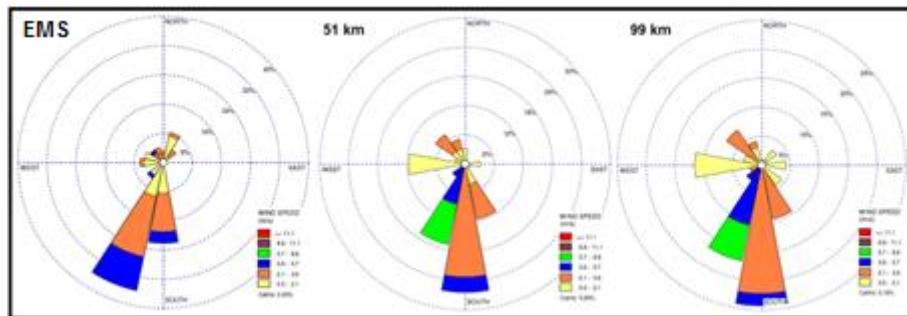


Figura 34: Alteração na dimensão do domínio menor (EMS – WRF).

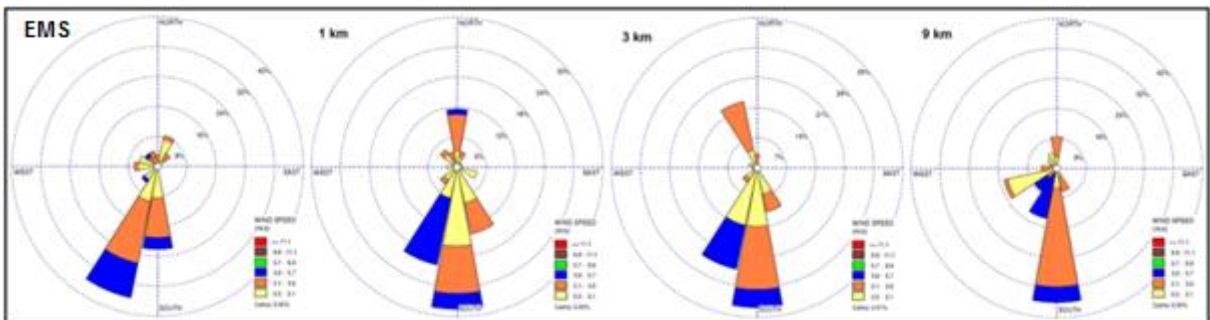


Figura 35: Alteração na dimensão da grade do menor domínio (EMS – WRF).

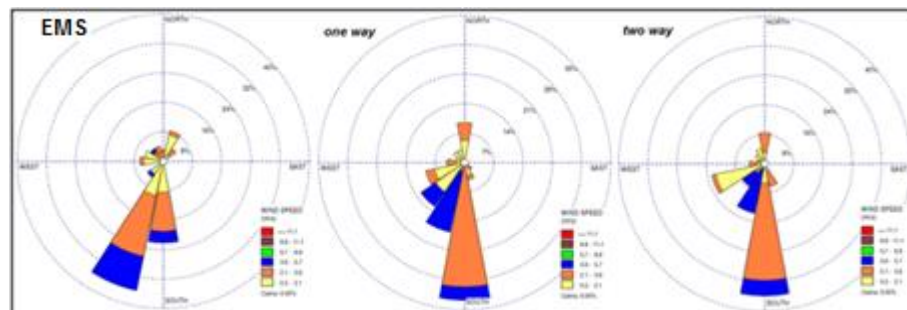


Figura 36: Opções de retroalimentação *one-way* e *two-way* (EMS – WRF).

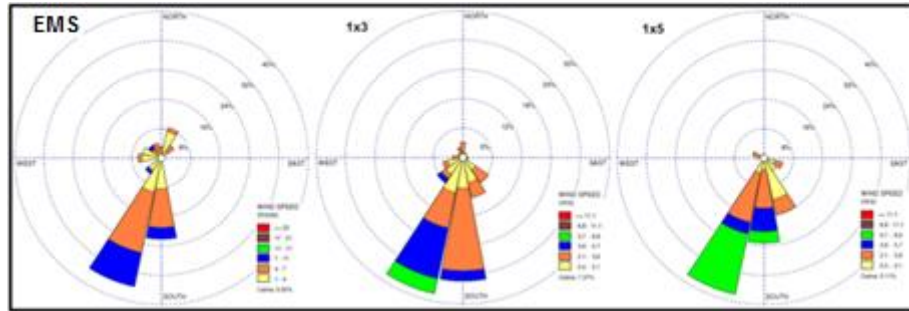


Figura 37: Alteração na razão entre grades dos domínios (EMS – WRF).

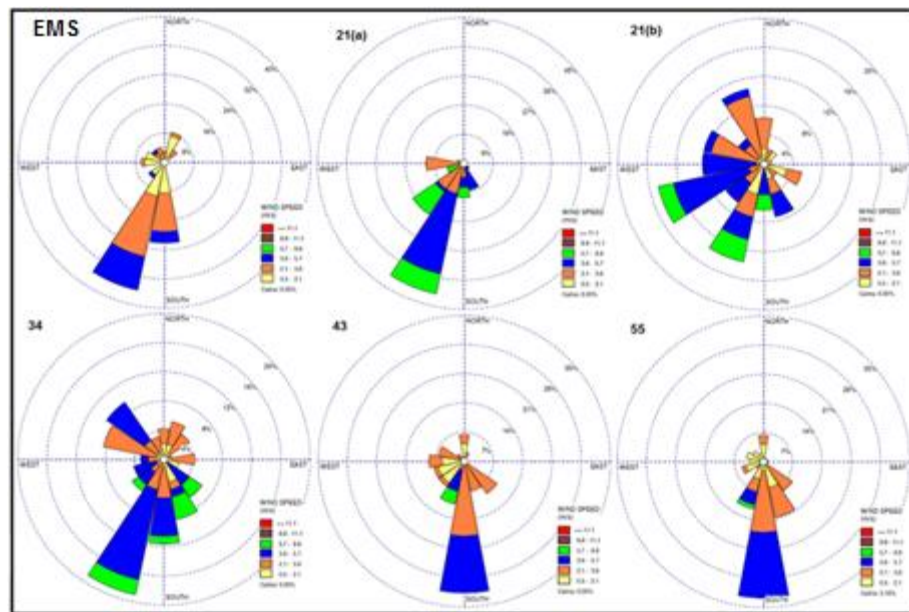


Figura 38: Variação na quantidade dos níveis verticais (EMS – WRF).

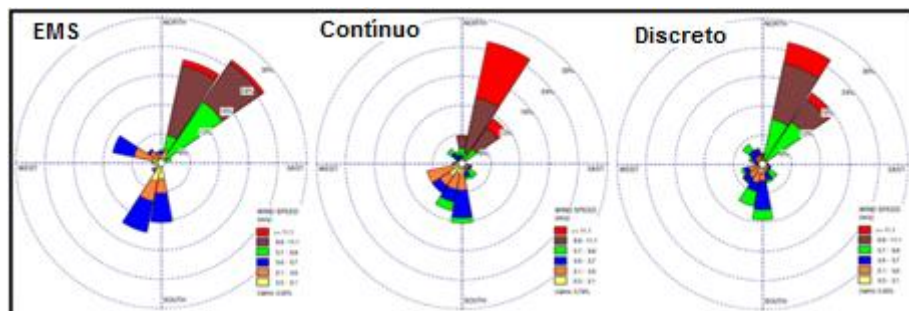


Figura 39: Processamento contínuo x processamento discreto (EMS – WRF).

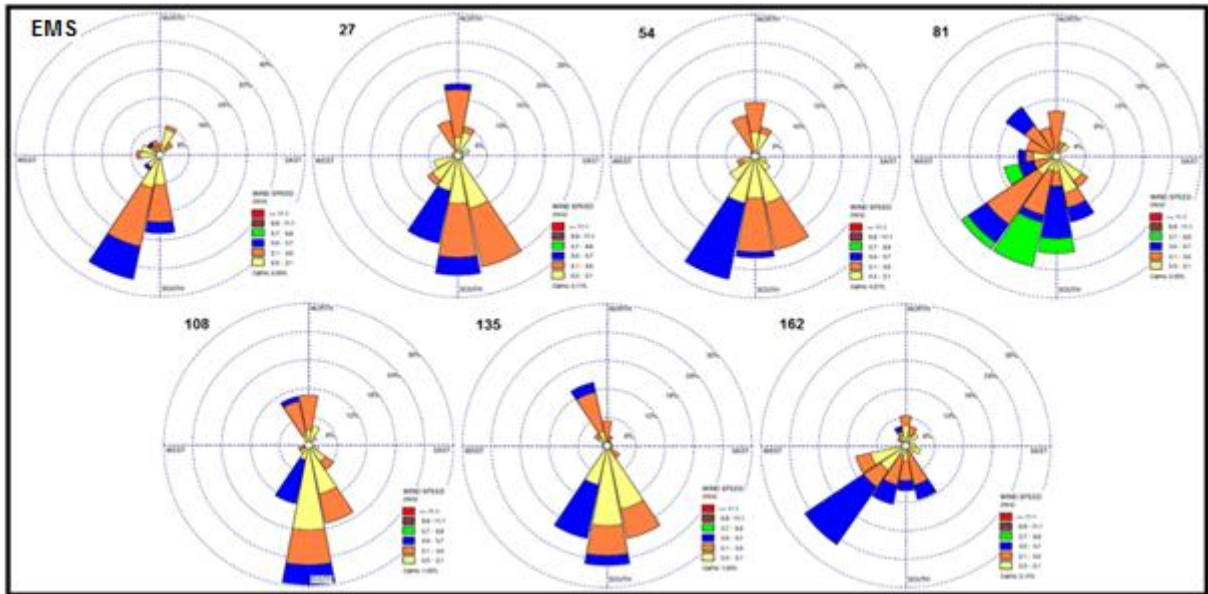


Figura 40: Alteração no passo de tempo (EMS – WRF).

Analisando as rosas dos ventos comparativas entre as diversas configurações do modelo WRF e os dados coletados pelo *Sonic* da EMS de Dunkerque, não se pode afirmar que houve melhora, significativa, no tocante à direção do vento, que privilegiasse qualquer uma das configurações adotadas, exceto uma pequena vantagem quando adotado o domínio externo (*parent*) com maiores dimensões.

Como tanto as rosas dos ventos quanto as avaliações estatísticas tomam os valores médios, a seguir é realizada uma análise gráfica (Figuras 41 a 47) considerando as diferenças entre os valores inferidos pelo modelo WRF e os obtidos pela EMS (subtração WRF-EMS), para velocidade, direção e temperatura. O objetivo para tal análise foi o de permitir uma comparação seletiva, ao longo do período, em condições de estabilidade (que normalmente ocorre à noite), instabilidade (período diurno) e no período em que ocorreu o fenômeno de brisa marítima no domínio de estudo, comparando as inferências feitas, para as variáveis atmosféricas, por cada uma das configurações testadas para o modelo WRF.

Os valores negativos, para velocidade e temperatura, mostram que o modelo subestimou o valor do parâmetro em questão e positivos, que superestimou. No caso de direção, o valor positivo representa erro angular no sentido horário e negativo, erro angular no sentido anti-horário (metodologia doravante adotada em todos os gráficos similares).

A seguir são mostrados os resultados gráficos comparativos da evolução diária das diferenças para velocidade e direção do vento a 10 m e temperatura a 2m, para cada uma das configurações simuladas.

- Dimensão do domínio externo

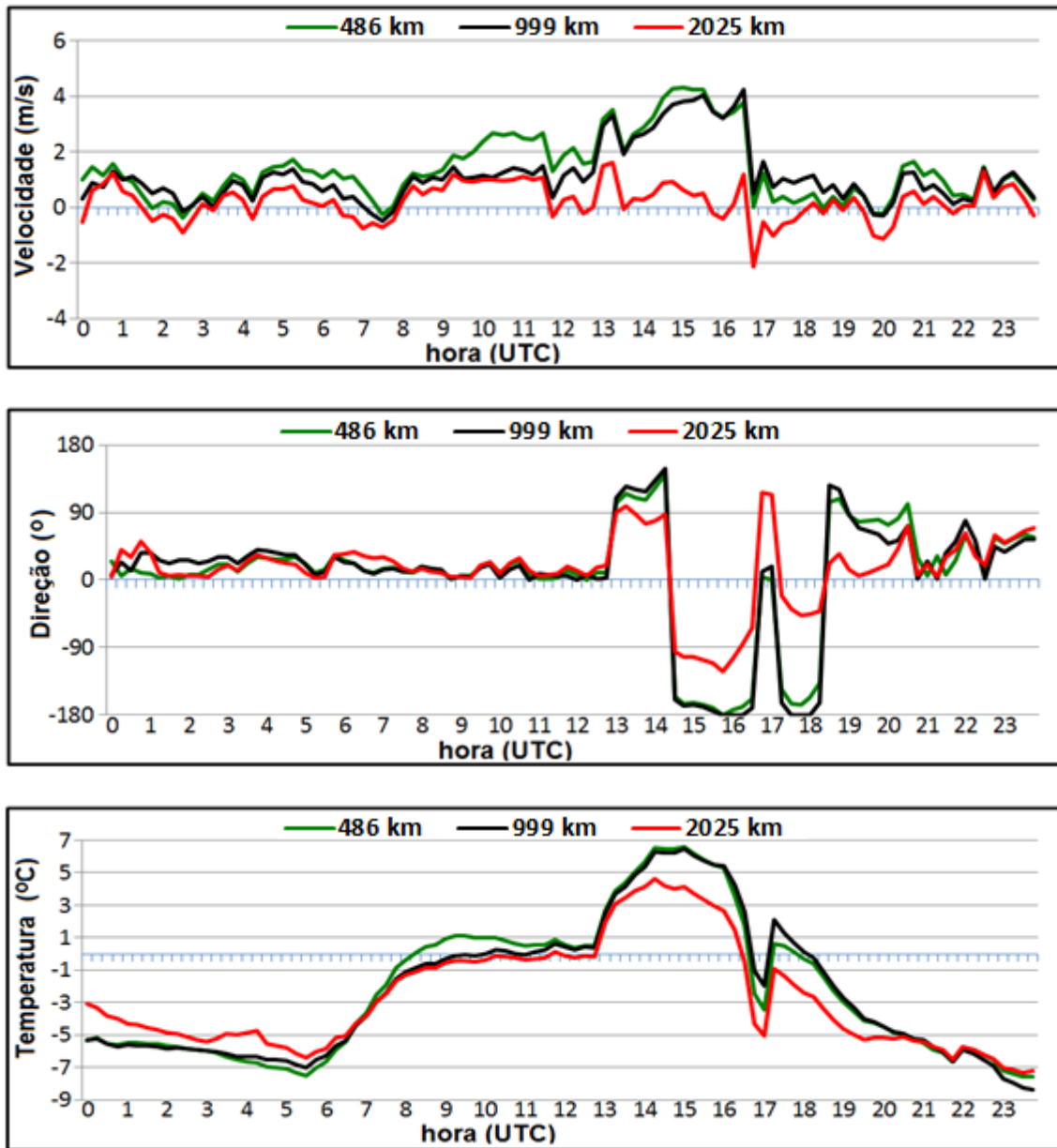


Figura 41: Alteração na dimensão do domínio externo (diferença WRF – EMS).

Na Figura 41, percebe-se uma melhora na acurácia no prognóstico do modelo WRF para a velocidade e direção do vento quando se usa maiores dimensões para o primeiro domínio. Também para determinação da temperatura, o resultado é ligeiramente melhor. Entretanto, para o domínio maior, a temperatura é mais subestimada no período pós-brisa. A explicação para um resultado ligeiramente melhor da configuração pode ser creditado ao fato de que, quanto maior o domínio externo, maior a quantidade de dados assimilados oriundos do arquivo FNL que estão dispostos em 27 níveis verticais, em uma grade horizontal com espaçamento de 1 grau (aproximadamente 111 km), tendo em vista que o modelo que gera o

arquivo FNL usa como dados de entrada várias informações sobre os parâmetros atmosféricos enviados, entre outros, por estações de superfície, satélites, aviões, radares e navios ao redor do globo terrestre, com distribuição temporal, horizontal e vertical heterogênea, faz o processamento e disponibiliza o arquivo de saída com distribuição homogênea. Desta forma, quanto maior o domínio externo, maior a quantidade de dados reais assimilados pelo modelo que gera o arquivo FNL, o que sugere maior precisão.

- Dimensão do domínio menor

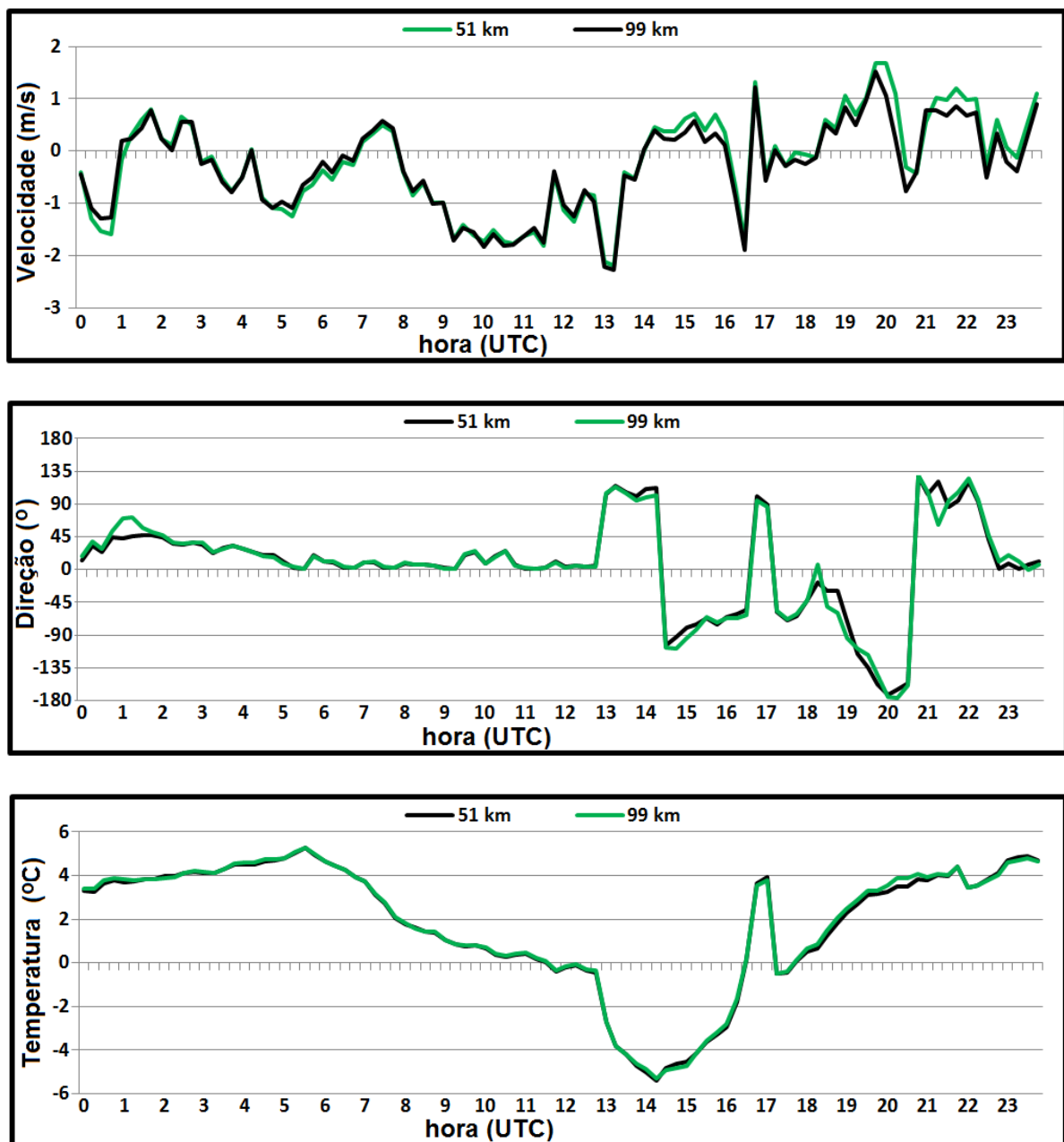


Figura 42: Alteração na dimensão do domínio menor (diferença WRF – EMS).

A partir da Figura 42, observa-se que maiores dimensões para o domínio interno não apresentaram resultados significativamente superiores para quaisquer das variáveis usadas para comparação tendo, os valores inferidos pelo modelo, mostrado resultados muito similares durante todo o período analisado. Uma consideração a ser feita é que, apesar da redução do domínio, o ponto de extração dos dados ainda ficou distante das bordas.

- Dimensão da grade

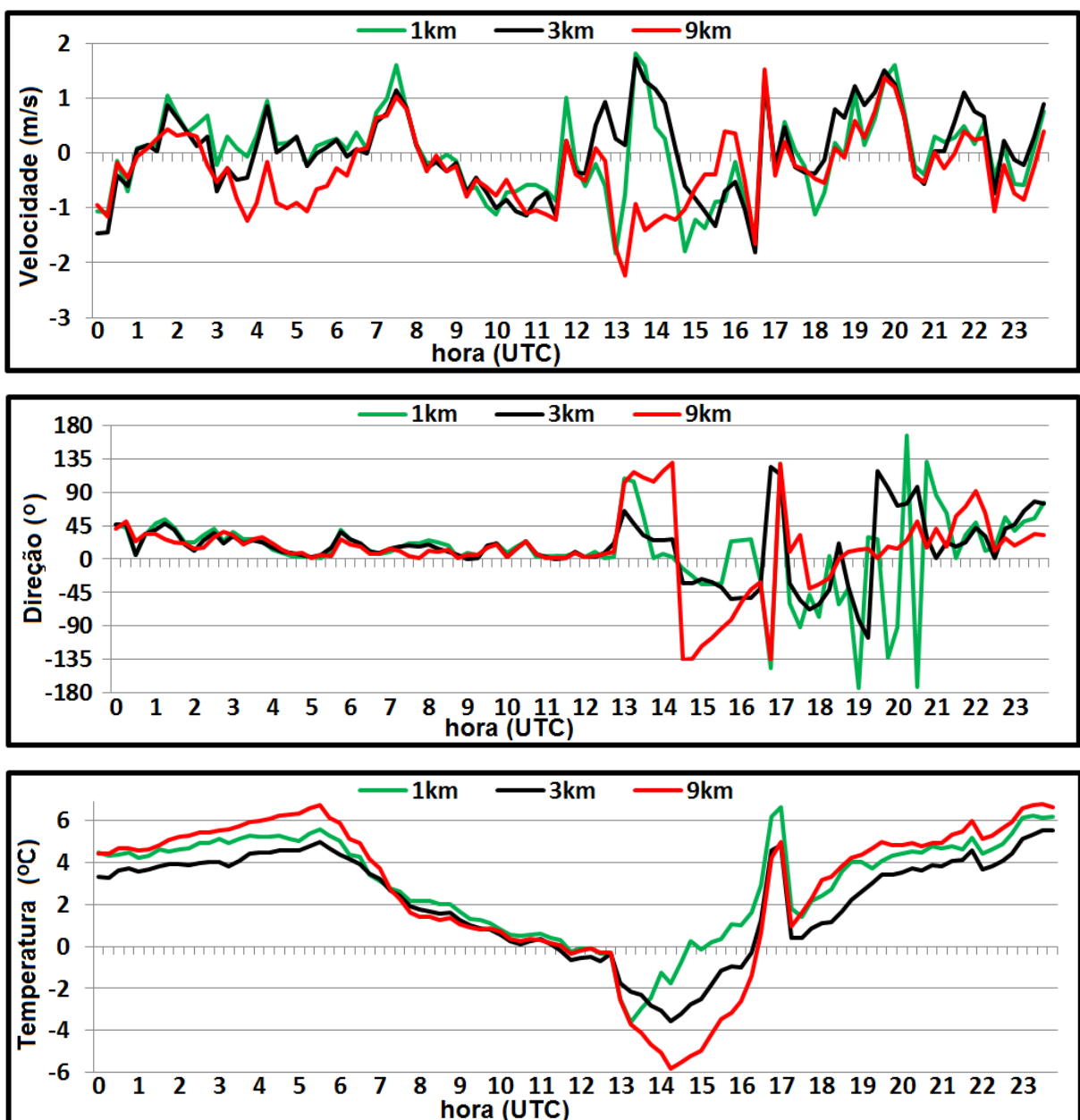


Figura 43: Alteração na dimensão da grade do menor domínio (diferença WRF – EMS).

Observando-se a Figura 43, pode ser constatado que menor espaçamento de grade mostrou resultados, de um modo geral, um pouco superiores em alguns períodos, entretanto, em outros períodos os resultados não apresentaram diferenças significativas, sendo os resultados muito similares. Nos três casos a temperatura foi subestimada em parte do tempo em que houve a ocorrência de brisa e superestimada nos demais períodos.

- Modo de processamento (*one way* x *two way*)

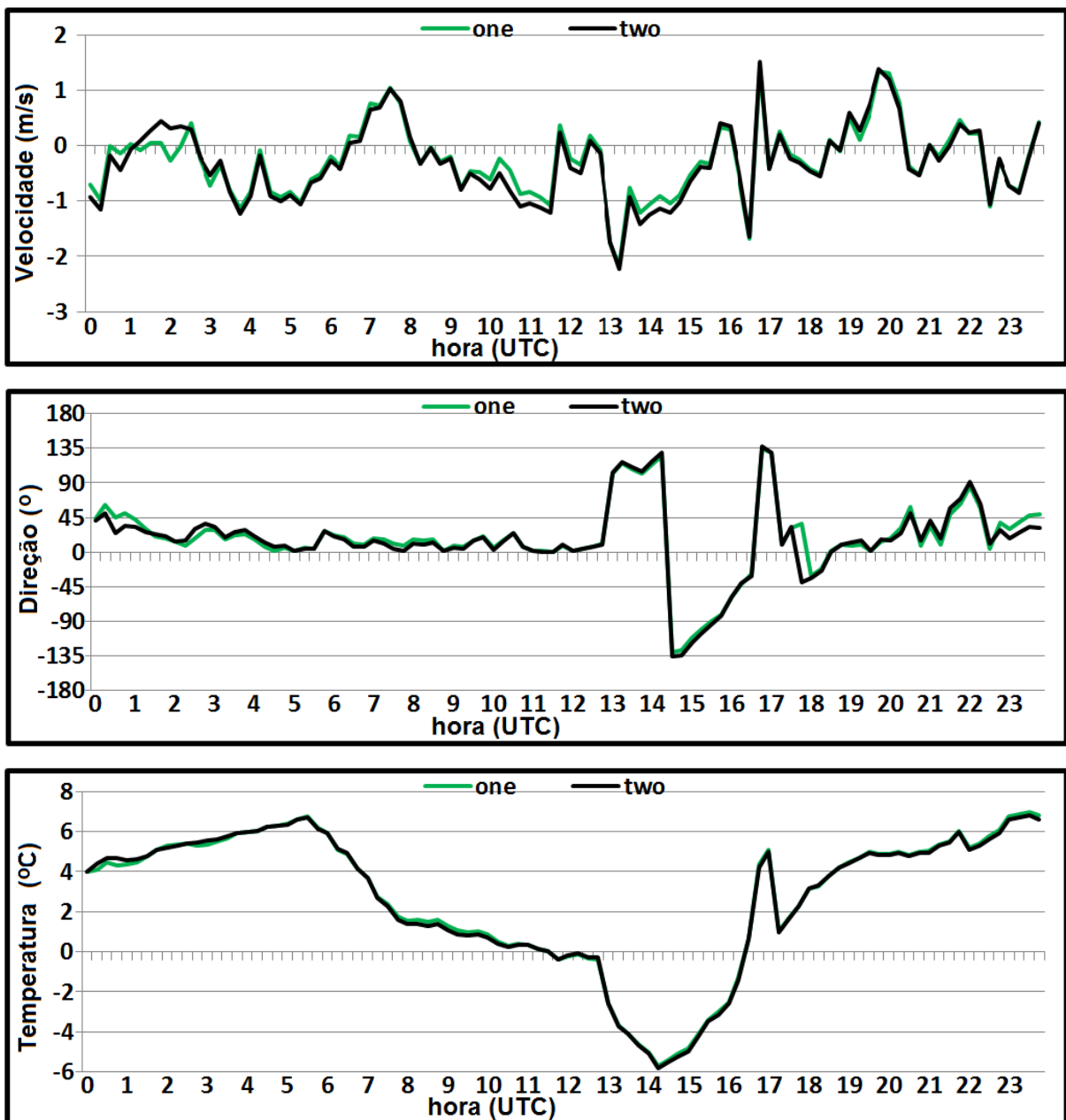


Figura 44: Opções de retroalimentação *one-way* e *two-way* (diferença WRF – EMS).

A Figura 44 mostra que, com a alteração na forma de processamento, não ocorreu nenhuma mudança nos resultados dos prognósticos feitos para as variáveis avaliadas, sendo que na maioria das vezes, foram praticamente idênticos para as duas formas.

- Razão entre resolução de grade dos domínios

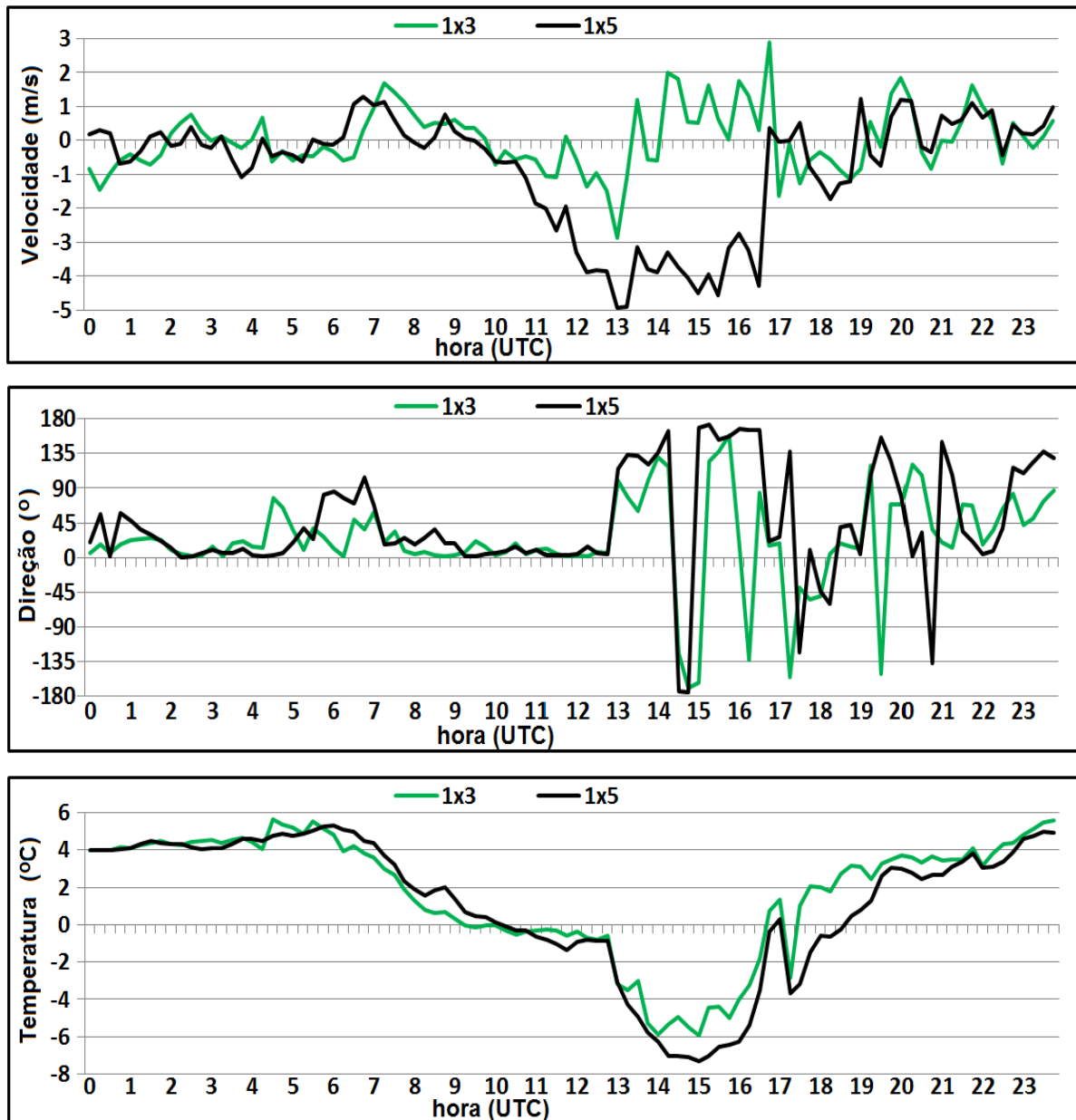


Figura 45: Alteração na razão entre grades dos domínios (diferença WRF – EMS).

Observa-se, na Figura 45, que menor razão de redução de grade mostrou resultados, de um modo geral, um pouco superior para as variáveis comparadas. Entretanto, em alguns pequenos períodos os resultados não apresentaram diferenças significativas, sendo os

resultados muito similares. Embora a temperatura tenha sido subestimada em parte do tempo em que houve a ocorrência de brisa, na maior parte do tempo, nos dois casos, houve superestimação.

- Quantidade de níveis verticais

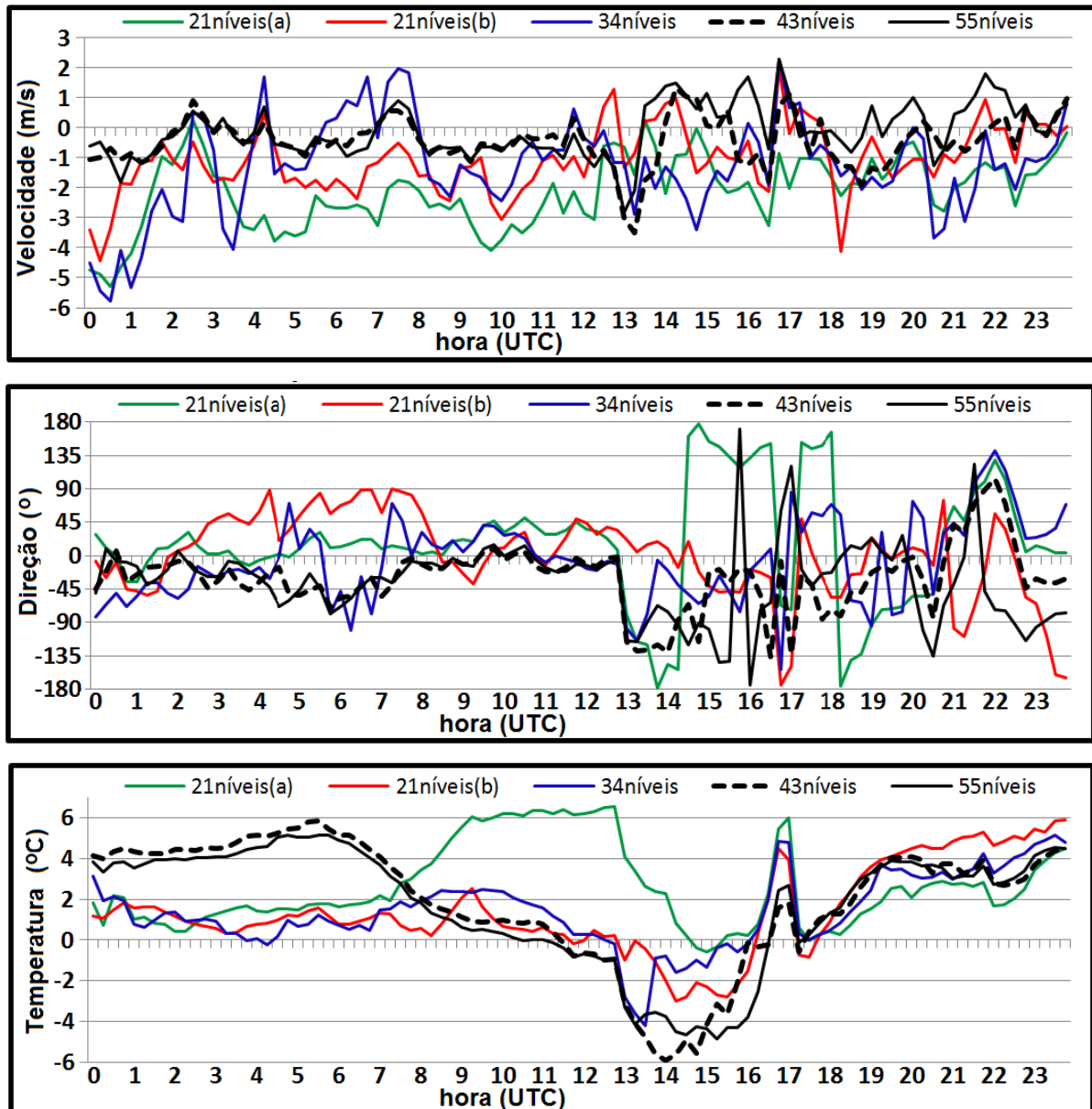


Figura 46: Variação na quantidade dos níveis verticais (diferença WRF – EMS).

Os resultados dos testes mostrados na Figura 46 indicam que o uso de maior estratificação da coluna vertical (maior quantidade de níveis) proporciona um resultado ligeiramente melhor para a velocidade do vento. Por outro lado, a configuração que usou as

menores quantidades de níveis próximos ao solo (21 níveis (a)) mostrou, de uma forma geral, resultados inferiores aos demais. Salienta-se que é próximo ao solo que se iniciam os processos turbulentos e uma maior densidade vertical de dados próximo ao solo realçam os efeitos das parametrizações de camada superficial do solo no cálculo das variáveis atmosféricas.

- Passo de tempo (*time step*)

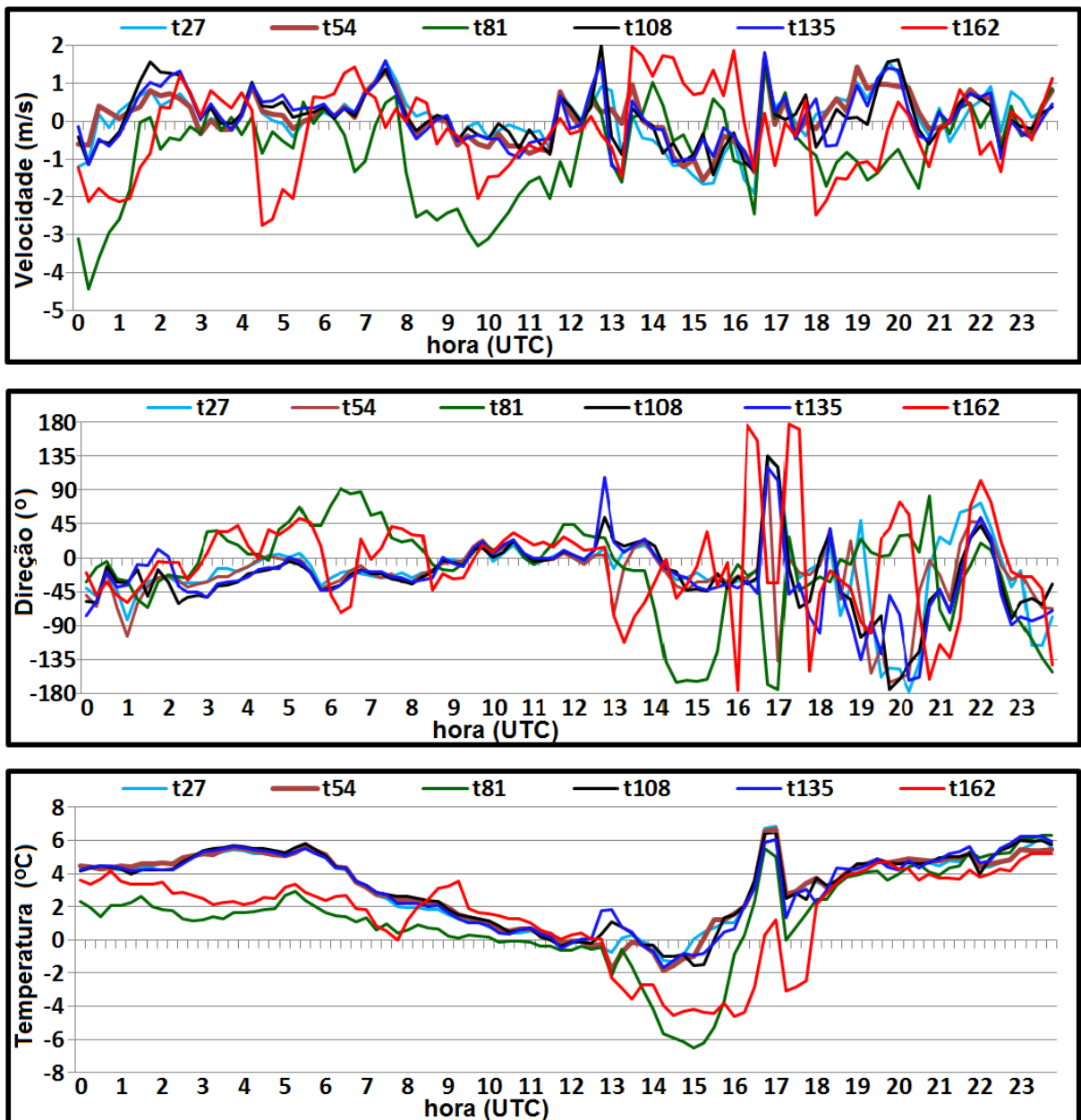


Figura 47: Alteração no passo de tempo (diferença WRF – EMS).

Como mostra a Figura 47, menores passos de tempo (27 segundos e 54 segundos) resultaram, ao longo do período, em resultados ligeiramente melhores que os demais, para velocidade e direção do vento. No entanto, para a temperatura do ar a 2 m, não obtiveram o mesmo desempenho, superestimando no período anterior a brisa e subestimando durante e depois da brisa.

- Processamento contínuo x discreto

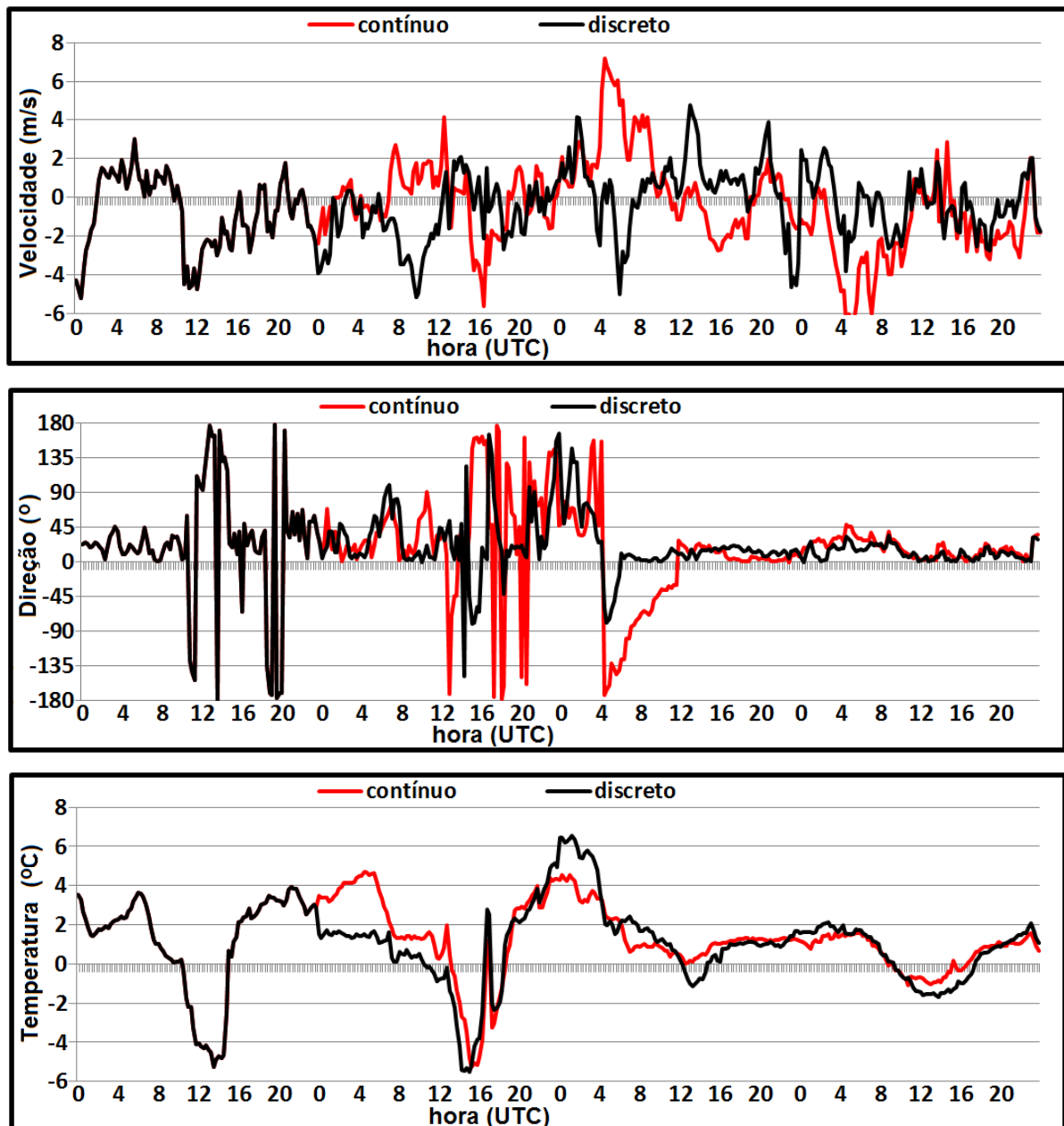


Figura 48: Processamento contínuo x processamento discreto WRF – EMS).

Os resultados dos testes constantes da Figura 48 sugerem que a forma de processamento discreto não conseguiu melhor desempenho que a contínua. Mostraram resultados muito semelhantes, para a temperatura, a partir do terceiro dia do processamento, porém, para a velocidade, além de não mostrarem bom desempenho, pode ser observada uma diferença de comportamento em relação aos dados obtidos pela EMS, ora um subestimava enquanto o outro superestimava e vice-versa.

As simulações realizadas para avaliar a sensibilidade do modelo WRF foram feitas para uma única região (Dunkerque, França), área com topografia simples, com pequenas ondulações que não chegam a ultrapassar alturas de 150 metros, linha de costa bastante regular, para um dia em que foi percebida a entrada de brisa marinha que inverteu a direção do vento de Sul para Norte. Portanto, os resultados ficam restritos a essas condições, ou seja, para outras regiões com topografia complexa, diferentes solos e seus usos, linha de costa irregular e diferentes condições do tempo, os resultados podem ter diferenças consideráveis.

Para a região analisada no trabalho, os resultados mostraram que, dependendo da arquitetura adotada para o modelo WRF, o processamento pode aumentar significativamente o esforço computacional, exigindo maiores e melhores recursos de computação. Em alguns casos, a diferença entre o tempo de processamento não ultrapassou onze por cento, entretanto em outros, o acréscimo de tempo foi de aproximadamente oitocentos por cento.

No tocante à variação da acurácia do modelo em prognosticar a temperatura a 2 m e a velocidade e direção do vento a 10 m, foram percebidas pequenas vantagens de uma configuração em relação a outras, porém, não muito significativas. Desta forma, para pesquisas envolvendo o uso do modelo WRF para prognosticar os parâmetros atmosféricos, a prévia avaliação de qual configuração pode fornecer melhores resultados deve ser considerada, entretanto, levando em consideração as disponibilidades computacionais existentes, a melhoria nos resultados pode não justificar o aumento do esforço computacional demandado para encontrar uma melhor acurácia. Para pesquisas envolvendo simulações para longos períodos e/ou para regiões com características diferentes da que foi usada neste trabalho, poderão surgir resultados que justifiquem um teste para encontrar uma melhor configuração a ser adotada.

Sugere-se que estas incertezas em velocidades de vento e direções são principalmente devidas a processos turbulentos aleatórios que não podem ser simuladas por modelos e variações *subgrid* de terreno e uso do solo e, portanto, é improvável que os erros possam ser reduzidos muito mais do que isto, sem a utilização de parametrizações mais consistentes. Considere-se ainda o fato do dia escolhido para simulação apresentar a entrada de brisa

marítima, fenômeno que já merece atenção especial devido aos aspectos físicos envolvidos, os quais podem não ter sido adequadamente tratados.

Em casos práticos de dispersão, devido ao alto RMSE na direção do vento (ocorrendo principalmente após o período de entrada da brisa marítima), é possível que, por exemplo, um modelo que simule a direção de transporte de uma pluma de contaminantes possa ter grandes erros durante a primeira hora ou duas de tempo de viagem. Isso não é surpresa, uma vez que as direções de vento são conhecidas por serem variáveis e pouco confiáveis quando os ventos são considerados fracos (< 2 m/s).

7 AVALIAÇÃO DE PARAMETRIZAÇÕES PARA A RD E A RGV

Como o principal objetivo desta pesquisa foi estudar a dinâmica da brisa marítima nas regiões de Dunkerque-FR e da Grande Vitória-BR e, mais especificamente, avaliar a capacidade de parametrizações do modelo WRF em detectar e descrever o fenômeno de brisas nestas regiões costeiras, foram realizadas seis simulações para as duas regiões, mostradas na tabela 5, combinando as três parametrizações de camada limite atmosférica (*bl_pbl_physics*) com as duas de camada superficial do solo (*sf_surface_physics*).

Tabela 5: Parametrizações de física usadas em cada conjunto de simulação.

Conjunto	Camada limite atmosférica	Camada superficial do solo
Set 1	<i>Yonsei University (YSU)</i>	<i>RUC land surface</i>
Set 2	<i>Mellor Yamada Janjic (MYJ)</i>	<i>RUC land surface</i>
Set 3	<i>Asymmetric Convective Model (ACM2)</i>	<i>RUC land surface</i>
Set 4	<i>Asymmetric Convective Model (ACM2)</i>	<i>Noah land surface</i>
Set 5	<i>Yonsei University (YSU)</i>	<i>Noah land surface</i>
Set 6	<i>Mellor Yamada Janjic (MYJ)</i>	<i>Noah land surface</i>

Para descrever a estrutura vertical da atmosfera, o modelo WRF usa um par de parametrizações (*bl_pbl_physics* e *sf_sfclay_physics*) que mantêm uma dependência mútua. A Tabela 6 mostra as parametrizações usadas para *sf_sfclay_physics*, conforme indicação do manual do usuário do modelo WRF.

Tabela 6: Parametrizações de CLA e CLS usadas em cada Set.

Processo / (código da parametrização)	Set1	Set2	Set3	Set4	Set5	Set6
Camada limite atmosférica (<i>bl_pbl_physics</i>)	1	2	7	7	1	2
Camada limite superficial (<i>sf_sfclay_physics</i>)	1	2	7	7	1	2

Os números constantes da Tabela 6 são os códigos de cada parametrização usada como segue: Para *bl_pbl_physics*: 1-Yonsei University Scheme; 2-Mellor-Yamada-Janjic scheme; 7-ACM2 PBL. Para *sf_sfclay_physics*: 1-MM5 similarity; 2-Eta similarity; 7-Pleim-Xiu surface Layer.

As demais parametrizações de física do modelo, listadas na Tabela 7, permaneceram inalteradas para todas as seis simulações do modelo, exceto as de cúmulos que, em

decorrência das dimensões de grades serem menores que 10 km e 4 km (SKAMAROCK et al., 2008; KLEMP, 2006; WANG e SEAMAN, 1997), foi alterada para o domínio D03 e desligada para o domínio D04.

Tabela 7: Demais parametrizações de física inalteradas.

Parametrização	D01	D02	D03	D04
Microfísica	Thompson	WSM 6-class	WSM 6-class	WSM 6-class
Cumulus	Grell 3D	Grell 3D	Betts-Miller-Janjic	Desligado
Radiação ondas longas	RRTM scheme	RRTM scheme	RRTM scheme	RRTM scheme
Radiação ondas curtas	Dudhia scheme	Dudhia scheme	Dudhia scheme	Dudhia scheme

Como mostra a Tabela 8, seis parâmetros obtidos por SODAR, LIDAR e EMS foram usados para avaliar o desempenho do modelo WRF: velocidade horizontal e vertical do vento, temperatura, fluxo de calor na superfície, direção do vento e altura da CLA.

Tabela 8: Parâmetros usados para comparação.

Parâmetros	Instrumento	Escala de comparação
Velocidades horizontal e vertical do vento, temperatura e fluxo de calor.	EMS	Escala local, escala espacial e temporal próximo ao solo.
Direção e velocidades horizontal e vertical do vento.	SODAR	Evolução temporal e vertical.
Altura da CLA	LIDAR	Evolução temporal e vertical.

7.1 RESULTADOS DOS TESTES PARA A REGIÃO DE DUNKERQUE

Os valores inferidos pelo modelo WRF foram comparados com as medições obtidas por SODAR, LIDAR e EMS na campanha feita por pesquisadores da *Université du Littoral Côte d'Opale à Dunkerque*, do *Laboratoire de Physico-Chimie de l'Atmosphère* e do *Centre Commun de Mesures*, na qual detectaram a brisa marítima em 08 de setembro de 2009.

Além do LIDAR medir o laser dispersado pela atmosfera, o sinal retro espalhado contém informações sobre a dispersão e extinção dos raios pelos aerossóis presentes na atmosfera. Como a concentração de poluentes é diferente para cada camada na atmosfera, a derivada do sinal LIDAR, denominada *negative LIDAR sinal variation* (NLSV), tem descontinuidades entre as camadas, fornecendo informações sobre a estrutura atmosférica (MELFI et al., 1985). A fronteira entre as camadas pode ser detectada pelo método do ponto

de inflexão (MENUT et al., 1999) que encontra o ponto de mínimo da segunda derivada da energia do retro espalhamento medido pelo LIDAR. A Figura 49 mostra os dados NLSV (em cores) juntamente com a CLA e CLI (elipses) obtidas pelo método do ponto de inflexão, mostrando o início do crescimento da CLA (elipses brancas) em torno de 07:00h e o surgimento da brisa marítima por volta de 13:00h, formando a CLI (elipses amarelas).

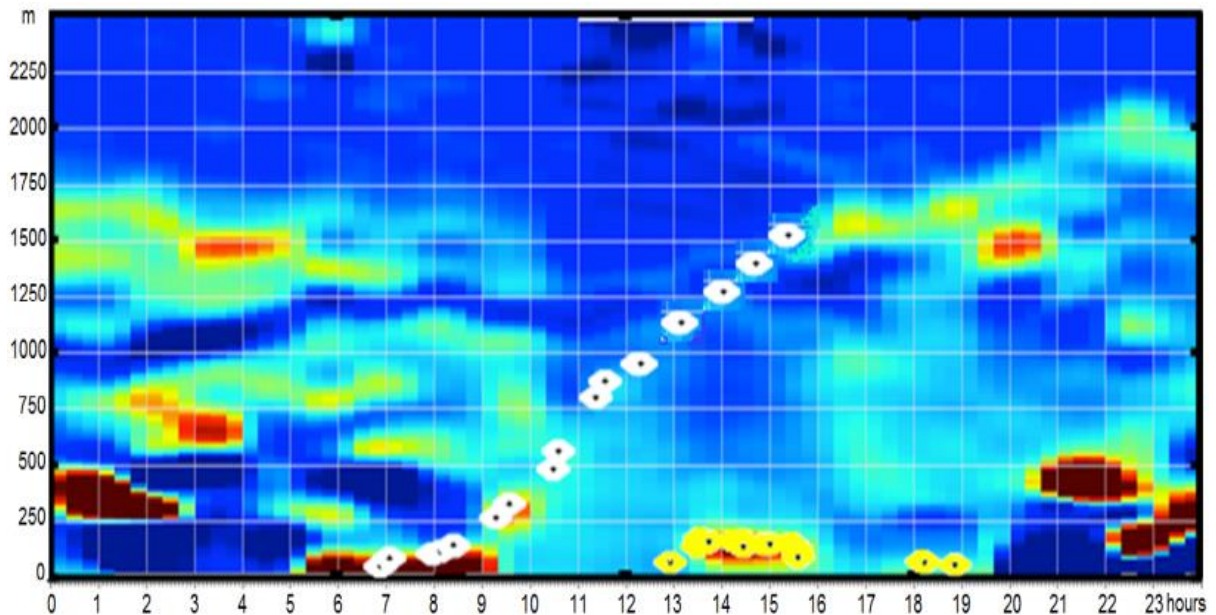


Figura 49: Imagem gerada pelo LIDAR.

A altura da CLA é um parâmetro importante, pois representa a região onde ocorrem a convecção e as circulações de baixo nível. Aparentemente, a rápida diminuição da altura de mistura durante a prospecção por LIDAR, mostrada na Figura 49 é decorrência do desenvolvimento da CLI associado ao aparecimento da brisa marítima. Um colapso semelhante da camada de mistura, devido à brisa marítima também foi observado durante o experimento ESCOMPTE sobre a área de Marselha, no sul da França, em 2001 (DELBARRE et al., 2005; PUYGRENIER et al., 2005).

Comparando com as medições feitas pelo LIDAR, a estimativa mais precisa para a altura da CLA foi a obtida pelo Set6 (parametrizações MYJ e *Noah*), mostrada na Figura 50. Nessa simulação, a altura da CLA aumentou até as 12:45h UTC a uma altura de 1000 m, antes do início da brisa marítima, instante em que ela diminuiu para 190 m em um período de apenas 15 minutos. O topo da CLI ficou entre 100 m e 200 m, das 14:00h às 17:45h UTC, após o que, a altura da CLI não pode ser mais detectada devido a sua altura ser inferior a 50 metros.

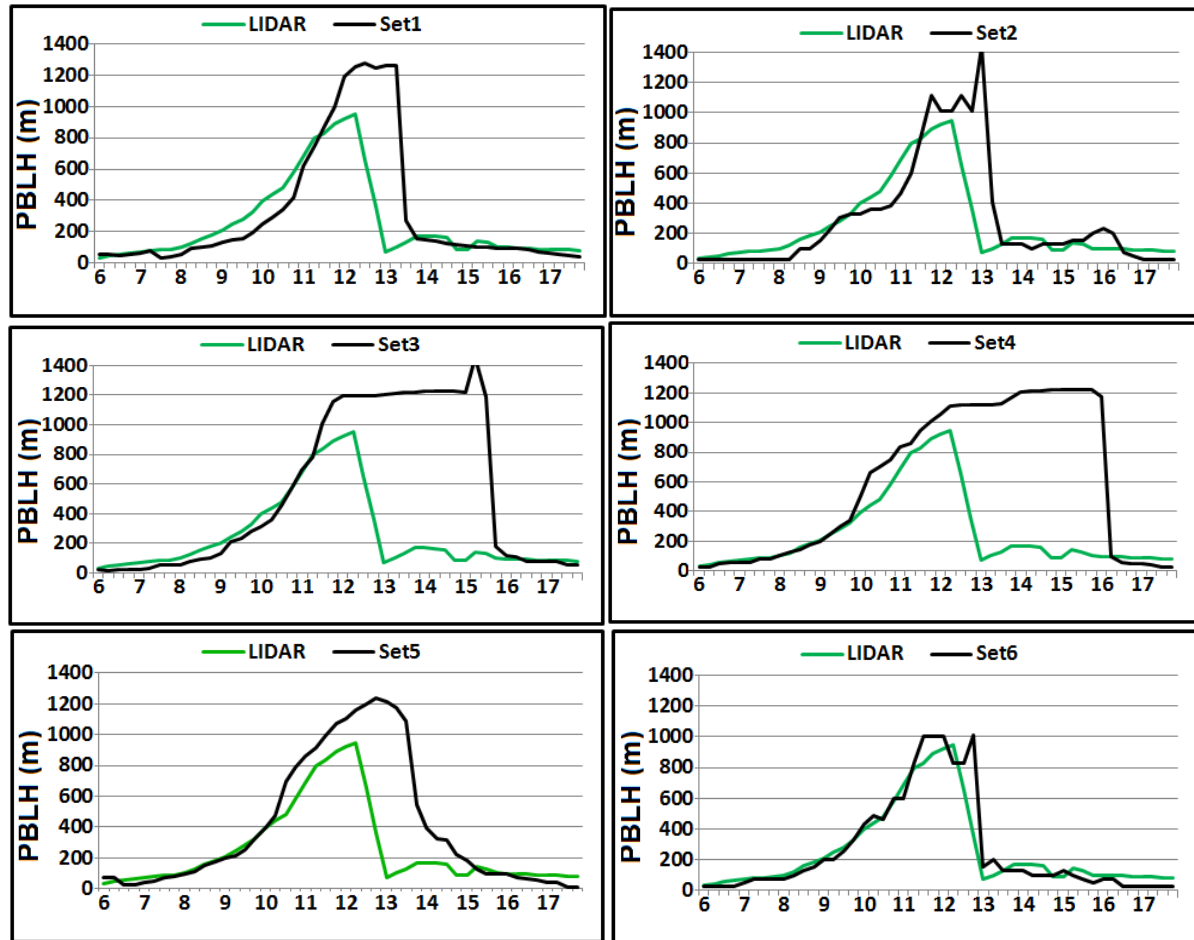


Figura 50: Comparação da altura da CLA (LIDAR/WRF).

A altura da CLA é uma variável chave para a modelagem da qualidade do ar, em particular, a altura da CLI. Sua simulação precisa é muitas vezes difícil em modelos numéricos. É mostrado na Figura que os Sets 1, 2, 3, 4 e 5 sempre produzem maior altura para a CLA e os Sets 3 e 4 têm o maior atraso em detectar a entrada da brisa marítima. A parametrização MYJ de fechamento local (Set6) prevê uma melhor altura para a CLA, sendo que os demais preveem uma altura em torno de 20% maior que o previsto pelo LIDAR. É importante mencionar que a altura da CLA prevista é feita pela formulação do esquema *bl_pbl_physics* e que os esquemas YSU e ACM2 determinam o topo da CLA como sendo o ponto onde o número de bulk Richardson excede o valor crítico, ou seja, maior que 1. Especificamente o esquema YSU calcula o número de bulk Richardson a partir da superfície. O esquema de fechamento local MYJ define a altura da CLA como sendo o ponto onde a energia cinética turbulenta diminui para um valor prescrito.

A Figura 51 mostra as comparações temporais da velocidade e direção do vento. Pelos dados do SODAR, observa-se que os ventos de superfície mudam da direção Sudoeste as

12:00h para a direção Noroeste às 13:00h, indicando o início da entrada da brisa marítima sobre o continente (velocidades 4 – 6 m/s). Todas as simulações detectaram a passagem da brisa mas, com exceção do Set6, apresentaram atraso em relação ao percebido pelo SODAR. O atraso entre as medições e as inferências feitas pelo modelo WRF foram: Set1 0:30h, Set2 0:30h, Set3 2:45h, Set4 3:15h e Set5 1:15h. No entanto, a maioria das simulações representou bem a velocidade e direção do vento em maiores altitudes e, por outro lado, apenas as simulações do Set6 do modelo WRF mostraram a intensidade e direção do vento ao nível do solo, próximas às observadas pelo SODAR, antes e depois da passagem da frente da brisa.

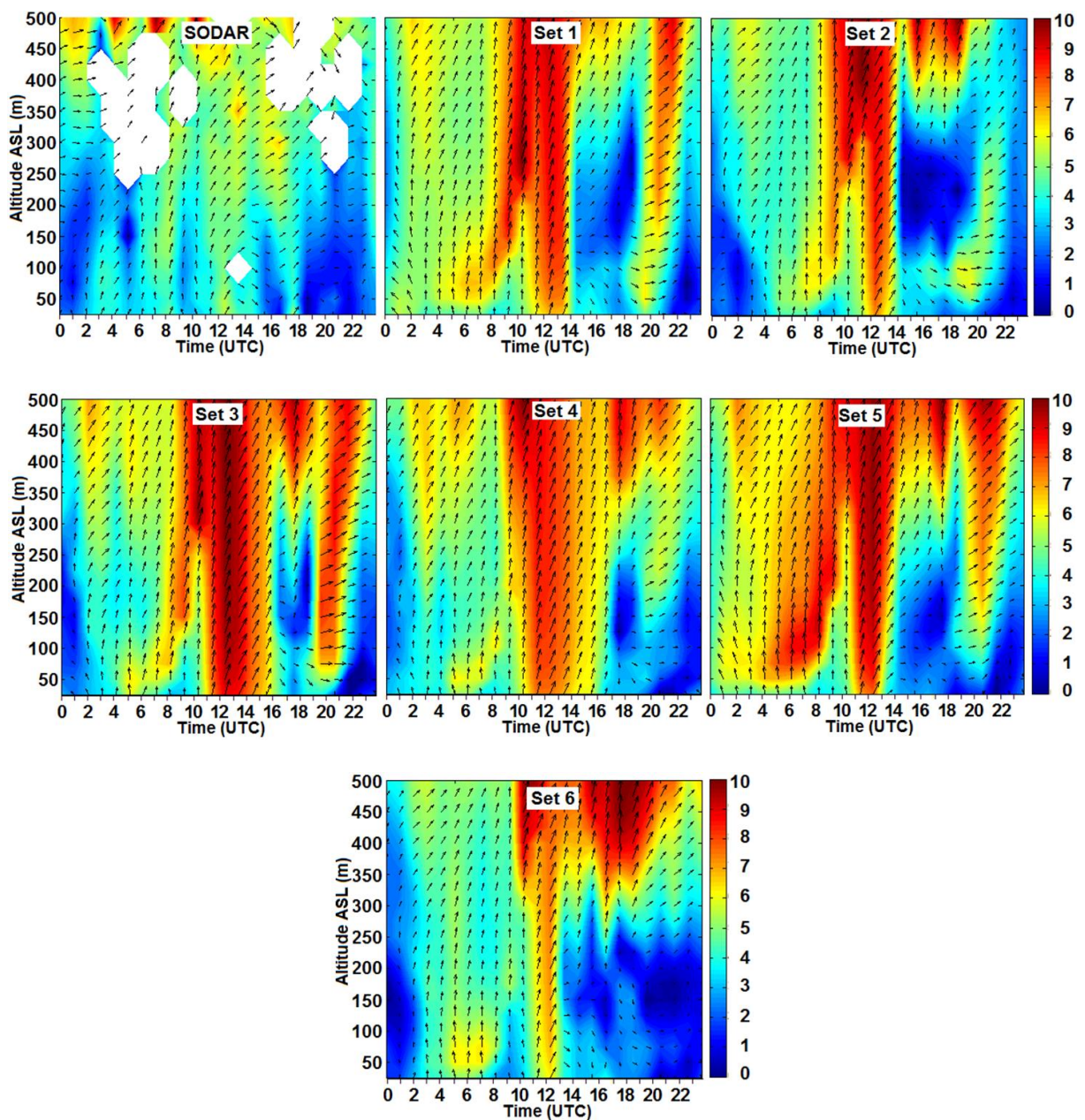


Figura 51: Comparação do perfil vertical da velocidade do vento SODAR/WRF.

O parâmetro que, nesta pesquisa, apresentou menor precisão, para todas as simulações, foi a velocidade vertical do vento (Figura 52), exceto em torno do instante de início da entrada da brisa marítima que ocorreu às 13:00h.

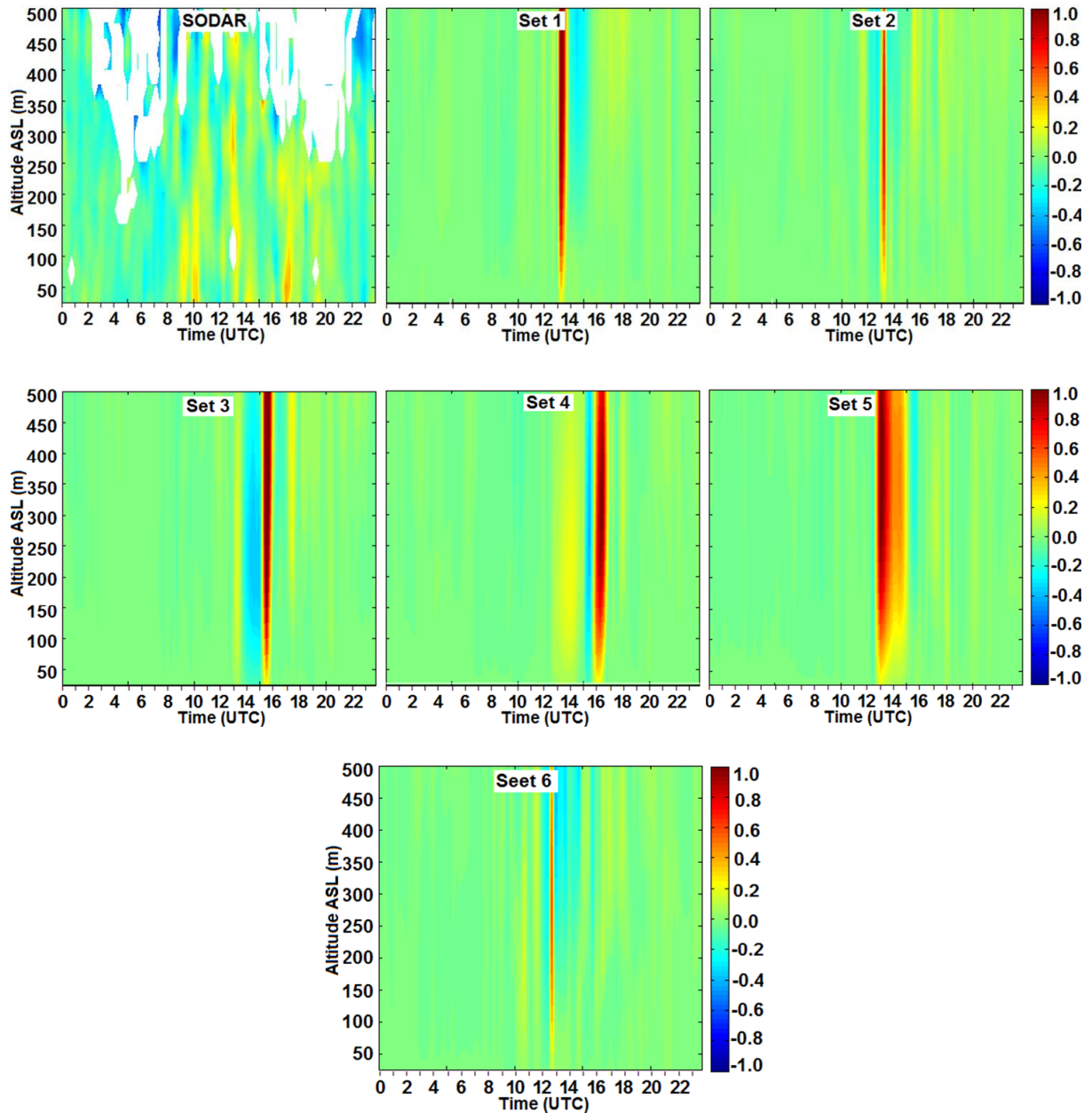


Figura 52: Comparação SODAR/WRF da velocidade vertical (m/s).

Os dados do SODAR mostram, antes da 13:00h, uma corrente ascendente que coincide com a frente da brisa e, por volta das 17:00h, pode-se verificar, novamente, uma corrente ascendente, sugerindo que ocorreu uma primeira entrada da brisa sobre o continente as 13:00h, seguida de um recuo e uma segunda e definitiva entrada em torno de 17:00h.

A Figura 53, obtida pelo SODAR, mostra altos valores da variância da velocidade vertical (σ_w^2), próximo ao topo da frente da brisa (cerca de 400 m), por volta de 13:00h, variando de 0,8 a 0,9 m^2/s^2 , correspondendo ao fluxo de Sudoeste cedendo, como mostrado na Figura 51.

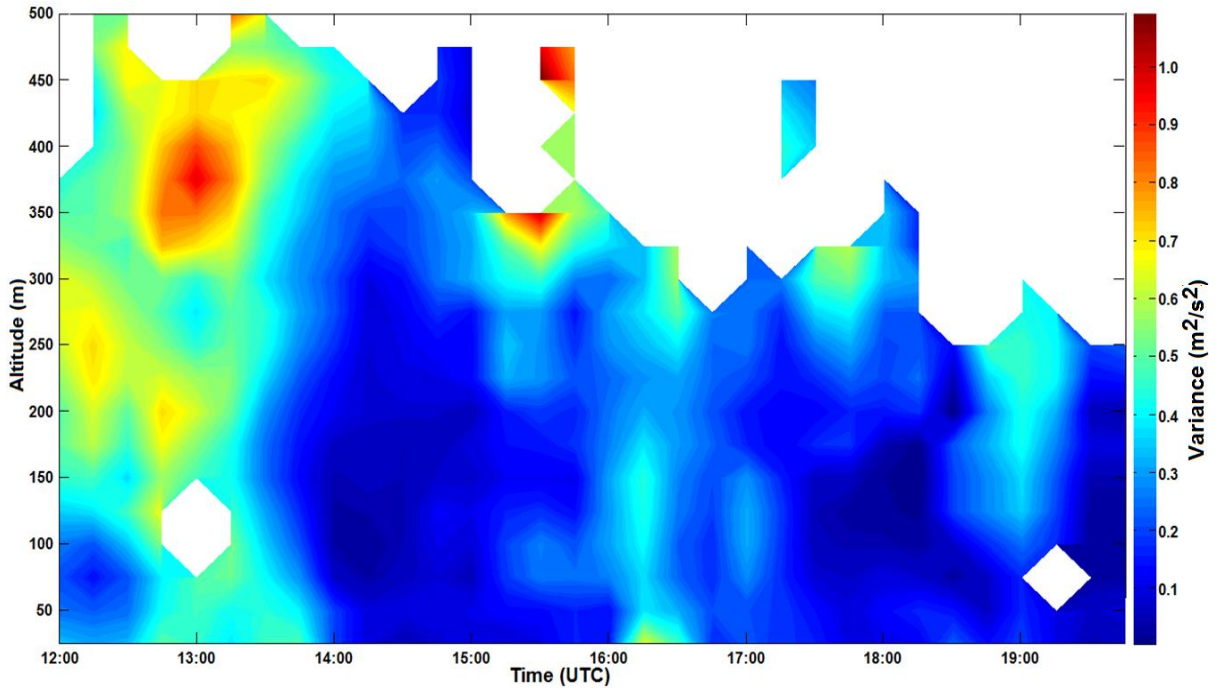


Figura 53: Variância da velocidade vertical (SODAR).

Observa-se uma faixa entre 15:30h e 17:30h, com valores mais altos de σ_w^2 , mostrando que, aparentemente, a entrada da brisa ocorreu em duas etapas, às 13:00 e às 16:30.

Medidas estatísticas usuais (HANNA, 1989; SEIGNEUR et al., 2000; HAN et al., 2008), como desvio médio (MB), desvio médio normalizado (NMB), raiz do erro médio quadrático (RMSE), erro médio quadrático normalizado (NMSE) e coeficiente de correlação (R), foram calculados para avaliar a acurácia dos prognósticos feitos pelo modelo WRF em relação aos valores obtidos pela EMS. Os melhores resultados são para valores de MB, NMB, RMSE e NMSE iguais a zero e R igual a um.

A Tabela 9 mostra a estatística do desempenho do modelo WRF em descrever (médias em 15 minutos) a velocidade e direção do vento a 10 m e a temperatura a 2 m, quando comparadas com dados obtidos pela EMS.

Tabela 9: Estatística (Velocidade, Direção e Temperatura).

Velocidade do vento a 10 m						
	Set1	Set2	Set3	Set4	Set5	Set6
MB	0,15	-0,29	0,34	0,38	-0,29	-0,37
NMB	0,06	-0,12	0,14	0,16	-0,12	-0,16
RMSE	0,80	0,80	1,09	0,93	0,70	0,81
NMSE	0,11	0,13	0,18	0,13	0,10	0,14
R	0,59	0,67	0,62	0,60	0,62	0,68
Direção do vento a 10 m						
	Set1	Set2	Set3	Set4	Set5	Set6
MB	23,98	10,76	3,52	-34,93	12,97	-14,68
NMB	0,12	0,06	0,02	-0,18	0,07	-0,08
RMSE	128	116	113	107	128	135
NMSE	0,39	0,34	0,34	0,38	0,42	0,53
R	0,13	0,17	0,09	-0,21	-0,07	-0,35
Temperatura a 2 m						
	Set1	Set2	Set3	Set4	Set5	Set6
MB	-1,62	-1,81	-2,45	-3,16	-2,86	-2,96
NMB	-0,08	-0,09	-0,12	-0,15	-0,13	-0,14
RMSE	4,79	2,88	4,53	5,22	4,21	3,78
NMSE	0,06	0,02	0,05	0,07	0,05	0,04
R	0,31	0,70	0,44	0,28	0,48	0,68

Observa-se que os Sets 1, 3 e 4 tendem a superestimar ligeiramente a velocidade do vento (MB positivo). Enquanto o Set1 têm o menor valor de MB. Os Sets 5 e 1 têm os menores valores de RMSE e os Sets 6 e 2 mostraram os maiores valores de R (0.68 e 0.67) enquanto os demais Sets tiveram valores ligeiramente menores. As simulações da direção do vento mostraram menor valor de RMSE para o Set4 e maior para o Set6 (107° versus 135°). Deve-se levar em consideração que, para a direção do vento, estas médias são calculadas usando valores escalares e não valores vetoriais. Quanto a temperatura, de uma forma geral, os resultados estatísticos mostram melhores resultados para o Set2 em relação aos demais, exceto de MB e NMB, em que o Set1 é o melhor e o Set2 o segundo melhor (na verdade, são estatisticamente muito semelhantes). Para a temperatura, as correlações R tiveram variação de 0,28 (Set4) à 0,70 (Set2), para a velocidade do vento, as correlações R variaram de 0,59 (Set1) até 0,68 (Set6), enquanto que no caso da direção do vento, elas variaram de -0,35 (Set6) à 0,17 (Set2).

O menor desempenho para os campos de vento pode ser atribuído à incapacidade do modelo em capturar as flutuações em escalas sub grade, induzidas pela topografia e superfície de uma grade adjacente. Menores correlações para a direção do vento também podem ser associadas com o método de comparação estatístico, já que a direção do vento é uma unidade

vetorial, enquanto que a estatística a trata como escalar. Assim, a correlação pode não representar a realidade quando a direção do vento está próxima de 360° .

Como os testes estatísticos não foram conclusivos foi realizado uma avaliação temporal da velocidade e direção do vento a 10 m e da temperatura a 2 m, inferidas pelo modelo WRF, comparados graficamente com os dados coletados pela EMS.

A evolução diária da velocidade do vento obtida pela EMS e inferida pelo modelo WRF é mostrada, comparativamente, na Figura 54.

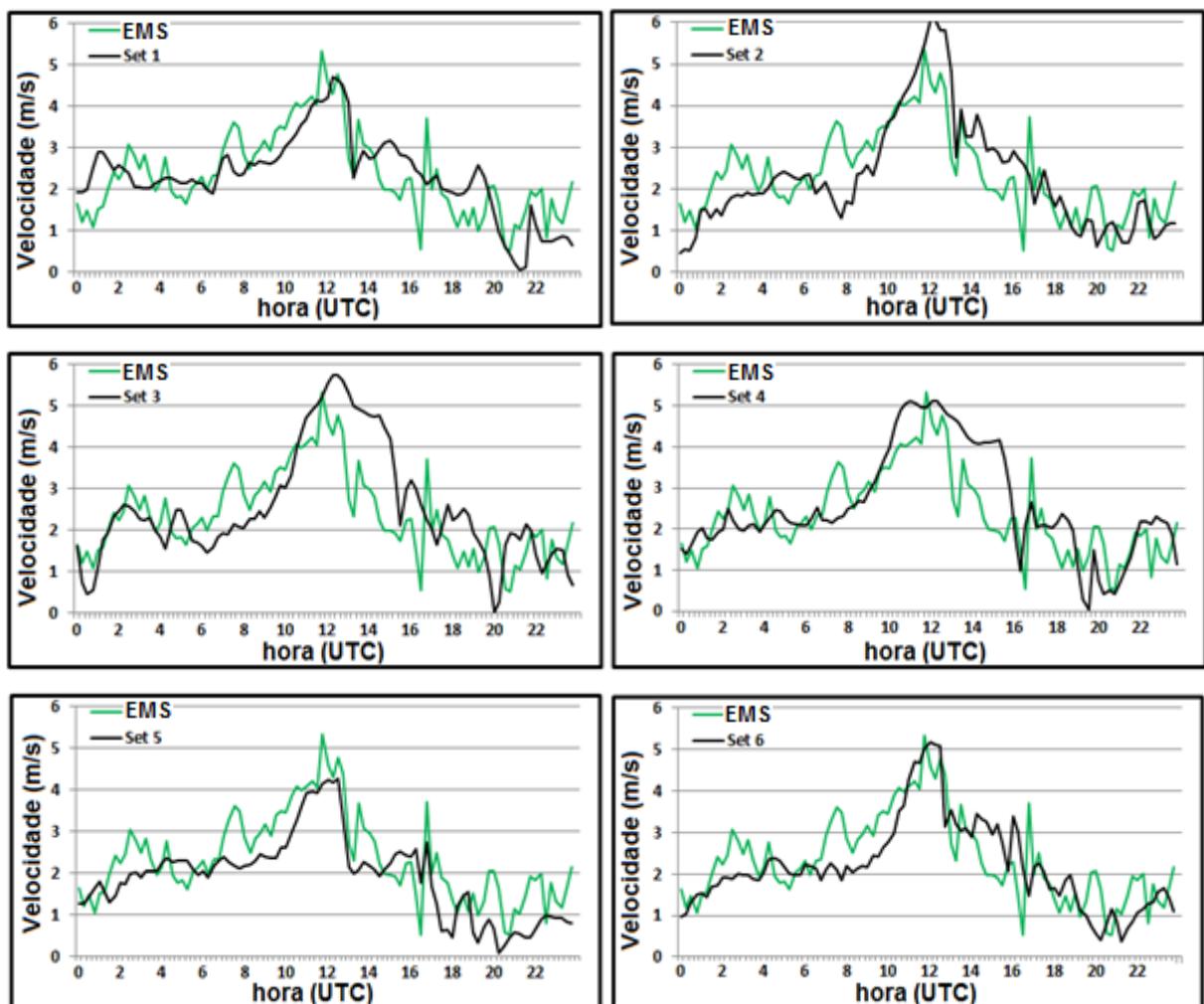


Figura 54: Comparação da velocidade do vento a 10 m EMS/WRF.

A partir dos dados da EMS, é possível observar que próximo à passagem da frente da brisa marítima (13:00h) a velocidade do vento diminui de 4,7 m/s para 2,3 m/s, com tendência de queda até as 16:15h (0,5 m/s). Depois aumenta, em um intervalo de uma hora, até 3,8 m/s, às 17:00h e depois reduz para 1,2 m/s. Observa-se, mais uma vez, que o Set6 tem boa concordância com os dados da EMS, em todo o intervalo da frente da brisa marítima.

A mudança da temperatura medida pela EMS pode indicar a passagem da frente da brisa marítima. A Figura 55 mostra a evolução da temperatura superficial (2 m) obtida pela estação meteorológica de superfície, próxima à linha de costa e a inferida pelo modelo WRF.

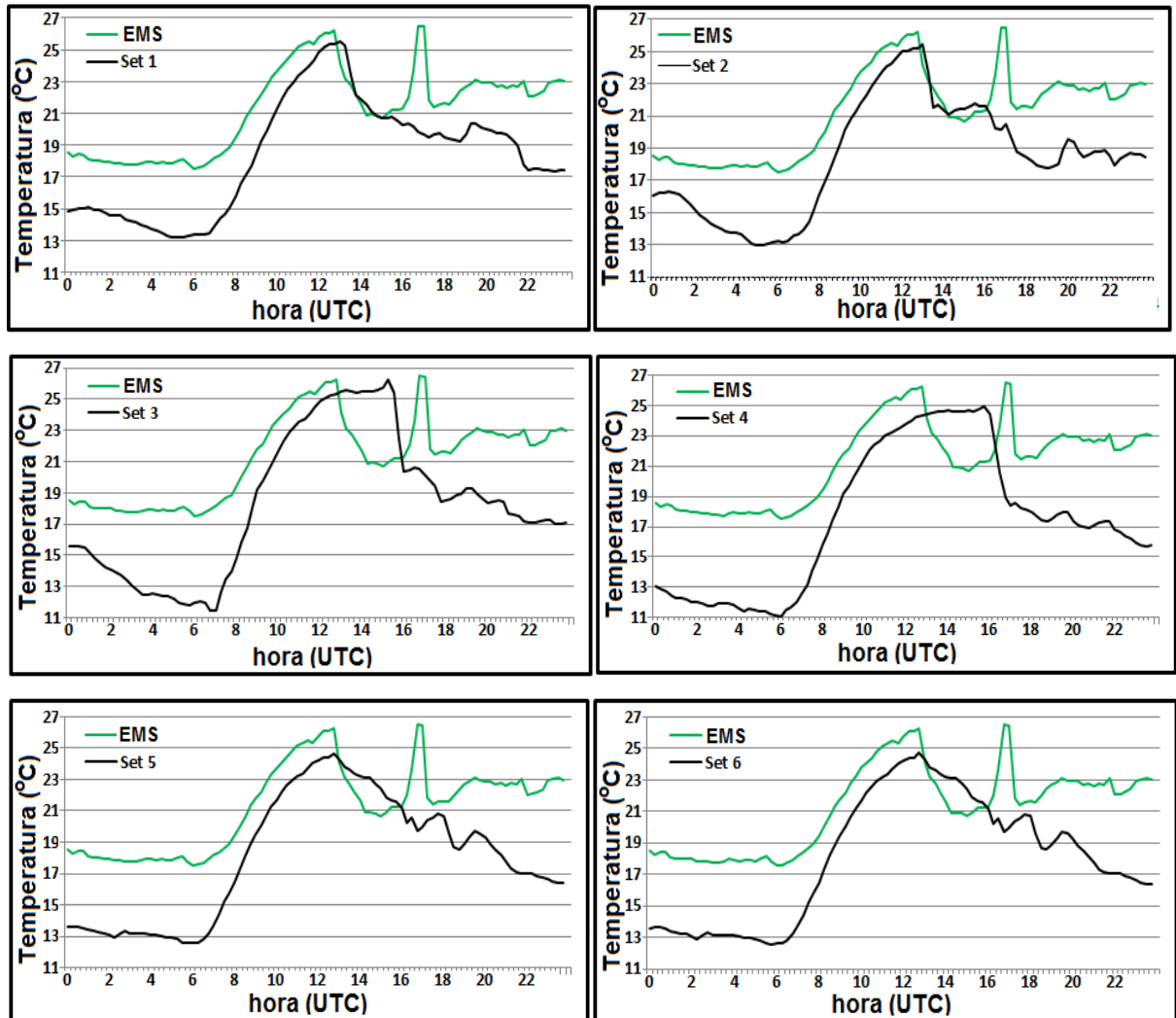


Figura 55: Comparação da temperatura próxima à superfície (2 m) EMS/WRF.

Na figura, pode-se observar que, em torno de 17:00h, a EMS registrou um pico de temperatura, o que pode ser interpretado como um refluxo da brisa marítima devido ao fato da componente vetorial da velocidade do vento referente à brisa ser menor que a componente vetorial do vento sinótico naquele pequeno período, fato não percebido por nenhuma das seis configurações do modelo WRF.

Quando a medição é feita em locais muito próximos da linha de costa, a brusca mudança da direção do vento, em baixas altitudes, também pode ser uma indicação de que

ocorreu a passagem da brisa marítima. A Figura 56 mostra a variação diária da direção do vento a 10 m, sobre a área de Dunkerque.

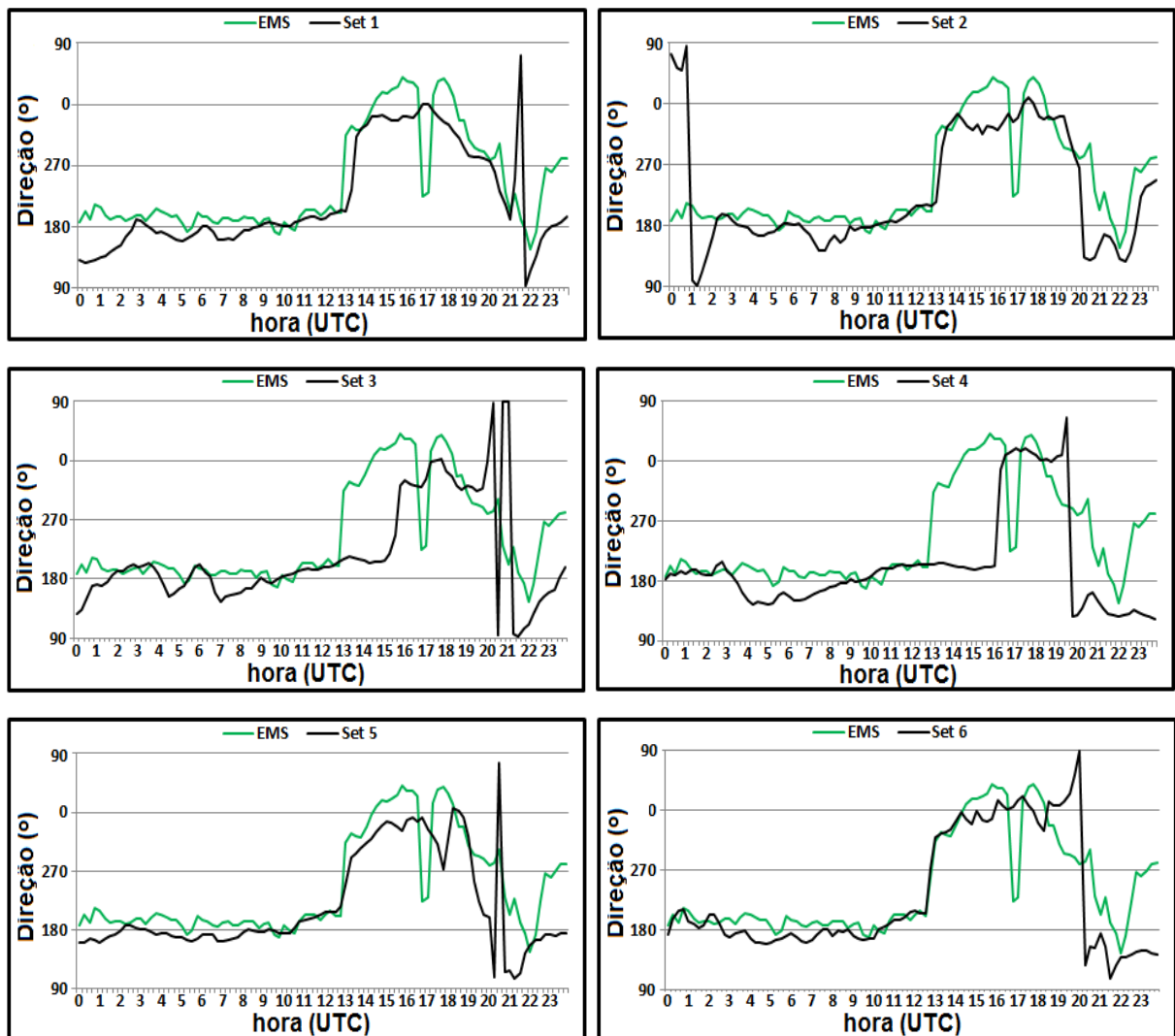


Figura 56: Comparação da direção do vento a 10 m EMS/WRF.

A mudança da direção do vento foi observada, pela EMS, durante a campanha experimental, quando a direção predominante mudou, praticamente, de Sul para Norte, por volta de 13:00h, conforme mostrado na Figura, que também indica que os Sets 3 e 4 mostraram um retardo significativo em relação ao horário da entrada da brisa. Em torno de 16:15h, A EMS percebeu uma brusca alteração na direção do vento, que mudou de Norte-Nordeste para Sul-Sudoeste durante um curto espaço de tempo, retornando para a direção Norte-Nordeste, o que pode ser interpretado como um recuo da brisa devido a componente vetorial Sul-Norte do vento sinótico ter sido ligeiramente maior que a componente Norte-Sul da brisa. Tal fato é corroborado pela variação da temperatura percebida pela EMS (Figura 55), nesse mesmo período.

Comumente, em modelos numéricos, a temperatura do ar na altura da rugosidade (z_0) é, muitas vezes, substituída pela temperatura da superfície, que pode ser facilmente calculada a partir do balanço de energia superficial. No esquema de camada superficial do solo, a temperatura calculada pela radiação da superfície $T = T_s$, é usada como uma condição limite inferior (em $z = z_0$) para a parametrização da camada de superfície em que é calculado C_H . A figura 57 mostra o comportamento da temperatura superficial para as seis simulações.

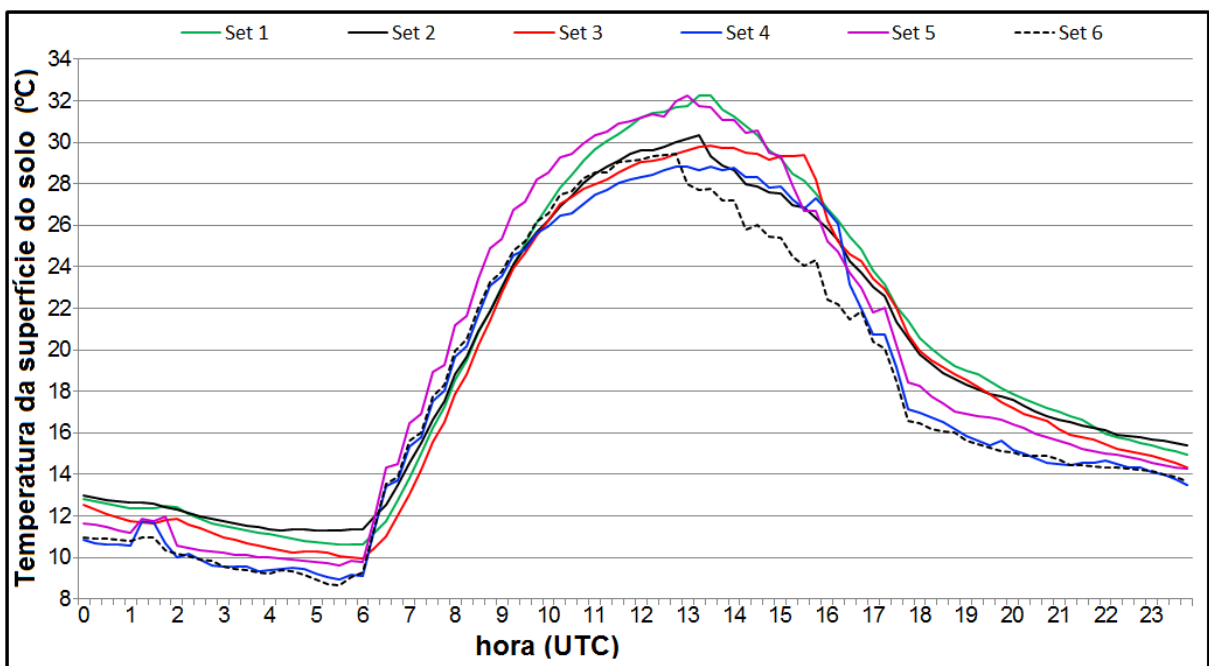


Figura 57: Temperatura superficial do solo.

Observa-se, no Set6, uma temperatura superficial do solo próxima a 30 °C por volta de 13:00h. No período em que houve a entrada da brisa (13:00h-14:00h), diminuiu 4 °C, indicando arrefecimento da superfície de forma mais acentuada, continuando a cair até aproximadamente às 18:00h, variando de quase 14°C. Comparado ao Set2, que tem parametrização de camada superficial do solo diferente, há um comportamento semelhante entre 06:00h e 12:00h porém, mostra um atraso em começar a cair a temperatura. Observa-se que os atrasos estão correlacionados com a temperatura superficial do solo porque com a entrada de brisa, estas temperaturas são mantidas com uma pequena variação e caem apenas depois de algum tempo. Assim, existe claramente a influência da parametrização da camada superficial do solo, que calcula a temperatura superficial. Pelos resultados inferidos, o Set6 (MYJ - Noah) foi o que mostrou melhor eficácia.

O comportamento de fluxo de calor sensível é mostrado na Figura 58, comparando os valores obtidos pela EMS com os inferidos pelo modelo WRF.

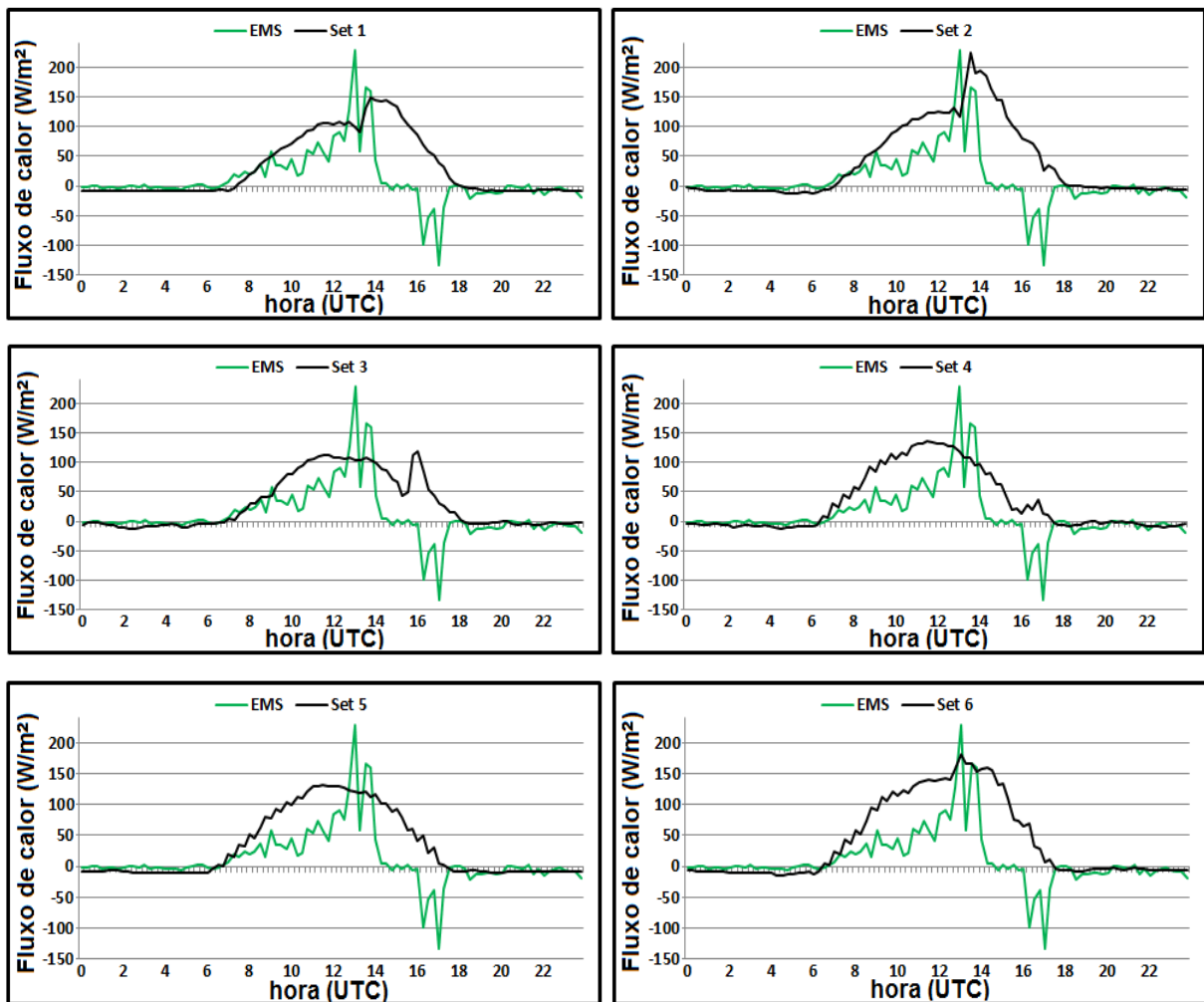


Figura 58: Fluxo de calor sensível, comparação EMS/WRF.

No período diurno, o fluxo de calor sensível é superestimado por todos os conjuntos de parametrizações, exceto próximo ao período inicial da brisa marítima, em torno de 12:00h, quando um fluxo de calor significativamente maior foi detectado pela EMS. Além disso, entre 16:00h e 18:00h, a EMS detectou um fluxo de calor negativo que não foi percebido por nenhuma das simulações do modelo WRF. Particularmente, por volta de 13:00h, verifica-se que os conjuntos de parametrizações do Set2 mostrou uma melhor representação do pico de calor sensível (225 W/m²) obtido pela EMS. Comparando com a Figura 57, por volta de 17:00h, existe uma relação entre a temperatura e o fluxo de calor negativo porque o ar próximo ao chão era mais frio do que o ar mais acima, provocando esse comportamento. Normalmente, esse fluxo de calor sensível experimental significativamente menor reduz

convecção e geração de turbulência e, portanto, leva a um atraso no início da entrada da brisa marítima.

A Figura 59 mostra, em quatro diferentes horários, os vetores da direção média do vento próximo à superfície, estimados pela simulação feita pelo Set6, usando as parametrizações MYJ e *Noah*, que apresentou melhores resultados. A linha transversal indica a interface terra-mar e a quadrícula preta indica a posição onde foram instalados o SODAR e o LIDAR.

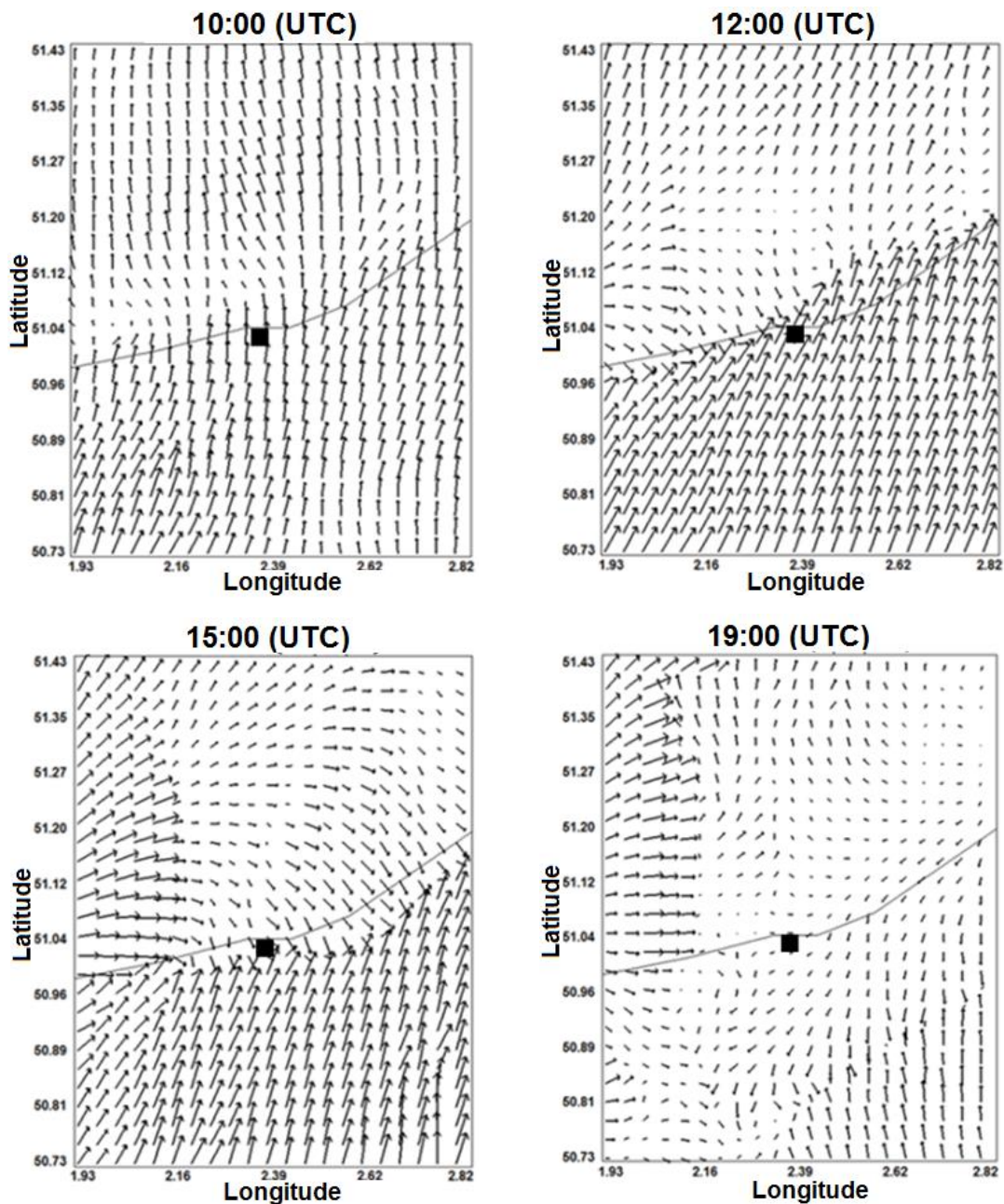


Figura 59: Vetores do vento estimado pelo Set6 do modelo WRF.

O campo de vento superficial, no domínio de estudos mostra, às 10:00h, um fluxo de Sul para o Norte ao longo de todo o domínio. Às 12:00h já se percebe o início da entrada da brisa marítima a Oeste do ponto onde foram posicionados os instrumentos, enquanto que às 15:00h o fenômeno da brisa marítima já atingiu o local de medição. Nas horas seguintes, a brisa do mar propaga para o interior atingindo, aproximadamente, 27 km por volta de 19:00h.

Para o caso da RD, os resultados dos testes feitos mostraram que a estrutura e a dinâmica da brisa marítima identificada a partir das observações estão de acordo com as simulações numéricas do modelo WRF, mas, com exceção do Set6, todas as simulações apresentaram atraso e maiores alturas da CLI em relação às obtidas pelo SODAR e LIDAR, fato que pode influenciar, significativamente, os resultados de modelos de dispersão de poluentes quando do uso dos parâmetros fornecidos pelo modelo WRF.

As medições feitas durante a campanha e os resultados do modelo identificaram um crescimento da velocidade vertical nas proximidades da frente da brisa. Tanto os dados coletados pelo LIDAR e SODAR quanto os simulações pelo modelo (o melhor resultado foi o obtido pelo Set6) identificaram a presença da CLI originada pela brisa marítima, que diminuiu continuamente até o seu desaparecimento à noite.

Para o nosso estudo, a utilização do esquema de fechamento local MYJ com o esquema de superfície do solo *Noah* (Set6) produziram a melhor estimativa da CLA na presença da brisa do mar e, aparentemente, capta os fenômenos da CLI. O esquema de fechamento não local ACM2 apresentou o maior atraso na estimativa da brisa marítima, quando comparado ao esquema de fechamento não local YSU e o esquema de fechamento local MYJ. No esquema MYJ, o único entranhamento que se desenvolve deve vir de mistura local, não considerando os oriundos de penetrações de plumas ou grandes vórtices. Neste trabalho, a utilização de esquemas complexos de parametrizações de turbulência não mostrou melhora das propriedades médias e turbulência simulados na atmosfera inferior. Esses resultados sugerem que existe a necessidade de verificação dos esquemas com mais observações experimentais na região.

7.2 RESULTADOS DOS TESTES PARA A REGIÃO DA GRANDE VITÓRIA.

O regime de ventos da RGV sofre a influência da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) que, por consequência, influencia a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Durante a primavera e verão, com o afastamento da ASAS do continente, os ventos predominantes são de direção Norte-Nordeste. No outono e inverno, a ASAS aproxima-se do

continente, intensificando os ventos alísios de Sudeste e, por isso, verifica-se a mudança de direção nesta época do ano (MENDONÇA E BONATTI, 2008).

Algumas frentes frias conseguem atingir a região, principalmente durante o período de inverno, ocorrendo, com menor frequência, no outono e primavera e, raramente, no verão, gerando ventos com prevalência de direção Sudoeste.

A rosa dos ventos anual, considerando o período compreendido entre 22 de dezembro de 2011 e 21 de dezembro de 2012, é mostrada na Figura 60.

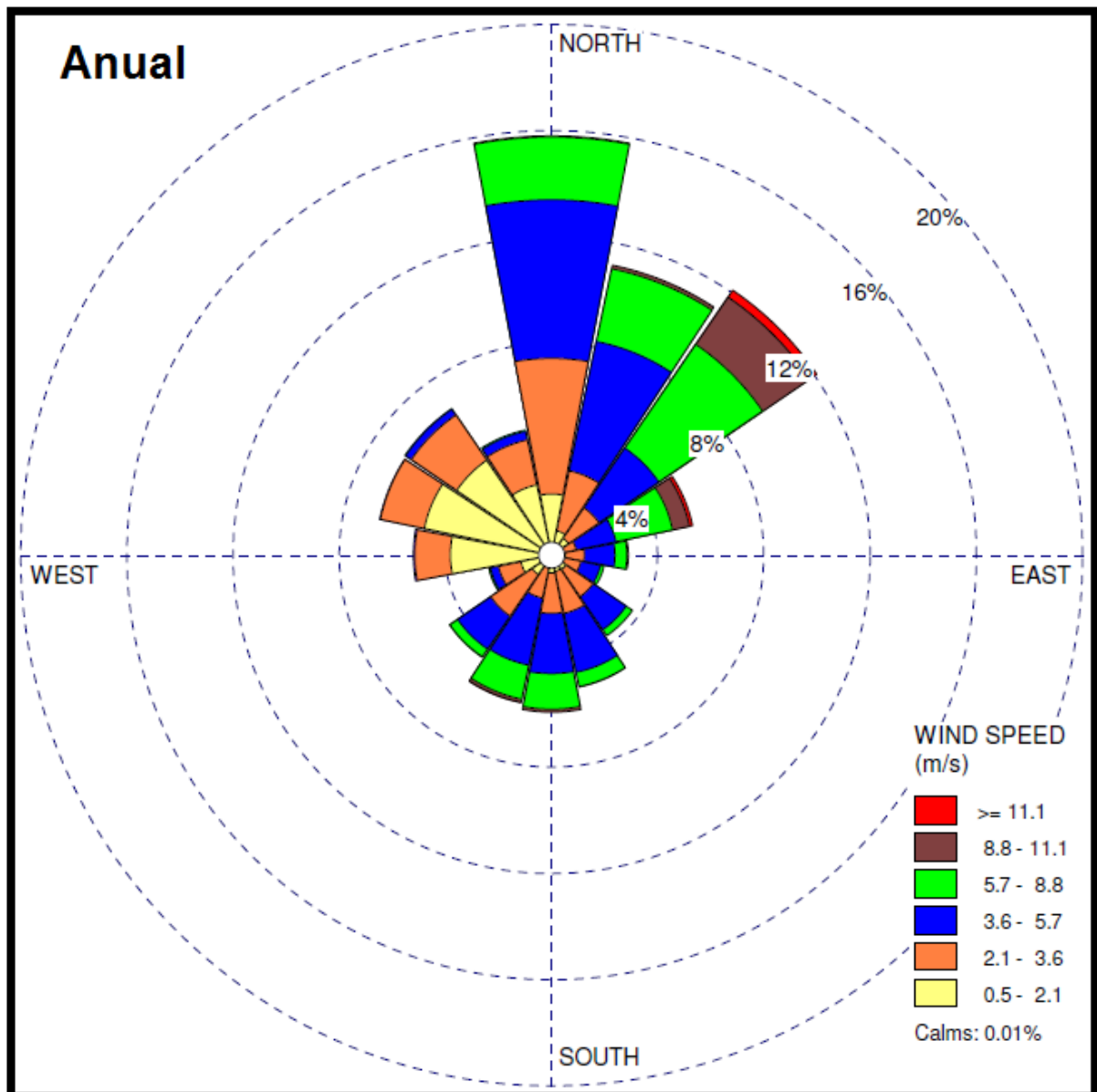


Figura 60: Rosa dos ventos anual.

Conforme já relatado anteriormente, pela Figura 60, apesar da direção dos ventos assumirem todas as direções, tem-se, na média anual, a predominância de ventos da direção Norte-Nordeste, sendo os ventos mais fortes os oriundos da direção Nordeste.

As rosas dos ventos constantes da Figura 61 mostram as direções do vento nas quatro estações do ano, contidas no mesmo período usado para a rosa anual.

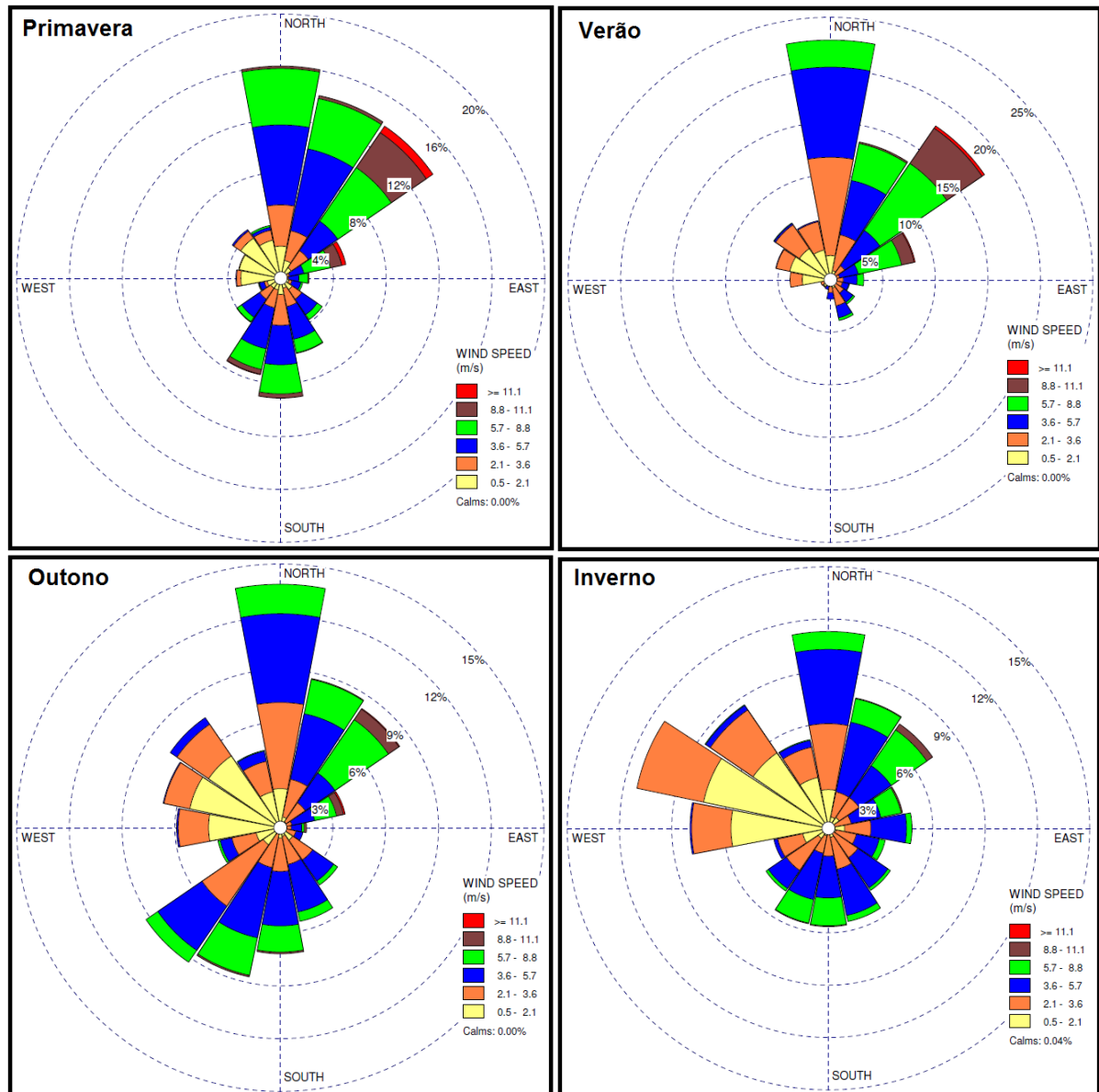


Figura 61: Rosas dos ventos típicas, nas quatro estações do ano.

Percebe-se que durante o período da primavera, os ventos predominantes são de direção Norte-Nordeste, porém podem ser constatados períodos com ventos de direção Sul, originados por algumas entradas de frentes frias e algumas ocorrências de ventos de direção Noroeste, sugerindo a presença de brisas terrestres. No verão, na maior parte do tempo, a

prevalência dos ventos é de direção Norte-Nordeste, com raras entradas de frentes de direção Sul e ventos fracos de direção Noroeste. Durante o período de outono, a direção fica mais dispersa, mantendo ainda uma prevalência de ventos mais fortes de direções Norte-Nordeste e Sul-Sudoeste e mais fracos os de direção Oeste-Noroeste. No inverno, apesar da grande dispersão, pode-se verificar um aumento nos períodos com ventos mais fortes de direção Leste e de ventos fracos de direção Oeste-Noroeste.

Uma primeira e rápida análise visual das rosas dos ventos mostradas sugere a presença de brisas marítimas, principalmente no período de inverno o que, se comprovado, pode dificultar a dispersão de eventuais episódios de lançamento de poluentes atmosféricos, aumentando as concentrações e comprometendo a qualidade de vida das pessoas que habitam ou trabalham na região pesquisada, em virtude do ângulo formado pela linha de costa e dos posicionamentos espaciais de áreas urbanas e de fontes potencialmente poluidoras.

Na região pesquisada, as indústrias com maior potencial poluidor ficam localizadas a nordeste, junto à linha de costa, que forma um ângulo de aproximadamente 25 graus em relação à direção Norte-Sul, fatos que levam à conclusão de que as situações mais críticas devem ocorrer em ocasiões nas quais os ventos tenham direção com componente leste. Portanto, desvios do campo de ventos, devido à brisa marítima, maior que o ângulo formado pela linha de costa, o que ocorre mais frequentemente no período de inverno, faz com que os lançamentos de poluentes atmosféricos alcancem a região de estudos, afetando a população que, na sua maioria, habita a Sudoeste das potenciais fontes emissoras.

Durante o inverno de 2012, foi feita uma campanha na RGV, quando foram levantados dados sobre os parâmetros atmosféricos, continuamente, pelo SODAR no período entre 24/07/2012 e 01/08/2012 e em períodos discretos pelo LIDAR, entre os dias 25/07/2012 e 30/07/2012.

Além disso, foram coletadas informações sobre a temperatura da superfície do mar na região costeira, que ficou praticamente constante, variando entre 21,6 °C e 23,2 °C, bem como informações de temperatura, direção e velocidade do vento, providos pela EMS, localizada muito próxima do ponto onde foram posicionados o LIDAR e o SODAR.

Os dados de direção do vento providos pela EMS, conforme mostrado na Figura 62 (destacado pelas duas elipses), indicam que, durante o período da campanha, ocorreu o fenômeno de brisa marítima, próximo ao meio dia, com boa intensidade no dia 28/07/2012 e, com menor intensidade, no dia 30/07/2012. Nos demais dias, não foi percebida ocorrência significativa de brisa marítima. No dia 31 os dados da EMS mostram a entrada de uma frente fria, com vento soprando de Sul para Norte.

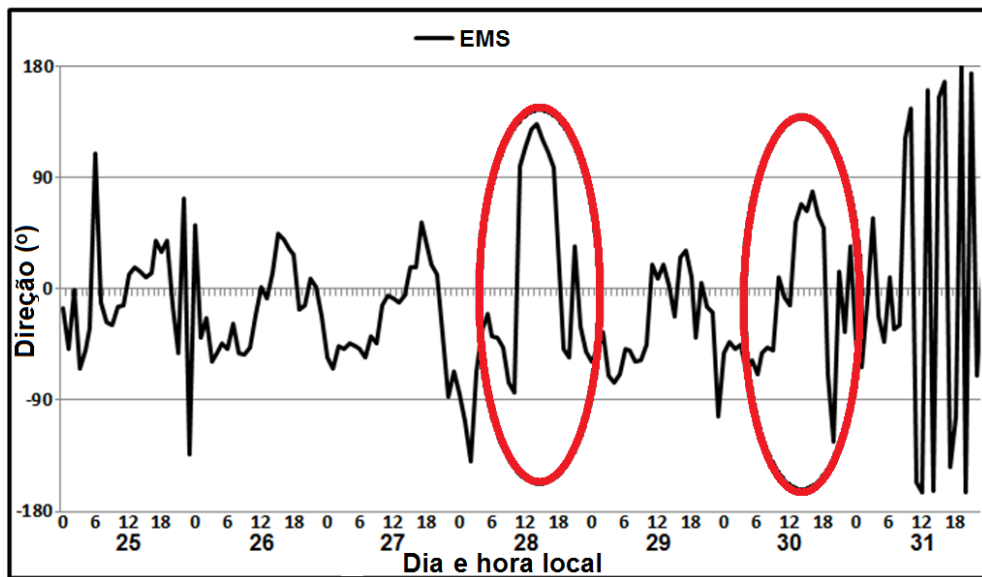


Figura 62: Direção do vento (EMS).

Pela Figura 63 pode ser percebido que o SODAR também detectou as entradas da brisa marítima nos dias 28 e 30, com direções do vento muito similares às obtidas pela EMS.

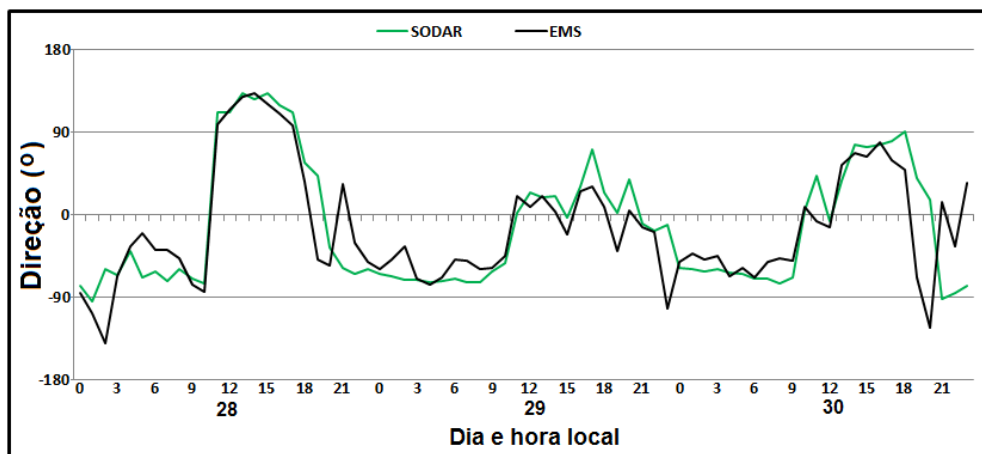


Figura 63: Direção do vento (SODAR e EMS).

7.2.1 Análise estatística dias 28 e 30/07/2012

Para a RGV foi feita uma comparação estatística da mesma forma que a usada para RD, utilizando os mesmos índices estatísticos, desvio médio (MB), desvio médio normalizado (NMB), raiz do erro médio quadrático (RMSE), erro médio quadrático normalizado (NMSE) e coeficiente de correlação (R).

A Tabela 10 mostra os resultados estatísticos, comparando as inferências feitas por cada conjunto de parametrização do modelo WRF, com os correspondentes dados obtidos pela EMS. Valores em negrito representam melhores resultados.

Tabela 10: Estatística EMS x WRF (dias 28 e 30).

	Dia 28/07/2012						Dia 30/07/2012					
	Velocidade do vento a 10 m						Velocidade do vento a 10 m					
	Set1	Set2	Set3	Set4	Set5	Set6	Set1	Set2	Set3	Set4	Set5	Set6
MB	0,79	1,34	1,48	1,52	1,07	1,48	1,30	1,46	2,11	2,08	1,41	1,41
NMB	0,61	1,04	1,15	1,18	0,83	1,15	1,84	2,06	2,98	2,93	1,99	1,99
RMSE	1,72	1,74	2,07	1,94	1,69	1,99	1,97	1,61	2,41	2,19	1,97	1,57
NMSE	1,10	0,89	1,20	1,04	0,94	1,11	2,73	1,70	2,91	2,43	2,59	1,64
R	0,75	0,88	0,78	0,83	0,84	0,86	0,78	0,93	0,88	0,93	0,81	0,93
	Direção do vento a 10 m						Direção do vento a 10 m					
	Set1	Set2	Set3	Set4	Set5	Set6	Set1	Set2	Set3	Set4	Set5	Set6
MB	-7,60	-59,88	-44,73	6,51	1,69	-19,88	-36,83	-34,90	-77,03	-6,96	-15,84	-14,62
NMB	-0,03	-0,27	-0,20	0,03	0,01	-0,09	-0,13	-0,12	-0,28	-0,02	-0,06	-0,05
RMSE	121	157	153	111	100	112	127	157	195	103	110	117
NMSE	0,30	0,67	0,59	0,24	0,20	0,28	0,24	0,36	0,67	0,14	0,16	0,19
R	0,87	0,77	0,79	0,90	0,92	0,89	0,90	0,84	0,75	0,94	0,93	0,92
	Temperatura a 2 m						Temperatura a 2 m					
	Set1	Set2	Set3	Set4	Set5	Set6	Set1	Set2	Set3	Set4	Set5	Set6
MB	0,47	0,61	0,23	0,58	0,82	0,73	1,80	1,89	1,11	1,16	1,80	1,81
NMB	0,02	0,03	0,01	0,03	0,04	0,03	0,10	0,11	0,06	0,07	0,10	0,10
RMSE	1,75	1,80	1,43	1,41	1,73	1,81	2,02	2,19	1,69	1,63	2,21	2,26
NMSE	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
R	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

Para a RGV, os resultados estatísticos não permitem afirmar que um dado conjunto de parametrização mostrou melhor acurácia que os demais, exceto para a direção do vento, em que o Set5 obteve resultados ligeiramente melhores, embora seja esse parâmetro o de resultados estatísticos menos confiáveis por ser uma grandeza vetorial, tratada estatisticamente como escalar.

7.2.2 Análise relativa ao dia 28/07/2012

Como o objetivo da campanha não foi o de avaliar, especificamente, a ocorrência e dinâmica da brisa marítima na região pesquisada, a operação do LIDAR ocorreu em períodos discretos. Consequentemente, para o dia 28/07 só existem dados no período em que não há incidência de brisa marítima. Portanto, para esse dia, a análise comparativa dos resultados

prognosticados pelo modelo WRF somente foi realizada confrontando com os dados obtidos pelo SODAR e pela EMS.

A Figura 64 mostra a comparação temporal entre o perfil vertical do vento obtido pelo SODAR e os perfis prognosticados pelas combinações das parametrizações usadas pelo modelo WRF.

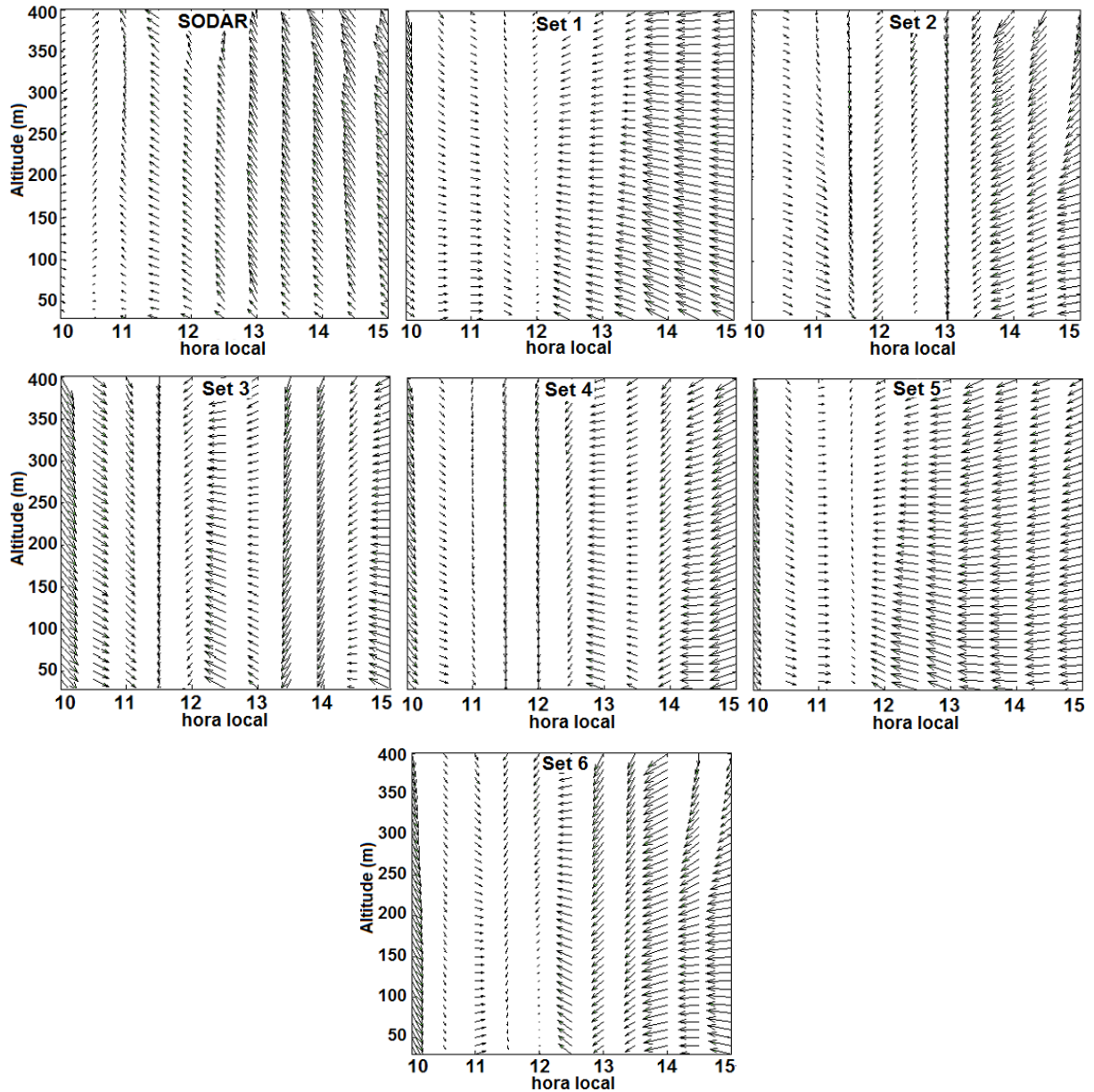


Figura 64: Direção do vento comparando SODAR e WRF (dia 28).

No perfil mostrado pelo SODAR tem-se que, às 10:00h e 10:30h, a direção do vento permaneceu com componente de direção Oeste, indicando a presença de brisa terrestre. Às 11:00h, a direção mudou para direção com componente leste, evidenciando a entrada da brisa

marítima sobre a região. Apesar de, em horários diferentes, todos os conjuntos de parametrizações do modelo WRF detectaram a entrada da brisa. O Set5 detectou a entrada da brisa as 11:30h, com retardo de 0,5 hora em relação ao SODAR. Os Sets 1, 4 e 6 detectaram a entrada às 12:30h, retardo de 1,5 horas, o Set3 às 12:00h, retardo de 1 hora e o Set2 às 13:30h, retardo de 2,5 horas.

Quando da ocorrência de brisas marítimas, é formada uma célula de circulação local com o aparecimento de uma velocidade vertical ascendente sobre a terra, próximo à frente da brisa e uma velocidade vertical descendente sobre o mar. Na Figura 65 são mostradas as velocidades verticais (m/s) obtidas pelo SODAR e inferidas pelo modelo.

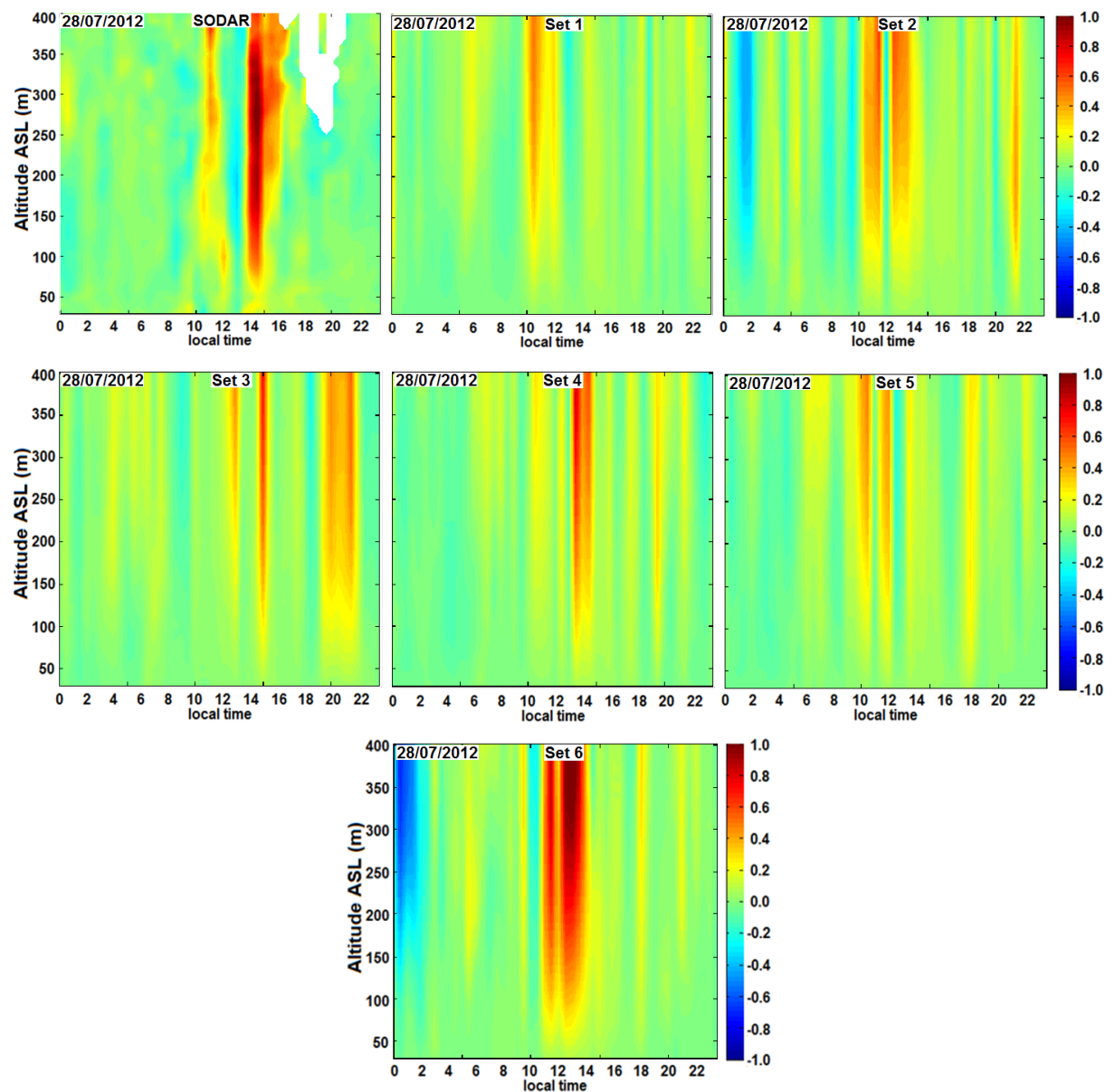


Figura 65: Comparação SODAR/WRF da velocidade vertical (m/s) (dia 28).

Tanto o SODAR, quanto os conjuntos de parametrizações do modelo WRF detectaram elevações das velocidades verticais no horário próximo ao da entrada da brisa em torno de 11:00h.

Na frente da brisa marítima, tensões cisalhantes forçam o aparecimento de vórtices, formando uma estrutura com características diferenciadas das regiões próximas, podendo forçar o aparecimento altas variações nas velocidades verticais. A Figura 66 mostra a variância da velocidade vertical (σ_w^2) obtida pelas observações feitas pelo SODAR, no dia 28/07/12, no intervalo entre 10:00h e 15:00h.

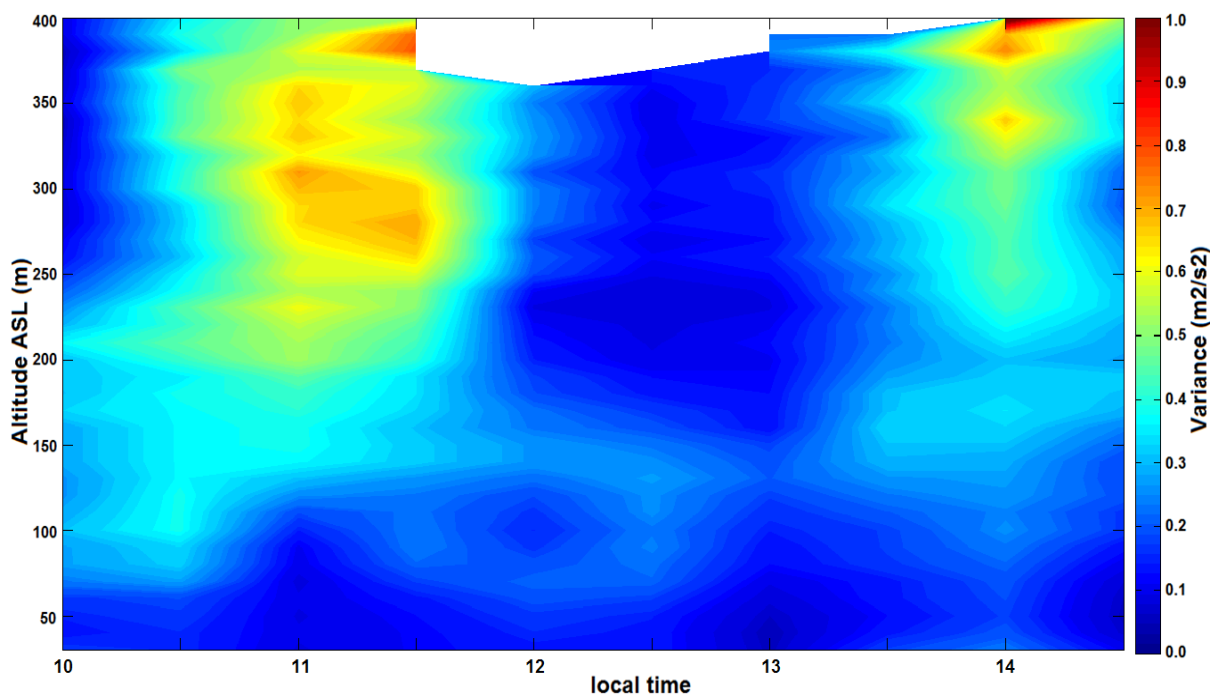


Figura 66: Variância da velocidade vertical (SODAR) (dia 28).

No período seguinte à entrada da brisa, verifica-se alta instabilidade sobre o local de medição, o que pode ser atribuído à entrada da brisa marítima e, mais para o final da tarde, desestabilização provocada pela pré-frontal da frente fria que se aproximava da região.

A direção do vento, conforme dados obtidos pela EMS (10 m), pelo SODAR na primeira altura (30 m) e inferidos pelas seis parametrizações do modelo WRF (10 m) são mostrados na Figura 67.

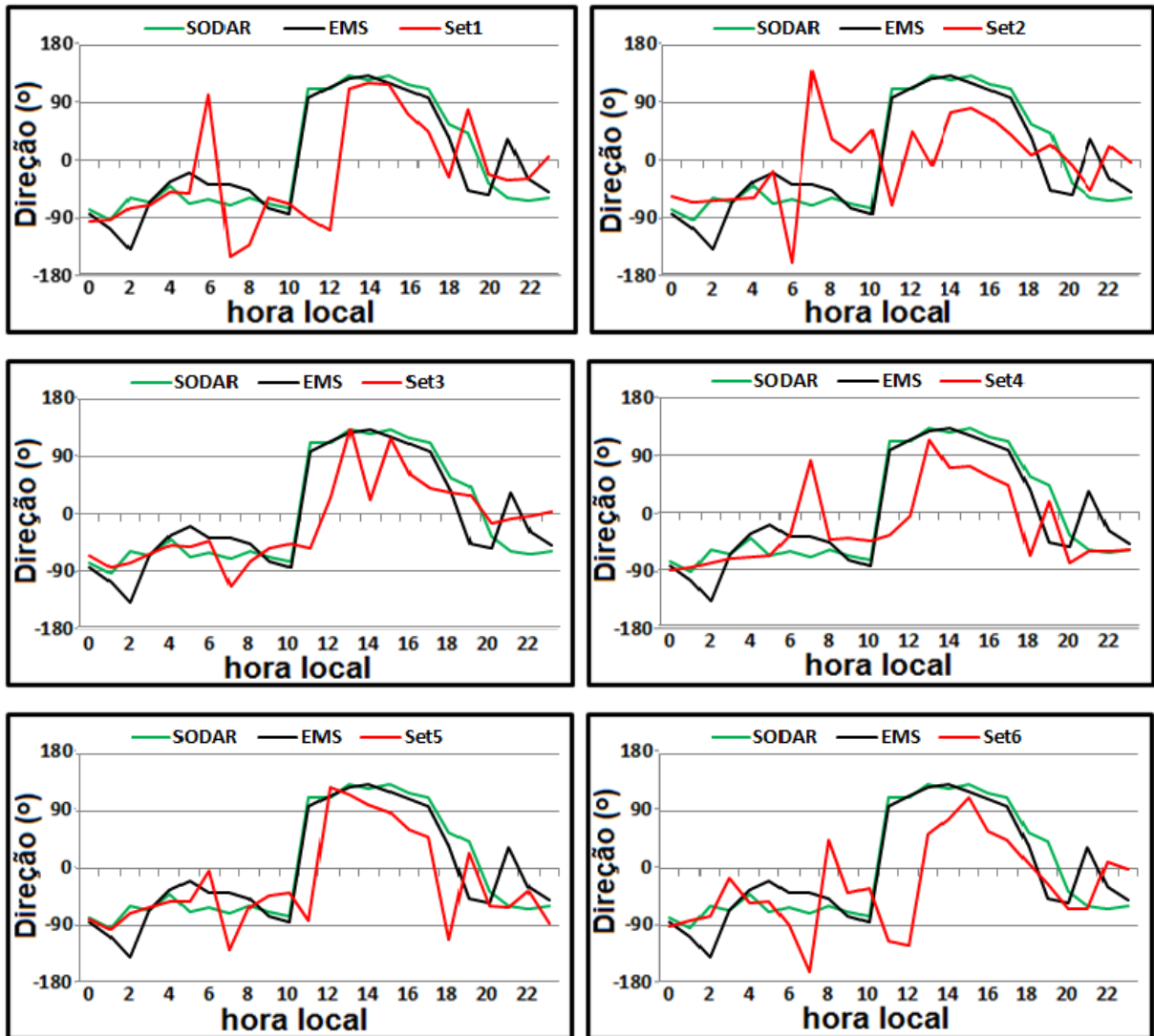


Figura 67: Direção do vento comparando EMS, SODAR e WRF (dia 28).

Apesar da primeira altura do SODAR ser a 30 m, a entrada da brisa marítima foi detectada tanto por ele quanto pela EMS, no intervalo entre 10h e 11h, quando a direção do vento mudou de, aproximadamente, 90° de direção Oeste para 90° de direção Leste. Também o final da brisa foi detectado em horários próximos pela EMS e SODAR, em torno de 19h.

Quanto às inferências feitas pelo modelo WRF, todos os seis conjuntos de parametrizações conseguiram detectar a entrada da brisa marítima, embora em diferentes horários de início e final, tendo o conjunto de parametrizações YSU e Noah (Set5) feito prognóstico mais próximo, inferindo a direção e o horário de entrada da brisa mais próximos dos valores que os instrumentos a detectaram.

As velocidades do vento, no dia 28/07/2012, obtidas pelo SODAR e EMS e as inferidas por cada conjunto de parametrizações do modelo WRF são mostradas na Figura 68.

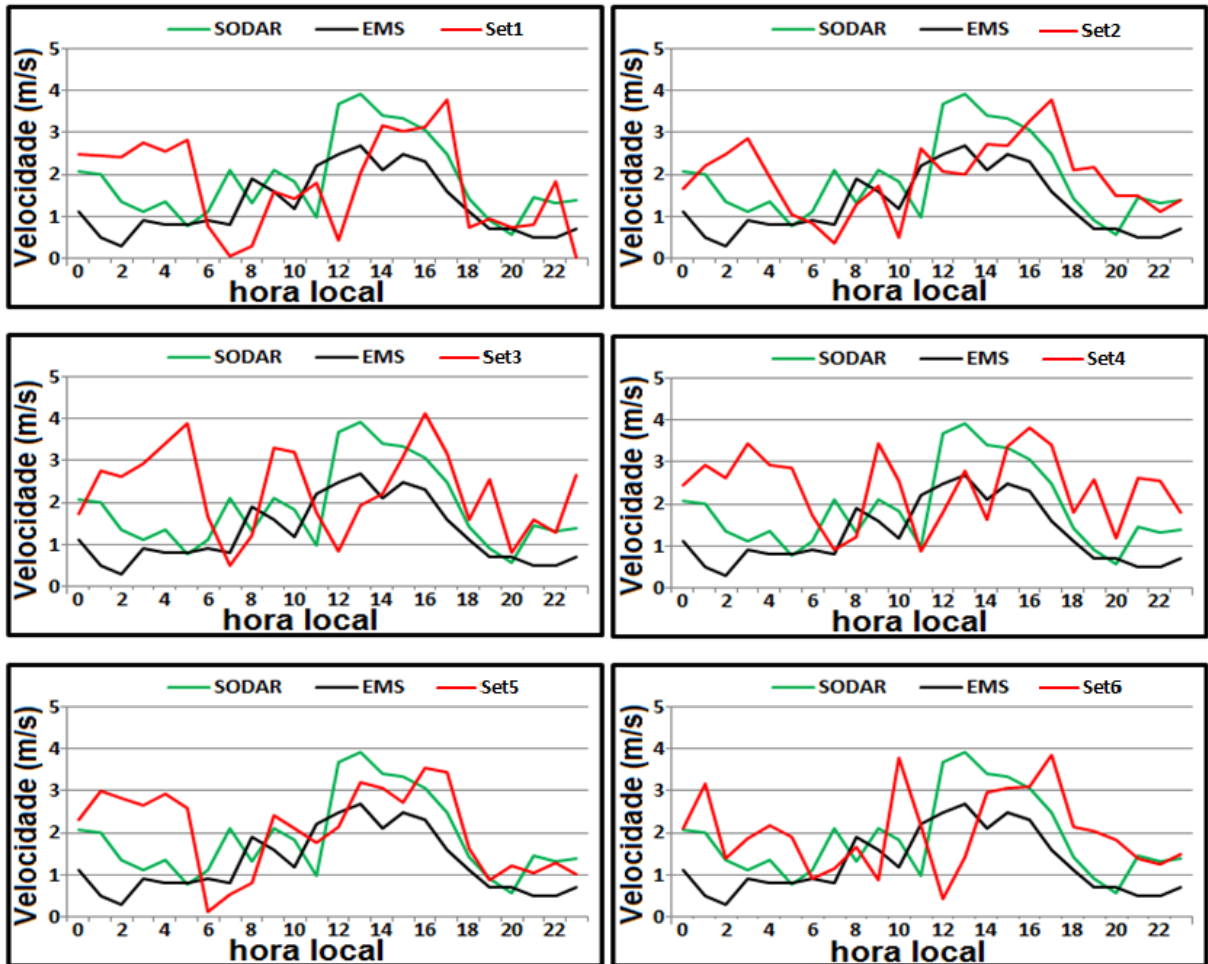


Figura 68: Velocidade do vento comparando EMS, SODAR e WRF (dia 28).

No período noturno, entre 00:00h e 07:00h, pode ser observada uma tendência de todas as parametrizações do modelo WRF em superestimar a velocidade do vento. Entretanto, no período entre 07:00h e 23:00h, as parametrizações usadas no Set5 conseguiram fazer prognósticos com acurácia ligeiramente superior as demais.

As brisas marítimas e terrestres estão diretamente ligadas ao diferencial entre as temperaturas das superfícies do solo e do mar. No sentido de acompanhar o comportamento desse diferencial térmico, a Figura 69 mostra as temperaturas inferidas para a superfície do solo pelas seis configurações do modelo WRF testadas, as obtidas pela EMS a 2m e as medidas na superfície do mar próximo ao continente que permanecem, praticamente, invariáveis durante todo o dia.

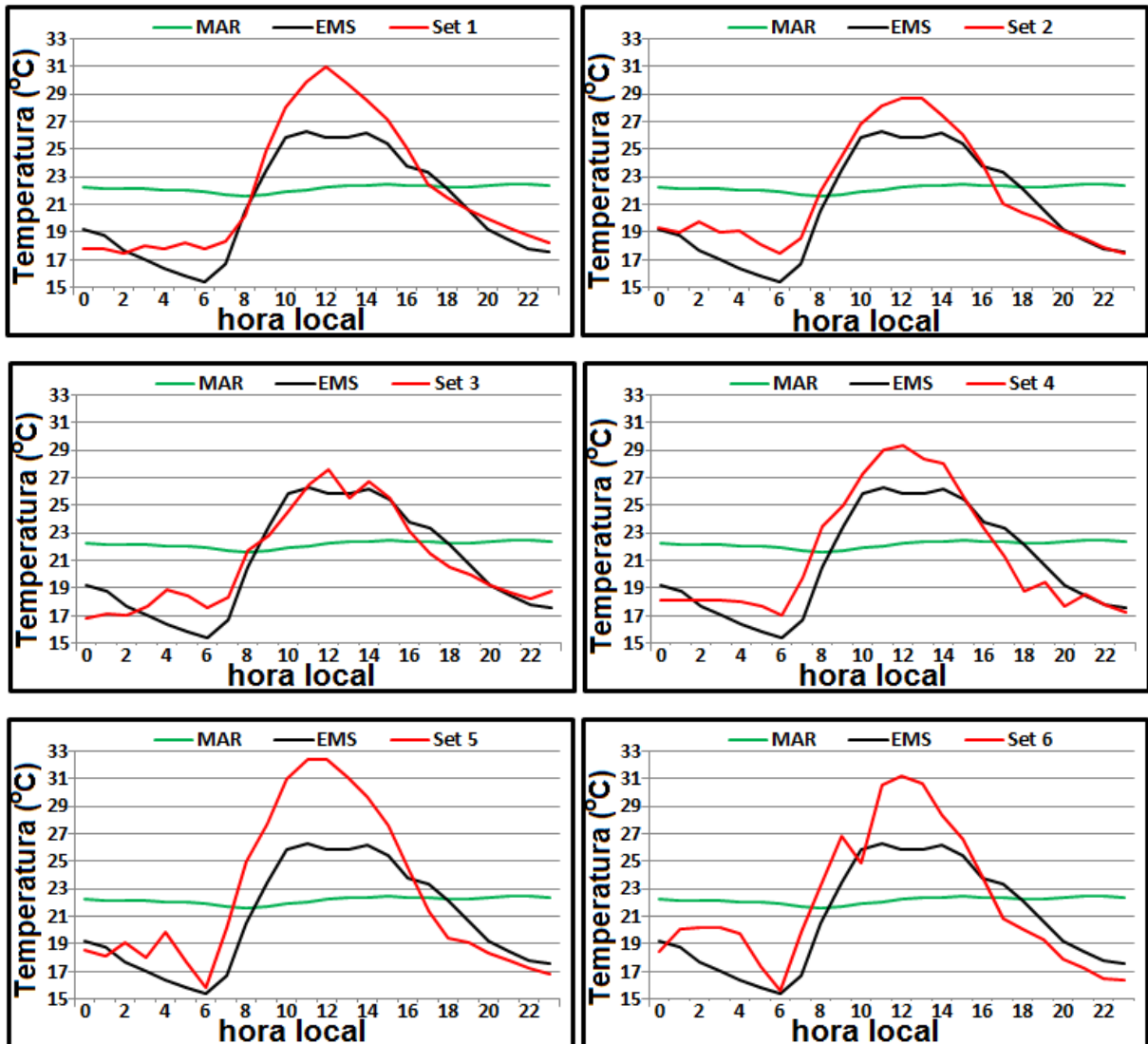


Figura 69: Temperaturas superficiais do MAR/WRF na superfície e EMS a 2m (dia 28).

As temperaturas inferidas pelo modelo WRF mostram temperaturas um pouco maiores que as obtidas pela EMS, o que pode ser considerado normal, haja vista que o modelo prevê a temperatura do solo e a EMS registra a temperatura do ar a 2 m. No período entre 08:00h e 16:00h, todas as simulações do modelo WRF detectaram a inversão da diferença entre as temperaturas da terra e da superfície marítima, favorecendo o fenômeno da brisa marítima, tendo as parametrizações do Set5 mostrado maior diferencial térmico terra-mar atingindo aproximadamente 10 °C.

Durante a ocorrência da brisa marítima, é formada uma primeira camada próxima à superfície que continua a sofrer a influência do solo, gerando fluxos turbulentos, tendo em vista que o solo continua recebendo as radiações solares, fazendo com que ele permaneça aquecido. Essa camada fica limitada na sua parte superior por outra camada mais fria que se

desloca do mar para a terra, formando a CLI, conseqüentemente, medições de temperaturas obtidas na altura de 2m, longe da linha de costa, como foi o caso da EMS cujos dados foram usados na RGV, referem-se à temperatura do ar dentro da CLI e não da parcela de ar vinda do mar, diferente da RD onde a EMS estava localizada ao lado da linha de costa.

Na Figura 70 são mostradas, além da temperatura superficial do mar, as inferidas pelo modelo WRF a 2 m e as medidas pela EMS a 2 m.

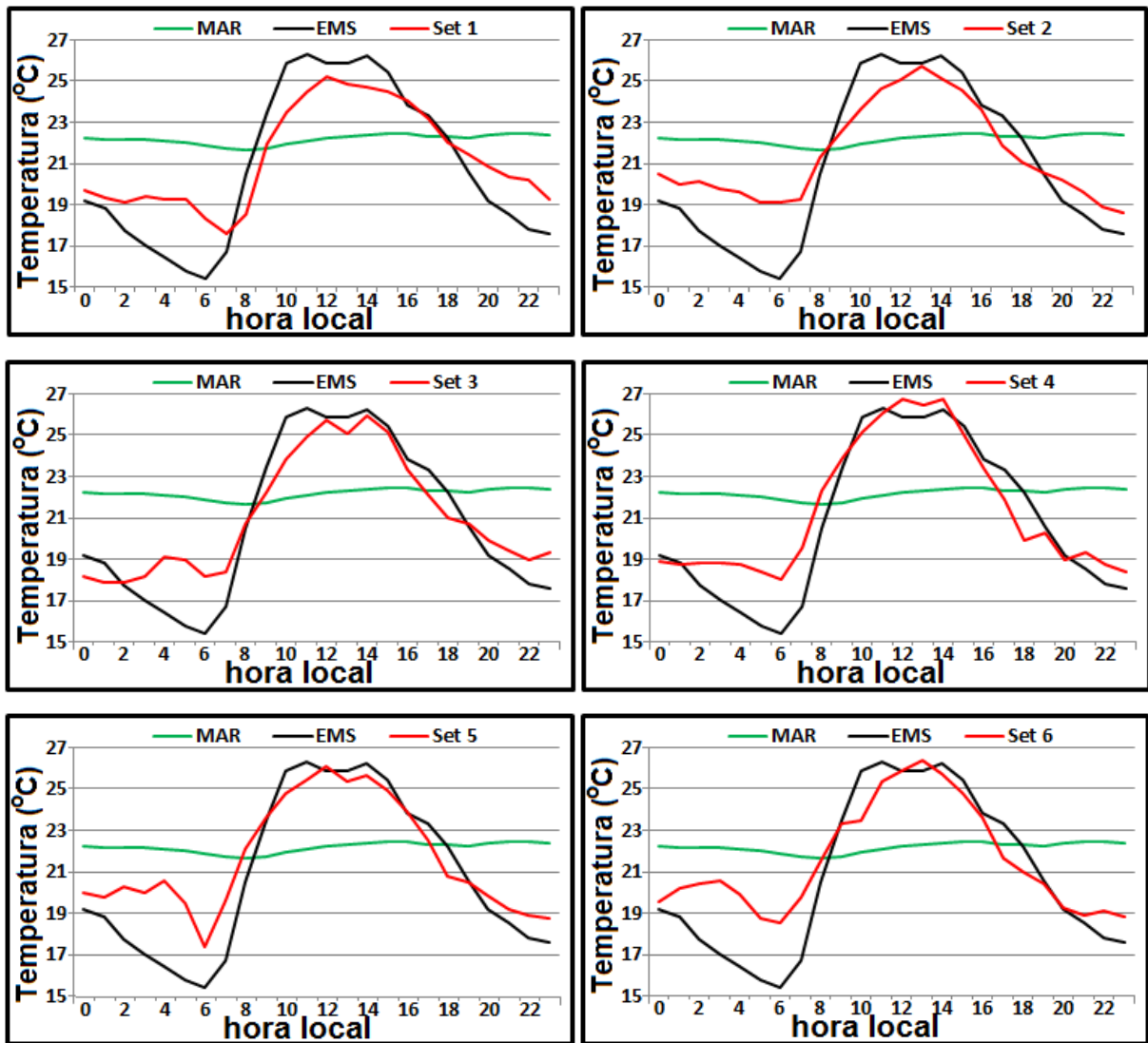


Figura 70: Temperaturas na superfície do MAR e EMS/WRF a 2 m (dia 28).

No início do dia, entre 00:00h e 08:00h, todas as simulações do modelo WRF superestimaram as temperaturas, no restante do período elas conseguiram prognosticar com razoável acurácia. Também nessa comparação, o Set5 mostrou uma leve vantagem em relação aos demais.

A Figura 71 mostra a distribuição dos vetores do campo de vento horizontal sobre a área de estudos, prognosticadas pelo conjunto de parametrizações usadas no Set5 (o que, de uma forma geral, fez melhores inferências).

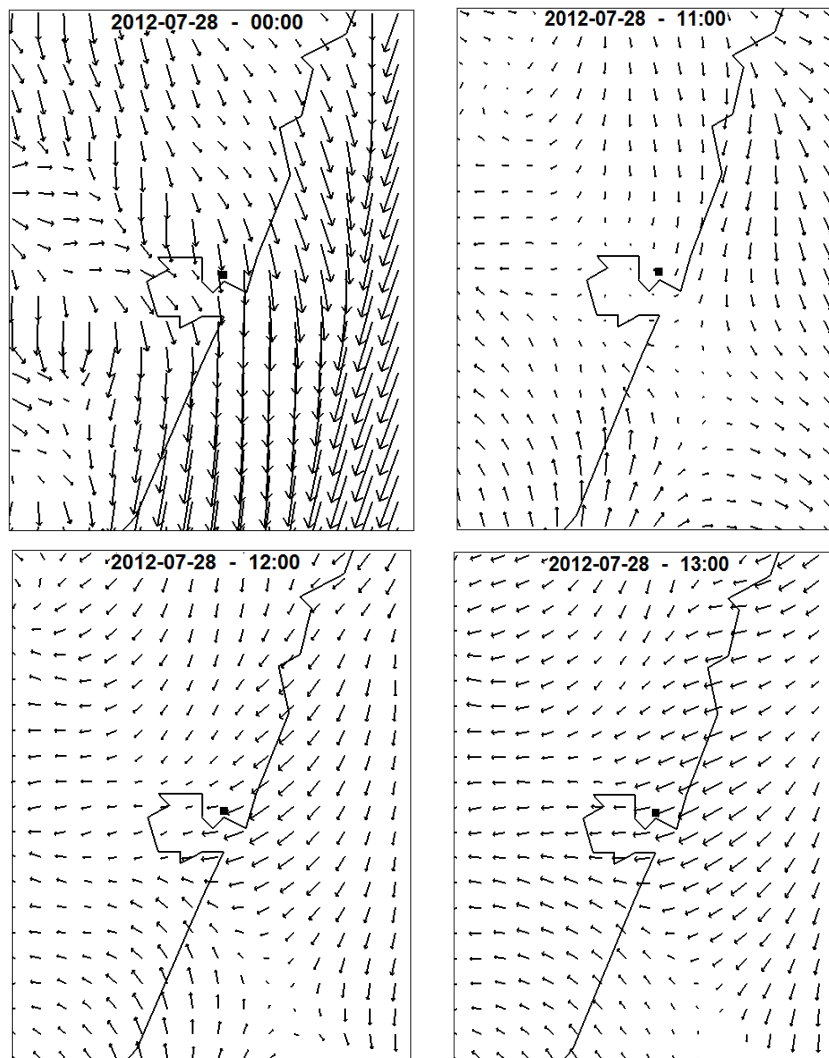


Figura 71: Vetores do vento estimado pelo Set5 do modelo WRF (dia 28).

Além das circulações locais devido à complexidade do relevo, os vetores mostram sobre o mar, durante a noite (00:00h), uma componente da brisa terrestre de direção Noroeste-Norte se opondo aos ventos sinóticos de direção Nordeste (lado direito do domínio) e, em torno das 11:00h, a brisa marítima começando a atingir a região onde estão posicionados os instrumentos de medição (quadrícula negra). Depois deste horário, já se percebe a brisa bem desenvolvida adentrando o continente.

É interessante frisar que na RD os instrumentos ficaram posicionados muito próximos da linha de costa, enquanto que na RGV, os instrumentos foram posicionados a uma distância de, aproximadamente, 6 km da linha de costa.

A linha de costa da RD tem direção Oeste-Leste e os ventos sinóticos são de direção Sul, portanto a direção do vetor decorrente da brisa marítima tem direção, praticamente, oposta ao do vento sinótico. Diferentemente, a linha de costa da RGV fica mais próxima da direção Norte-Sul e os ventos sinóticos de direção Nordeste fazendo com que o vetor oriundo da brisa tenha direção, praticamente, ortogonal ao do vento sinótico. Decorrente destes fatos, em condições de brisa marítima na RD, as medições superficiais revelam valores acima da CLI enquanto na RGV as medições referem-se a valores dentro da CLI.

7.2.3 Análise relativa ao dia 30/07/2012

No dia 30, a operação do LIDAR ocorreu entre 08:00h e 14:00h. A Figura 72 mostra, conforme destaque feito com linha tracejada, a CLA e, com linha contínua a CLI.

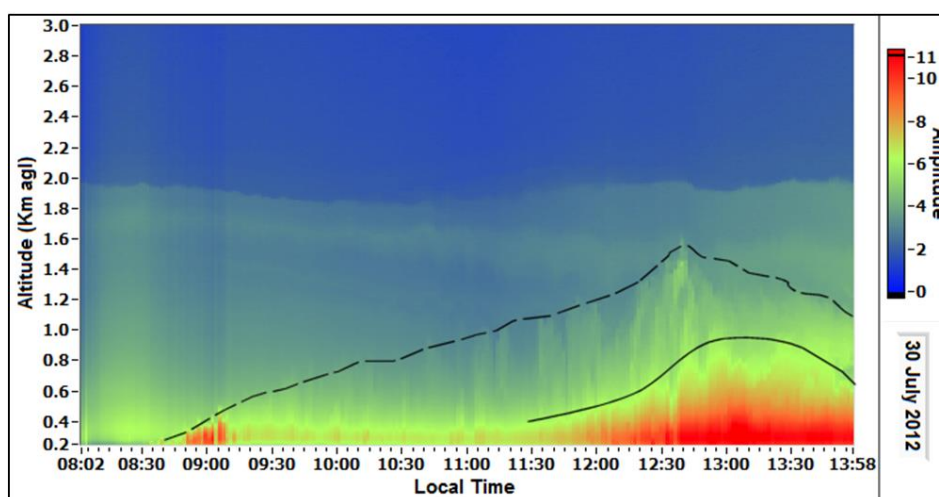


Figura 72: Evolução temporal da CLA e CLI obtida pelo sinal de retroespalhamento Corrigido com a distância medida pelo sistema Lidar (dia 30).

Pelo sinal de retroespalhamento corrigido com a distância obtido pelo sistema lidar no dia 30 de Julho de 2012, o topo da CLA está em torno de 400 metros às 09:00h e começa a se desenvolver atingindo um pico de 1600 metros em torno das 12:45h. Nota-se que há aerossóis dispersos em toda a CLA, contudo a maior concentração de material particulado se dá dentro da CLI formada pela brisa marítima, que atingiu um máximo em torno das 13:00h. A escala de cores da Figura 72 está correlacionada com o sinal de retroespalhamento total medido pelo sistema LIDAR. Quanto maior o valor da escala de cor (indo para o vermelho), maior o sinal de retroespalhamento detectado, o que é proporcional à concentração de material particulado

na atmosfera. Isso mostra todo o potencial do sistema LIDAR para medir a distribuição vertical dos aerossóis nas camadas atmosféricas.

Além das duas camadas destacadas na figura 72, abaixo da zona de entranhamento (cerca de 2000 m), algumas outras camadas podem ser identificadas, uma evidência objetiva da existência, dentro da camada residual, de subcamadas com diferentes perfis turbulentos, onde podem ser notadas alterações significativas no sinal captado pelo LIDAR, devido às diferenças nas concentrações de poluentes nas interfaces das camadas.

A Figura 73 mostra a evolução da altura da CLA/CLI prognosticadas pelas simulações feitas por cada conjunto de parametrizações do modelo WRF, confrontadas com as obtidas pelo LIDAR, no período do dia em que ele operou.

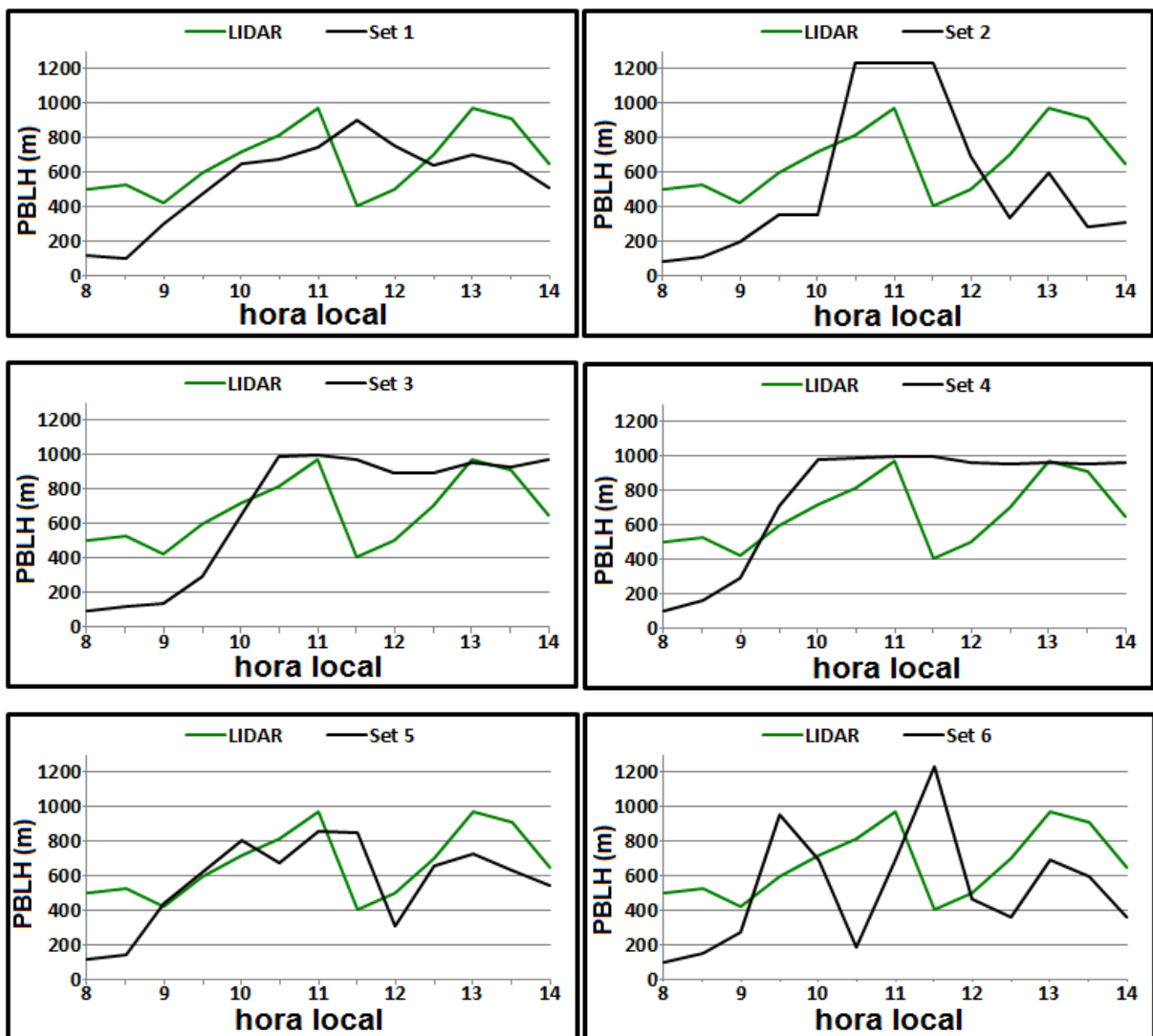


Figura 73: Comparação da altura da CLA (LIDAR/WRF) (dia 30).

Em relação ao LIDAR, todos os conjuntos de parametrizações subestimaram a altura da CLA no início da manhã, sendo que os Sets 3 e 4 não perceberam a presença da brisa marítima, prognosticando como constante a CLA entre 10:00h e 14:00h. Aparentemente, o Set1 mostrou ligeira coerência quanto às variações nas alturas, tanto da CLA quanto da CLI, porém, não conseguiu uma boa detecção da entrada da brisa. Embora os Sets 2 e 6 também tenham percebido a entrada da brisa, o Set5 foi o que fez inferências mais próximas às do LIDAR em praticamente todo o intervalo.

Uma comparação temporal entre os perfis verticais do vento, inferidos pelas parametrizações do modelo WRF e as obtidas pelo SODAR, é mostrada na Figura 74.

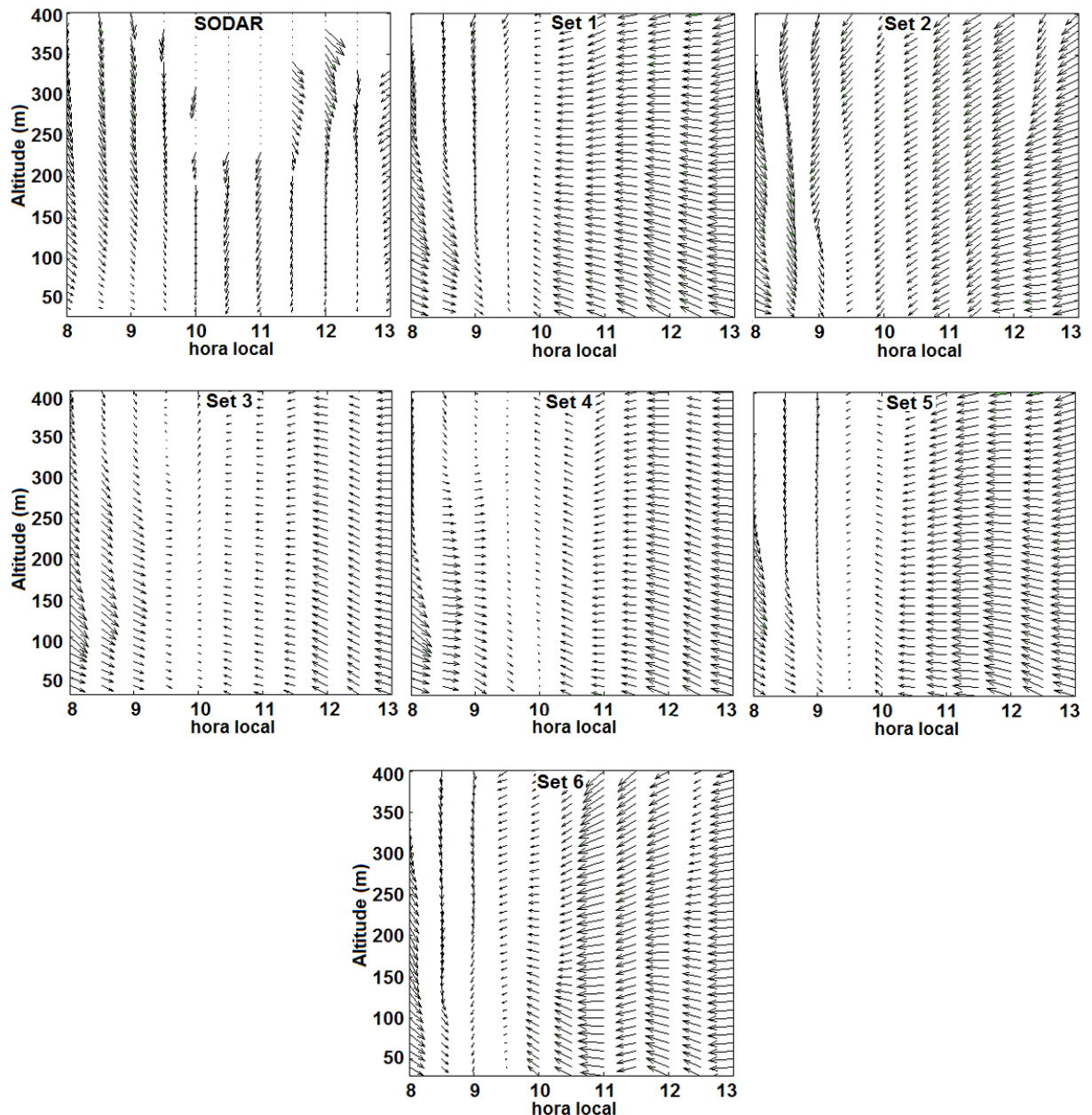


Figura 74: Direção do vento comparando SODAR e WRF (dia 30).

No intervalo entre 08:00h e 09:30h, a direção do vento, mostrada pelo SODAR, tem direção com componente vetorial de direção Oeste, indicando a presença de brisa terrestre. Às 10:30h o vento muda, em curto intervalo de tempo, para a direção N-NE, sugerindo a entrada da brisa marítima. Apesar de todos os Sets perceberem a entrada da brisa, embora em diferentes horários, nenhum conseguiu uma boa inferência sobre a direção do vento ao longo do perfil vertical, quando comparados com os dados do SODAR.

O perfil da velocidade vertical (m/s), obtido pelo SODAR e pelos seis Sets do modelo WRF, é mostrado na Figura 75.

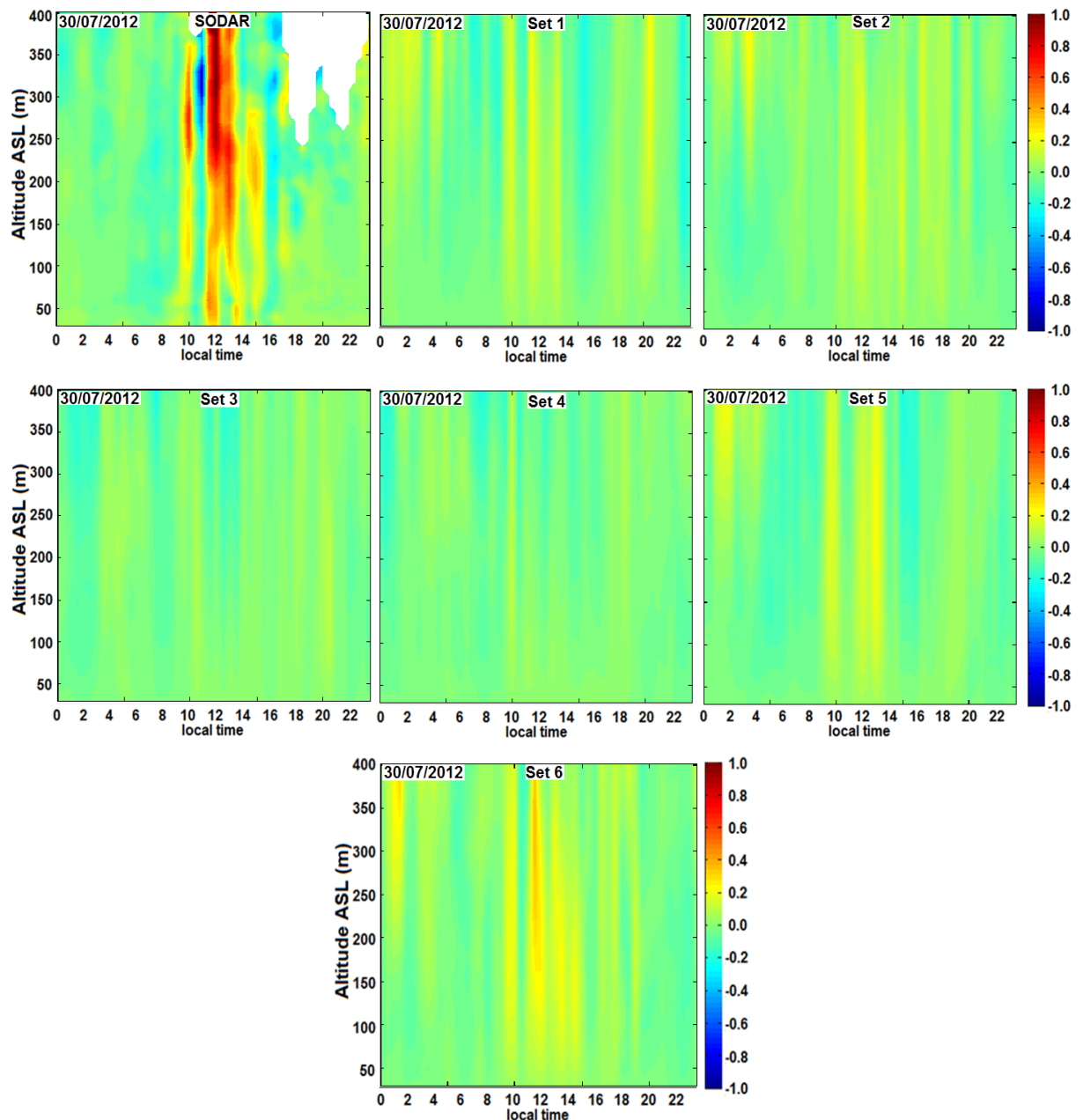


Figura 75: Comparação SODAR/WRF da velocidade vertical (m/s) (dia 30).

No período próximo à passagem da frente da brisa marítima pelo ponto de medição (entre 12:00h e 13:00h), altas velocidades verticais ascendentes características foram percebidas pelo SODAR. Embora com menor intensidade, os Sets 1, 2, 5 e 6 também prognosticaram um aumento da velocidade vertical no mesmo período, com uma distribuição temporal razoavelmente similar ao SODAR.

A variância da velocidade vertical é um parâmetro que associado a outros fatores pode indicar a ocorrência de brisa marítima pela existência de uma desestabilização devido ao encontro da massa de ar estável oriunda da superfície de grandes corpos d'água com a massa de ar instável sobre o continente.

Na Figura 76 é mostrada a variância da velocidade vertical (σ_w^2) obtida pelas observações feitas pelo SODAR no dia 30/07, no período entre 10:00h e 15:00h.

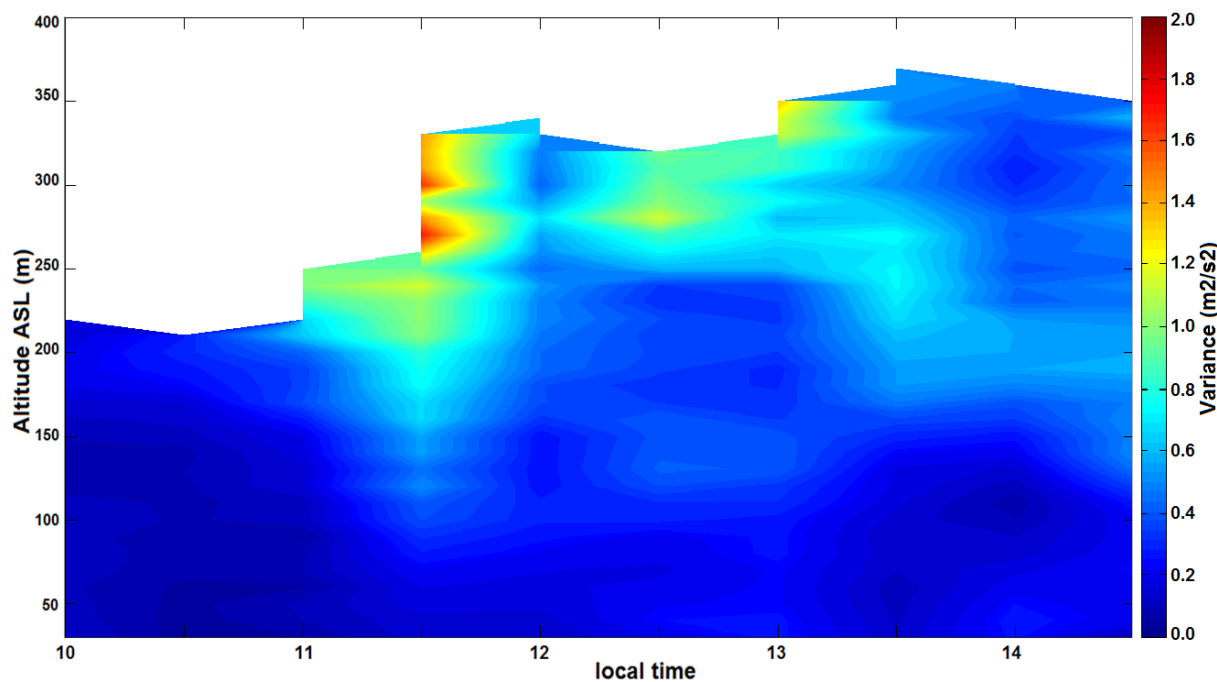


Figura 76: Variância da velocidade vertical (SODAR) (dia 30).

No período entre 10:00h e 15:00h, os dados da variância levantados pelo SODAR mostram uma grande instabilidade que se inicia em torno de 11:00h e começa a reduzir depois das 13:00h, característica inerente à passagem de frente de brisa marítima sobre uma determinada região.

A Figura 77 apresenta a comparação entre as direções do vento obtidas pelo SODAR a 30 m, as inferidas pelo modelo WRF a 10 m e as medidas pela EMS, também a 10 m.

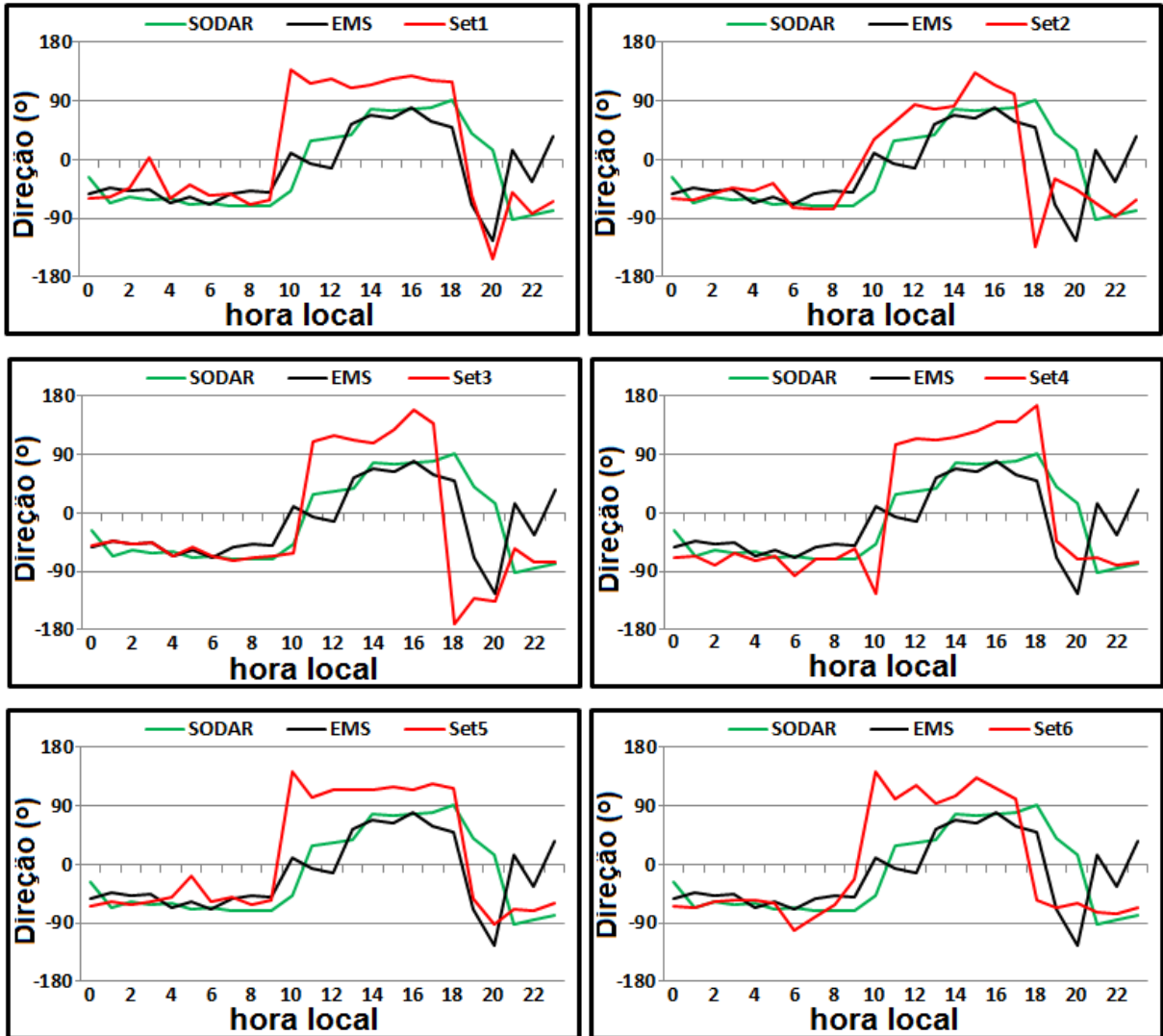


Figura 77: Comparação da direção do vento (EMS x WRF) (dia 30).

Considerando as mudanças nas direções do vento, todos os conjuntos de parametrizações do modelo mostraram a entrada da brisa entre 09:00h e 10:00h, quando a EMS registrou uma brusca mudança na direção, passando de aproximadamente 315 NW para muito próximo da direção Norte, porém, a EMS somente registrou a efetiva entrada da brisa marítima próximo das 13:00h, quando mostrou um ângulo de aproximadamente 45 NE. Apesar de um erro a maior de, aproximadamente, 40° durante o período em que ocorreu a brisa marítima, o Set1, o Set4 e o Set5, que tiveram comportamentos aproximadamente iguais, foram os que mais se aproximaram dos valores detectados pelos instrumentos, inferindo a entrada da brisa na primeira mudança de direção captada pela EMS e SODAR às 10:00h.

O comportamento da velocidade do vento, ao longo do dia, é mostrado na Figura 78, onde os resultados do modelo WRF a 10 m são comparados com os da EMS a 10 m e do SODAR na primeira altura de 30 m.

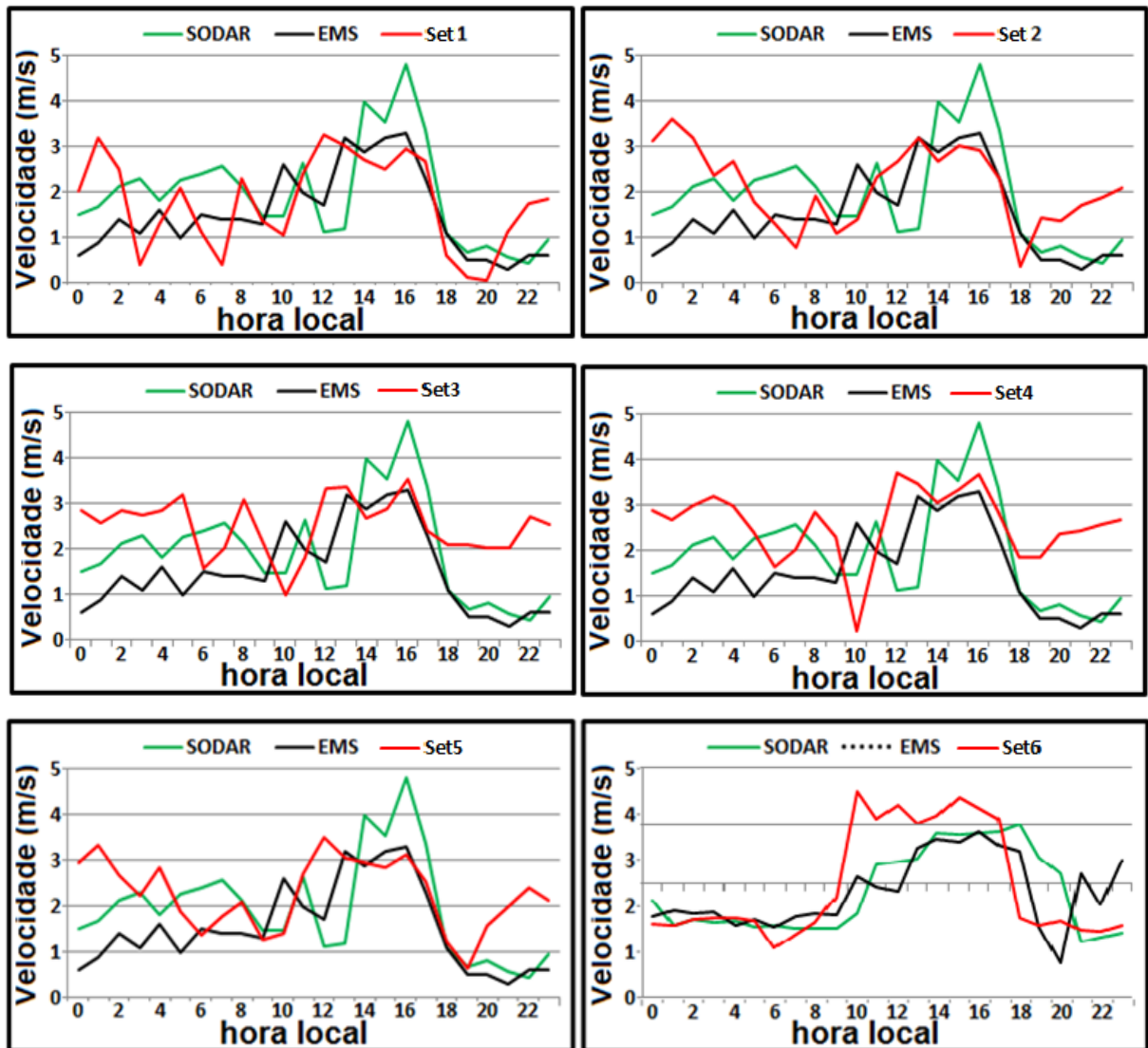


Figura 78: Comparação da velocidade do vento EMS/WRF/SODAR (dia 30).

No período diurno, todas as parametrizações do modelo WRF mostraram uma razoável acurácia, comparadas com os valores obtidos pela EMS, porém no período noturno, elas superestimaram os valores da velocidade. Embora a primeira altura em que a velocidade obtida pelo SODAR ser de 30 m, o que acarretaria um maior valor para a velocidade, em determinados períodos ele detectou valores menores que os lidos pela EMS. Isto se deve ao fato de que o SODAR detecta valores u e v da velocidade num período de 60 minutos e grava

o vetor velocidade resultante médio a cada 30 minutos, enquanto a EMS grava o valor escalar médio da velocidade a cada 60 minutos.

Na Figura 79 é mostrada a comparação entre a temperatura superficial do solo inferida pelas parametrizações do modelo WRF, a temperatura da superfície do mar e a temperatura obtida pela EMS a 2 m.

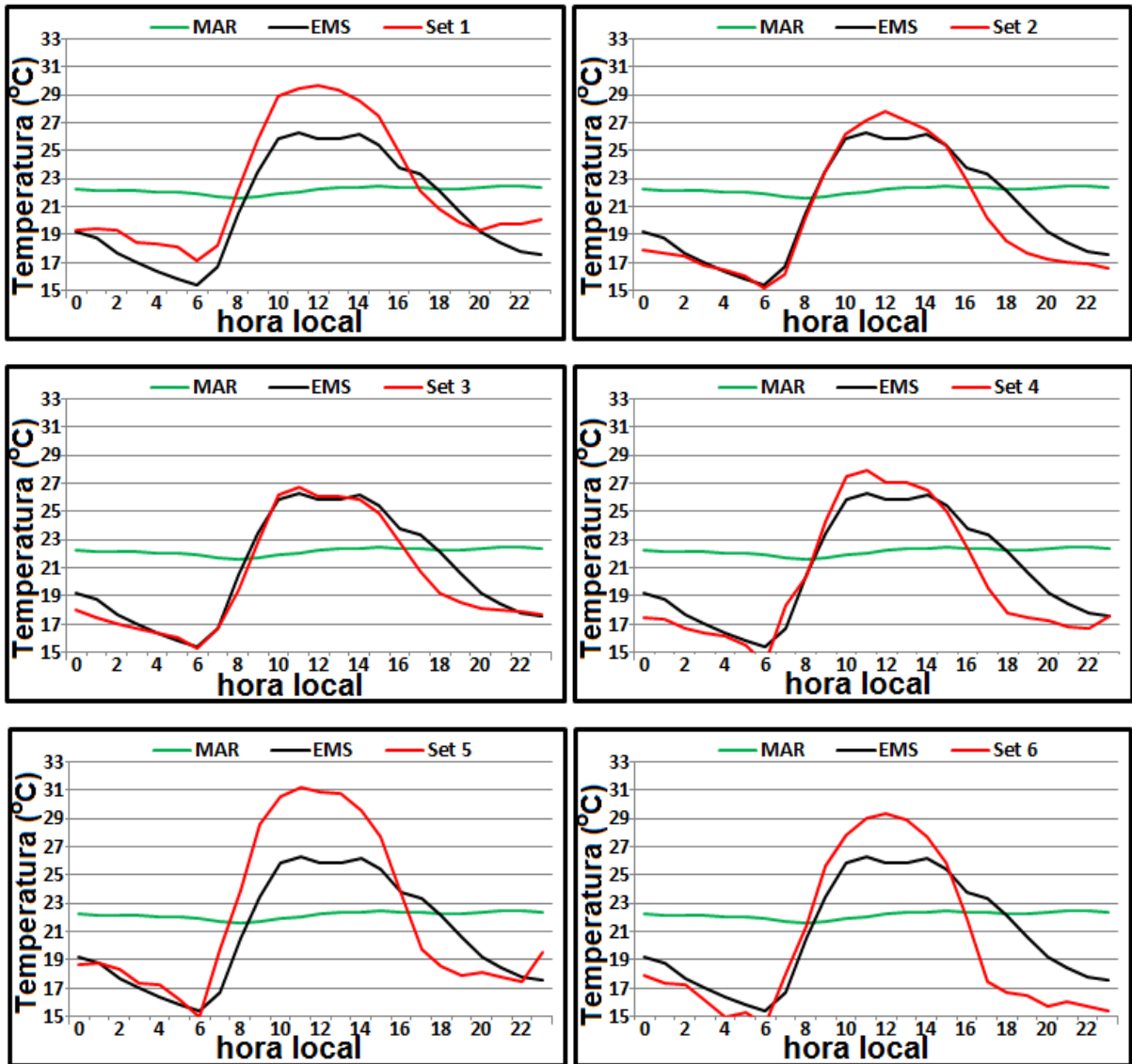


Figura 79: Temperaturas superficiais do MAR/WRF e EMS a 2 m (dia 30).

Considerando que no período diurno, havendo incidência de raios solares, a temperatura do solo é maior que a temperatura do ar superficial (2 m), somente os Sets 1, 5 e 6 mostraram valores razoáveis, tendo o Set5 prognosticado a maior diferença em relação ao valor obtido pela EMS (aproximadamente 5 °C) bem como em relação à temperatura do nível do mar (aproximadamente 9 °C).

A Figura 80 mostra, comparativamente, a variação das temperaturas superficiais, do ar (EMS e WRF a 2 m) e da superfície do mar próximo à costa.

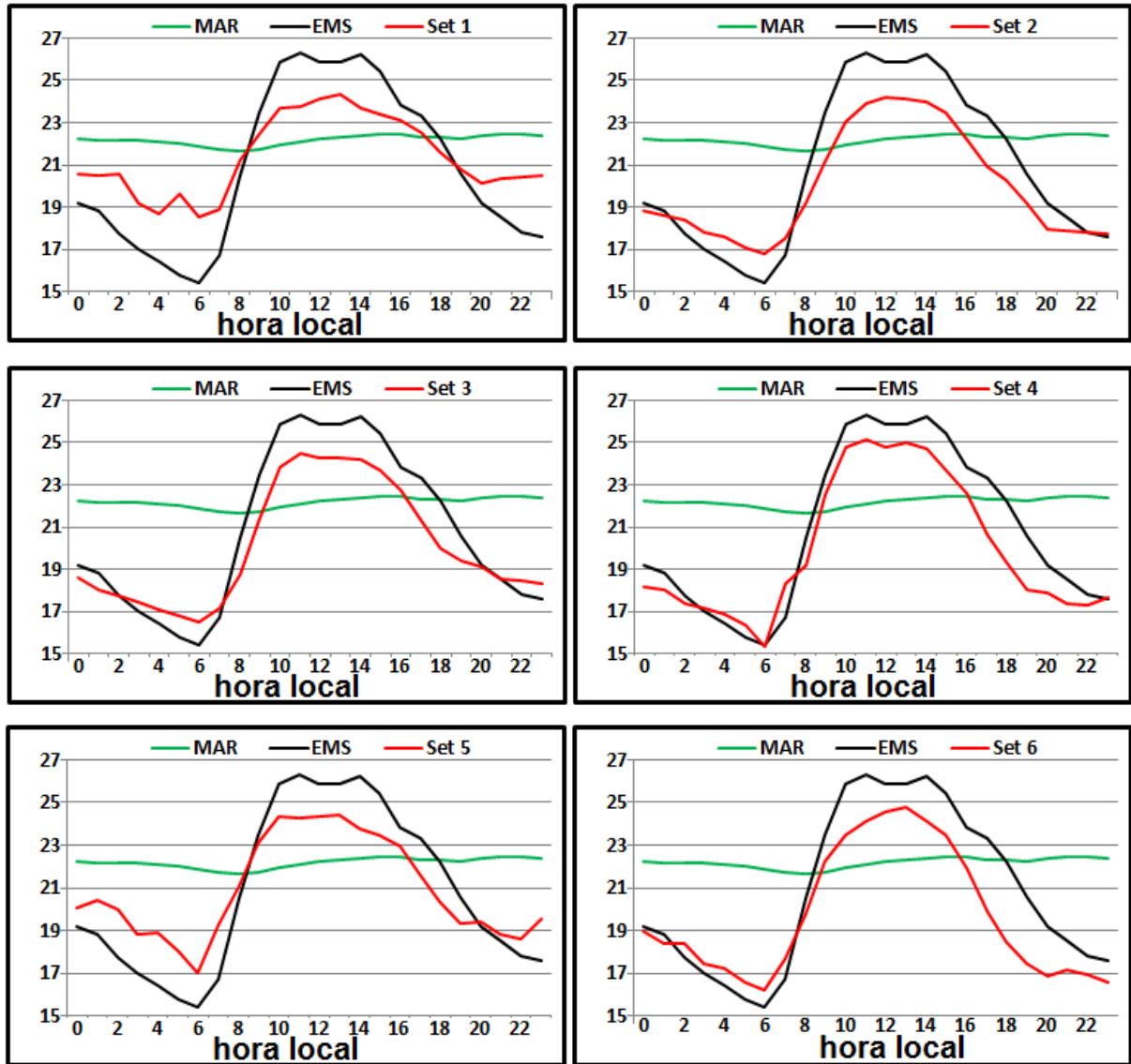


Figura 80: Comparação da temperatura EMS e WRF a 2 m e superfície do mar (dia 30).

Durante o período diurno, todos os Sets de parametrizações do modelo subestimaram a temperatura do ar a 2 m, ficando ligeiramente acima da temperatura do mar, enquanto que no período noturno, de uma forma geral, tiveram um menor erro, com pequena tendência de superestimar a temperatura do ar medida pela EMS no início do dia e subestimar depois das 08:00h.

A Figura 81 mostra os vetores do campo de vento prognosticados pelo Set5 do modelo WRF que, de uma forma geral, apresentou resultados mais coerentes com os dados obtidos pelos instrumentos utilizados.

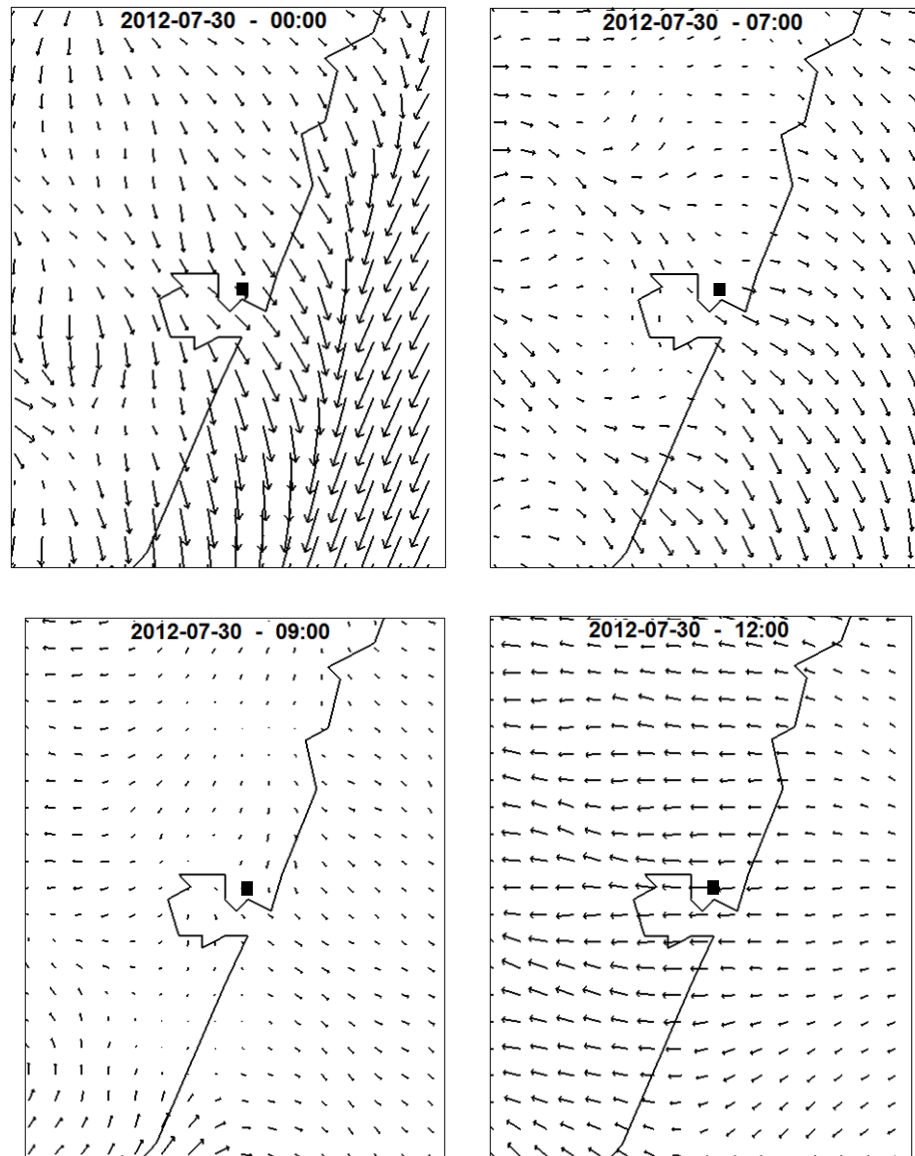


Figura 81: Direção do vento estimado pelo Set5 do modelo WRF (dia 30).

Os campos de vento mostrados pelos vetores caracterizam as situações onde é percebida a brisa terrestre, nos dois primeiros instantes (00:00h e 07:00h), a tendência de entrada da brisa marítima às 09:00h e avançando sobre todo o domínio de estudos às 12:00h.

Na RGV, durante o período das campanhas feitas com LIDAR e SODAR, o fenômeno da brisa marítima ocorreu no dia 28/07 e, com menor intensidade, no dia 30/07. Por conseguinte, as inferências feitas pelo modelo WRF, para as parametrizações testadas, foram comparadas com os dados obtidos pelo LIDAR, SODAR e EMS somente nestes dois dias. Como o SODAR operou ininterruptamente e os dados da EMS estavam completos, as comparações com os dados por eles fornecidos, nesses dois dias, puderam ser feitas para os dois períodos de 24 horas, porém, devido ao fato do LIDAR ter operado em períodos

discretos, só foi possível fazer a comparação com seus dados em um curto período do dia 30/07, quando o fenômeno da brisa mostrou menor intensidade.

Considerando as peculiaridades da RGV, de uma maneira geral e mais precisamente no dia 28/07 que no dia 30/07, o conjunto de parametrizações para o modelo que apresentou resultados mais coerentes com os obtidos pela EMS, SODAR e LIDAR, foi o Set5, ou seja, o modelo de fechamento não local, YSU para camada limite atmosférica, associado com o modelo *Noah* para camada superficial do solo.

Outra consideração a ser feita é que, no período estudado, existia uma frente fria sobre o oceano próximo à costa, frente esta que atingiu a região no dia 31, o que pode justificar a desestabilização da atmosfera percebida pelo perfil vertical obtido pelo SODAR, mas não detectado pelas simulações do modelo WRF.

8 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

8.1 CONCLUSÕES

Neste estudo foi possível determinar e caracterizar a evolução diária da camada limite atmosférica, avaliando a acurácia de parametrizações do modelo meteorológico WRF em detectar a formação de brisas marítimas. Os resultados inferidos pelo modelo foram confrontados com os obtidos por medições realizadas em campanhas utilizando LIDAR, SODAR e dados de uma EMS, nas regiões de Dunkerque (França) e da Grande Vitória (Brasil).

Na literatura, raras são as pesquisas utilizando o modelo meteorológico WRF em que é relatada a execução de testes para verificar a sensibilidade do modelo às várias arquiteturas possíveis de serem adotadas. Constata-se que cada pesquisador adota uma determinada configuração, sem indicar o motivo da escolha. Neste estudo foram elaborados testes com diversas possibilidades de configurações avaliando, para cada uma, a alteração na acurácia dos prognósticos associado ao respectivo esforço computacional. Embora algumas configurações mostrem algumas pequenas vantagens sobre outras, as variações dos esforços computacionais podem desaconselhar o seu uso, pois foram encontradas situações em que houve acréscimo de até, aproximadamente, nove vezes no tempo de processamento, porém com resultados muito similares.

Na avaliação do comportamento de diferentes parametrizações do modelo WRF para RD (topografia plana), a parametrização de camada limite atmosférica com fechamento local MYJ, associada com o modelo de camada superficial do solo *Noah* produziu a melhor estimativa para a CLA, na presença de brisa marítima e, aparentemente, captura bem os fenômenos que determinam a camada limite interna. O modelo de fechamento não local ACM2 apresentou um maior atraso para detectar a brisa marítima, tanto quando comparado com o modelo YSU também não local, quanto com o modelo MYJ de fechamento local. Os resultados sugerem que estas diferenças estão associadas ao fato que cada um dos três esquemas tem sua própria técnica para diagnosticar o valor da altura (h) da CLA que é usado em outras parametrizações físicas quando necessário. O esquema YSU, para condições instáveis, determina h como o primeiro nível neutro dado pelo número de Richardson. O esquema ACM2 utiliza uma forma semelhante, determinando h como a altura acima do nível em que o número de bulk Richardson excede o valor crítico. Ao contrário, o esquema MYJ determina h como a altura onde a energia cinética turbulenta assume valores mínimos. Além

disto, trabalhando em conjunto com as parametrizações de CLA, os esquemas de camada limite superficial desempenham um papel importante na interação entre o solo e a atmosfera, proporcionando uma evolução mais acurada dos parâmetros atmosféricos para os esquemas de CLA. Estas parametrizações calculam a velocidade de fricção e fornecem as tensões superficiais para os esquemas de CLA e os coeficientes para o esquema de camada superficial do solo para calcular os fluxos de calor e umidade. De alguma forma, o esquema *Noah* acoplado com o esquema MYJ conseguiu capturar melhor estas informações. Portanto, os atrasos na determinação da CLI provavelmente estão relacionados ao método de determinar a altura da CLA e na capacidade de transferir as informações superficiais para maiores alturas. Salienta-se que na parameterização ACM2, para condições neutras e estáveis, este esquema desliga o transporte não local e usa o fechamento local.

Por outro lado, para a RGV (topografia complexa), a simulação usando a parametrização de camada limite atmosférica YSU de fechamento não local, associada com o modelo de camada superficial do solo *Noah* apresentou, de uma forma geral, desempenho ligeiramente melhor que as demais combinações, para os dois dias em que foram feitas as comparações. Apesar dos poucos testes, a parametrização de solo *Noah* mostrou evidências de que consegue descrever melhor os fenômenos que ocorrem na superfície do que a parametrização RUC, haja vista que, para as duas regiões pesquisadas, nos conjuntos em que ela foi usada, os resultados mostraram ser mais coerentes com os obtidos pelos instrumentos usados nas campanhas.

A presente pesquisa testou o desempenho do modelo WRF em duas regiões bastante distintas, uma com topografia praticamente plana (RD) e outra bastante acidentada (RGV). Porém, a parametrização de solo *Noah* se mostrou mais eficiente para ambas as regiões. Estes resultados estão de acordo com as pesquisas publicadas recentemente, as quais tem suscitado que, para cada região, existe uma combinação específica de parametrizações para o modelo WRF que consegue melhor representar a dinâmica da atmosfera local, em determinados períodos.

Pelos resultados obtidos, o modelo WRF mostrou bom desempenho em fazer prognósticos sobre as variações espaciais e temporais dos parâmetros atmosféricos para a RD, em condições de brisa marítima, sugerindo que o seu uso apresenta habilidade suficiente em prover dados sobre os parâmetros atmosféricos requeridos pelos modelos de qualidade do ar. Para a RGV, o desempenho das parametrizações testadas para o modelo foi ligeiramente inferior ao apresentando para a RD, podendo ter ocorrido, entre outros fatores (por exemplo, a localização geográfica), pela complexidade da topografia o que, entretanto, não invalida o uso

dos dados atmosféricos por ele prognosticados, para modelos de dispersão de poluentes atmosféricos. As diferenças estão associadas com a capacidade das diferentes parametrizações em captar as informações superficiais provenientes das informações globais, essenciais para determinar a intensidade de mistura turbulenta vertical e temperatura superficial do solo, sugerindo que uma melhor representação do uso de solo é fundamental para melhorar as estimativas da CLI e demais parâmetros necessários como entrada em modelos de dispersão de poluentes atmosféricos.

Considerando que, atualmente, os órgãos responsáveis pelo controle do meio ambiente têm exigido e acompanhado mais efetivamente os estudos sobre o impacto de novos empreendimentos, os resultados apresentados nessa pesquisa demonstram que o modelo WRF pode ser útil em fornecer dados atmosféricos com grande densidade espacial e temporal para subsidiarem tais pesquisas reduzindo, sensivelmente, os custos, quando comparados com levantamentos meteorológicos *in situ*.

Finalmente, é importante frisar que, neste trabalho, foram utilizados equipamentos (LIDAR, SODAR e EMS) que normalmente não são disponíveis em outros trabalhos encontrados na literatura. Na maioria das vezes, os estudos para validação dos valores prognosticados pelo modelo WRF são confrontados com os dados obtidos por estações meteorológicas de superfície e, algumas vezes, com dados obtidos por LIDAR, SODAR ou torres meteorológicas. Mais raramente, as inferências feitas pelos modelos são validadas comparando com dados de grandes campanhas onde são usados vários outros equipamentos/instrumentos tais como, balões cativos equipados com sondas meteorológicas, radiossondagem, aviões e helicópteros equipados com instrumentos específicos, veículos terrestres equipados com LIDAR direcional e laboratório móvel de monitoramento do ar. Nestes casos, apesar da maior disponibilidade e precisão dos dados que são usados para efeito de comparação, os resultados da validação referem-se a um sítio específico o que não, obrigatoriamente, terá validade em outras regiões com diferentes complexidades como, circulações locais, uso e ocupação do solo, entre outras. Portanto, o correto uso de parametrizações para o modelo WRF em locais diversos daqueles em que elas já foram testadas, depende de avaliações específicas para a região.

8.2 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

O modelo WRF vem sofrendo revisões anuais, em decorrência de pesquisas feitas pelos grupos responsáveis pelo seu desenvolvimento que, a cada revisão disponibilizam novas

parametrizações, fato que justifica outros testes com novas parametrizações à medida que elas forem adicionadas ao modelo WRF, em novas versões.

Considerando que as medições na RGV foram realizadas um pouco distante da linha de costa, que o LIDAR detectou a altura da CLI em torno de 400 a 1000 m e que o alcance máximo do SODAR, durante o período de entrada da brisa, atingiu alturas em torno de 300 m, fazer um levantamento usando um conjunto de minissondas meteorológicas, verticalmente distribuídas e fixadas no cabo de um balão cativo, poderá mostrar valores em maiores alturas, tanto para velocidade e direção do vento, quanto para os outros parâmetros atmosféricos passíveis de serem levantados pelas minissondas meteorológicas.

Também poderá ser considerada a realização de uma nova campanha usando EMS, SODAR e LIDAR em um sítio mais próximo da costa, podendo resultar em dados mais precisos sobre a altura da CLI, já que próximo à costa ela tem menores valores.

Obviamente que, antes de qualquer definição, deverão ser consideradas algumas peculiaridades como, interferências com navegação aérea, alimentação elétrica, dificuldade de transporte, entre outras. Porém, caso a campanha seja feita, os dados obtidos poderão ser de grande valia para avaliação de futuras modificações inseridas no modelo meteorológico WRF ou de outros modelos que sejam objeto de avaliações para a região.

Um dos dados de entrada do modelo é provido pelo arquivo *geog* disponibilizado pelo *United States Geological Survey* (USGS) que contem várias informações, cobrindo todo o planeta, sobre relevo, uso, tipo de solo, tipo de vegetação, entre outros. Baseadas nos dados fornecidos por esse arquivo, as parametrizações de camada superficial de solo (*sf_surface_physics*) tentam descrever todos os movimentos atmosféricos que iniciam na superfície, decorrentes da incidência dos raios solares.

Ao observar a Figura 22(c) constata-se que no domínio interno usado para a RGV, além da parte coberta por água, só existem dois tipos de solo (latossolo vermelho e barro argiloso), divergindo significativamente da realidade que pode ser comprovada ao se percorrer parte da área, podendo indicar a existência de outras informações imprecisas como relevo, tipo de vegetação, etc. Tal fato sugere a possibilidade de que os resultados dos prognósticos feitos pelo modelo WRF sejam distorcidos por essas divergências, portanto, seria interessante a realização de uma pesquisa detalhada no sentido de verificar/ajustar tais informações. Caso se confirme divergências, a realização de novas simulações, usando os dados do arquivo *geog* modificado, poderão mostrar melhores resultados para as inferências feitas pelo modelo WRF.

Outra opção seria o uso, após revisão, do arquivo que fornece dados superficiais com maior densidade para simulações do modelo WRF usando a opção *Large Eddy Simulation* (LES).

Apesar das ressalvas, os resultados das simulações mostraram que, para a RD e RGV, o modelo conseguiu descrever, razoavelmente, a dinâmica da brisa marítima e, como para essas regiões existem inventários de emissões de poluentes atmosféricos e dados coletados por redes de monitoramento de qualidade do ar, sugere-se o uso do modelo WRF acoplado a outros modelos como, por exemplo, o modelo CMAQ, no sentido de verificar a acurácia dos resultados inferidos, quando usados os parâmetros fornecidos pelo modelo WRF em situações que favorecem a concentração de poluentes lançados na atmosfera, como é o caso do fenômeno da brisa marítima.

9 REFERÊNCIAS

- ANTHES, R.A.; ROSENTMAL, S.L, TROUT, J.W. Preliminary results from an asymmetrical model of the tropical cyclone. **Monthly Weather Review**, 99, 744 – 758. 1971.
- ARYA, P.S. **Air Pollution, Meteorology and Dispersion**. Oxford University Press, New York. 1999.
- BELJAARS, A.C.M. The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 121, 255 – 270. 1994.
- BELL, M. L., DAVIS, D. L., GOUVEIA, N., BORJA-ARBURTO, V. H., CIFUENTES, L. A. The avoidable health effects of air pollution in three Latin American cities: Santiago, São Paulo and Mexico City. **Environment Research**, 100:431-40, 2006.
- BIGGS, W.G.; GRAVES, M.E. A Lake Breeze Index. Technical Report No 5. **National Science Foundation Grant**. 1962.
- BOOIJ, N.; RIS, R.C.; HOLTHUIJSEN, L.H. A third-generation wave model for coastal regions.1 Model description and validation. **Journal of Geophysical Research**, 104:7649 – 7666. 1999.
- BORGE, R.; ALEXANDROV, V.; JOSE DEL VAS, J.; LUMBRERAS, J.; RODRIGUEZ, E. A Comprehensive Sensitivity Analysis of the WRF Model for air Quality Applications over the Iberian Peninsula. **Atmospheric Research**, 42, 8560 – 8574. 2008.
- BOUCLAGHEM, K., MANSOUR, F.B., ELOURAGINI, S., Impact of a sea breeze event on air pollution at the Eastern Tunisian Coast. **Atmospheric Research**, 86, 162 – 172. 2007.
- BOYOUK, N., LÉON, J.F., DELBARRE, H., AUGUSTIN, P., FOURMENTIN, M., Impact of sea-breeze on vertical structure of aerosol optical properties in Dunkerque, France. **Atmospheric Research**, 101, 902 – 910. 2011.
- CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity. **Monthly Weather Review**, 129, 569 – 585. 2001.
- CHEN, F.; MITCHELL, K.; SCHAAKE, J.; XUE, Y.; PAN, H.L.; KOREN, V.; DUAN, Q.Y.; EK, M.; BETTS, A. Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. **Journal of Geophysical Research**, 101, 7251 – 7268. 1996.
- CHENG, F.Y.; CHIN, S.C.; LIU, T.H. The role of boundary layer schemes in meteorological and air quality simulations of the Taiwan area. **Atmospheric Environment**, 54, 714 – 727. 2012.
- CLAPP, R.B.; HORNBERGER, G.M. Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties. **Water Resources Research**, 14, 601 – 604. 1978.
- CLAPPIER, A., MARTILLI, A., GROSSI, P., THUNIS, P., PASI, F., GROSSI, P., THUNIS, P., PASI, F., GRAZIANI, G., VAN DEN BERGH, H. Effect of sea-breeze on air pollution in the greater Athenas area. Part I: Numerical simulations and field observations. **Journal of Applied Meteorology**, 39, 546 – 562. 1999.
- COMMITTEE ON THE MEDICAL EFFECTS OF AIR POLLUTANTS (COMEAP). **The Mortality Effects of Long-Term Exposure to Particulate Air Pollution in the United Kingdom** (Report). 2010.

CROSMAN, E.T.; HOREL, J.D. Sea and Lake Breezes: A Review of Numerical Studies. **Boundary-Layer Meteorology** 137, 1 – 29. 2010.

DE LEÓN, S.P.; ORFILA, A. Numerical study of the marine breeze around Mallorca Island. **Applied Ocean Research**, 40, 26 – 34. 2013.

DEFANT, F. Local winds. In Compendium of Meteorology. **American Meteorological Society**, 655 – 672. 1951.

DELBARRE, H., AUGUSTIN, P., SAID, F., CAMPISTRON, B., BENECH, B., LOHOU, F., PUYGRENIER, V., MOPPERT, C., COUSIN, F., FREVILLE, P.; FREJAFON, E. Ground-based remote sensing observation of the complex behaviour of the Marseille boundary layer during ESCOMPTE. **Atmospheric Research**, 74, 403 – 433. 2005.

DUDHIA, J. **Overview of WRF Physics**. *The National Center for Atmospheric Research NCAR*. 2012. Disponível em http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/tutorial/201207/Physics_full.pdf. Acesso em 15/11/2012.

ESTOQUE, M.A. The Sea Breeze as a Function of the Prevailing Synoptic Situation. **Journal of the Atmospheric Sciences**. 19. 244-250. 1962.

ESTOQUE, M.A.; GROSS, J.M. Further Studies of a Lake Breeze Part II: Theoretical Study Journal of the Atmospheric Sciences. **Monthly Weather Review**, 109, 619 – 634. 1981.

EUROPEAN SPACE AGENCY - ENVISAT. RA2-2MWR Product handbook. 2007

FISHER, E.L. A Theoretical study of the sea breeze. **Journal of Meteorology**, 18, 216 – 233. 1961.

GARCIA-DIEZ, M.; FERNANDES, J.; FITA, L., YAGÜE, C. Seasonal dependence of WRF model biases and sensitivity to PBL schemes over Europe. **Royal Meteorology Society**, 139: 501–514. 2013.

HAN, Z.; UEDA, H., AN, J. Evaluation and intercomparison of meteorological predictions by five MM5-PBL parameterizations in combination with three land-surface models. **Atmospheric Environment**, 42, 233–249. 2008.

HANNA, S.R. Confidence Limits for Air Quality Model Evaluations, as Estimated by Bootstrap and Jackknife Resampling Methods. **Atmospheric Environment**, 23, 1385 – 1398. 1989.

HAURWITZ, B. Comments on the Sea-Breeze Circulation. **Journal of Meteorology**, 4, 1 – 8, 1947.

HERNANDEZ-CEBALLOS, M.A., ADAME, J.A., J.P.BOLÍVAR, DE LA MORENA, B.A. A mesoscale simulation of coastal circulation in the Guadalquivir valley (southwestern Iberian Peninsula) using the WRF-ARW model, **Atmospheric Research**, 124, 1 – 20. 2012.

HOLTSLAG, A.A.M.; BOVILLE, B.A. Local Versus Nonlocal boundary-Layer Diffusion in a Global Climate Model, **American Meteorological Society**, 6, 1825 – 2842. 1993.

HONG, S.Y.; DUDHIA, J.; CHEN, S.H. A revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk parameterization of Clouds and Precipitation. AMS Journals Online – **American Meteorological Society**, 132, 103 – 120. 2004.

HONG, S.Y.; NOH, Y. DUDHIA, J. A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. **American Meteorology Society**, 134, 2318 – 2341. 2006.

- HU, X.M.; KLEIN, P.M.; XUE, M. Evaluation of the updated YSU planetary boundary layer scheme within WRF for wind resource and air quality assessments. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 118, 10.490 – 10.505. 2013.
- HU, X.M.; NIELSEN-GAMMON, J.W.; ZHANG, F. Evaluation of Three Planetary Boundary Layer Schemes in the WRF Model. **American Meteorological Society**, 49, 1831 -1844. 2010.
- JANKOV, I.; GALLYUS JR, W.A.; SEGAL, M.; SHAW, B.; KOCH, S.E. The Impact of Different WRF Model Physical Parameterizations and Their Interactions on Warm Season MCS Rainfall. AMS Journals Online – **American Meteorological Society**. 20, 1048–1060 2005.
- JIMÉNEZ, P.; PARRA, R.; BALDASANO, J.M. Influence of Initial and Boundary Conditions for Ozone Modeling in Very Complex Terrains: A Case Study in the Northeastern Iberian Peninsula. **Environmental Modelling e Software**, 22, 1294 – 1306, 2006.
- JUNG, T.; KLINKER, K.; UPPALA, S. Reanalysis and reforecast of three major European storms of the twentieth century using the ECMWF forecasting system. Part II. Ensemble forecasts. **Meteorological Applications**, 11, 343 – 361. 2004.
- KAIN, J.S.; WEISS, S.J.; LEVIT, J.J.; BBALDWIN, M.E.; BRIGHT, D.R. Examination of convection-Allowing configurations of the WRF Model For the Prediction of Severe Convective Weather: The SPC/NSSL Spring Program. AMS Journals Online – **American Meteorological Society**. 2006.
- KITADA, T., Turbulence structure of sea-breeze front and its implication in air pollution transport – application of k-c turbulence model. **Boundary-Layer Meteorology**, 41, 217 – 239. 1987.
- KLEMP, J.B. Advances in the WRF model for convection-resolving forecasting. **Advances in Geosciences**, 7, 25–29. 2006.
- KOREN, V.; SCHAAKE, J.; MITCHELL, K.; DUAN, Q.Y.; CHEN, F.; BAKER, J.M. A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models. **Journal of Geophysical Research**, 104, 19.569 – 19.585. 1999.
- KOTON, S.; MOLSHATZKI, N.; YUVAL, A.; MYERS, V.; BRODAY, D.M.; DRORY, Y.; STEINBERG, D.M.; GERBER, Y. Cumulative exposure to particulate matter air pollution and long-term post-myocardial infarction outcomes. **Preventive Medicine**, 57, 339 – 344. 2013.
- LAFORE, J.P.; STEIN, J.; ASENSIO, N.; BOUGEAULT, P.; DUCROCQ, V.; DURON, J.; FISCHER, C.; HEREIL, P.; MARCART, P.; PINTY, J. P.; REDELSPERGER, J. L.; RICHARD, E.; DE ARELLANO, J.V.-G. The Meso-NH atmospheric simulation system. Part 1: Adiabatic formulation and control simulation, **Annales Geophysicae**, 16, 90 – 109. 1988.
- LEE, S.H.; KIM, S.W.; ANGEVINE, W.M.; BIANCO, L.; McKEEN, S.A; SENFF, C.J.; TRAINER, M.; TUCKER, S.C.; ZAMORA, R.J. Evaluation of urban surface parameterizations in the WRF model using measurements during the Texas Air Quality Study 2006 field campaign. **Atmospheric Chemistry and Physics**, 11, 2127 – 2143. 2011.
- LI, X.; PU, Z. Sensitivity of Numerical Simulation of Early Rapid Intensification of Hurricane Emily (2005) to Cloud Microphysical and Planetary Boundary Layer Parameterizations. **American Meteorological Society**, 136, 4819 – 4838. 2008.
- LIU, M.K; MYERS, T.C. Numerical modeling of land and sea breeze circulation along a complex coastline. **Mathematics and Computers in Simulation XXI**. 359 – 367. 1979.

- MATHEWS, J.H. The sea breeze - forecasting aspects. **Meteorological Magazine**, 30, 205 – 209. 1982.
- McCUMBER, M.C.; PELKE, R.A. Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. **Journal of Geophysical Research**, 86, 9929 – 9938. 1981.
- McDONOUGH, J.M., **Introductory Lectures on Turbulence. Physics, Mathematics and Modeling**. Departments of Mechanical Engineering and Mathematics University of Kentucky. 2007. Disponível em <http://www.engr.uky.edu/~acfd/lctr-notes634.pdf>. Acesso em 12/09/2012.
- MELAS, D., ZIOMAS, I., KLEMM, O., ZEREFOS, C.S., Anatomy of the sea-breeze circulation in Athens area under weak large-scale ambient winds. **Atmospheric Environment**, 32, 2223 – 2237. 1998.
- MELFI, S.H.; SPINHIRNE J.D.; CHOU S.H.; PALM S.P. Lidar observations of the vertically organized convection in the planetary boundary layer over ocean. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, 24, 806 – 821. 1985.
- MELLOR, G.L.; YAMADA, T. Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, 20, 851 – 875. 1982.
- MENDONÇA, R.W.B., BONATTI, J.P. Estudo da Energética Modal para Episódios de ZCAS. Parte II: Impacto da Resolução do Modelo e da Parametrização de Convecção. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 23:381 – 403. 2008.
- MENUT L., FLAMANT C., PELON J., FLAMANT P.H., 1999. Urban boundary layer height determination from lidar measurements over the Paris area. **Applied Optics**, 38, 945–954. 1999.
- MILLER, S.T.K., KEIM, B.D., TALBOT, R.W., MAO, H., Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts, **Reviews of Geophysics**, 41, 1011 – 1042. 2003.
- MIRAGLIA, S. G. E. K.; VERAS, M. M.; VERAS, M. M.; AMATO-LOURENCO, L. F.; RODRIGUES-SILVA, F.; SALDIVA, P. H. N. Follow-up of the air pollution and the human male-to-female ratio analysis in Sao Paulo, Brazil: a times series study. **BMJ Open**, 3, e002552-e002552. 2013.
- MISENIS, C.; ZHANG, Y. An examination of sensitivity of WRF/Chem predictions to physical parameterizations, horizontal grid spacing, and nesting options. **Atmospheric Research**, 97, 315 – 334. 2010.
- MOHAN, M.; SIDDIQUI, T.A. Applied Modeling of Surface Fluxes under Different Stability Regimes. **American Meteorological Society**, 37, 1055 – 1067. 1998.
- MONIN, A.S., OBUKHOV A.M. **Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere**. *Tr.Akad. Nauk SSSR Geophys. Inst.* 24, 163 – 187. 1954.
- MORRISON, H. GRABOWSKI, W.W. Comparison of Bulk and Bin Warm-Rain Microphysics Models Using a Kinematic Framework. **AMS Journals Online – American Meteorological Society**, 34, 2839–2861. 2007.
- MUPPA, S.K., ANANDAN, V.K., KESARKAR, K.A., RAO, S.V.B., REDDY, P.N., Study on deep inland penetration of sea-breeze over complex terrain in the tropics. **Atmospheric Research**, 104, 209–216. 2012.

NATIONAL CENTER FOR ATMOSPHERIC RESEARCH (NCAR). **ARW Version 3 Modeling System User's Guide**. 2014. Disponível em: <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs>. Acesso em 19/08/2012.

NEUMANN, J.; MAHRER, Y. A Theoretical Study of the land and Sea Breeze Circulation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 28, 532 – 542. 1971.

OBUKHOV, A.M. Turbulence in an Atmosphere With a Non-Uniform Temperature. **Boundary-Layer Meteorology**, 2, 7 – 29. 1971.

OSTRO, B.; LIPSETT, M.; REYNOLDS, P.; GOLDBERG, D.; HERTZ, A.; GARCIA, C.; HENDERSON, K. D.; BERNSTEIN L. Long-Term Exposure to Constituents of Fine Particulate Air Pollution and Mortality: Results from the California Teachers Study. **Environmental Health Perspectives**, 118, 363 – 369. 2010.

PAGOWSKI, M., **Some Comments on PBL Parameterizations in WRF**. 2005. Disponível em <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/workshop/ws04/Session1>. Acesso em 17/07/2011.

PAPANASTASIOU, D.K., MELAS, D., LISSARIDIS, I., Study of wind field under sea-breeze conditions: an application of WRF model. **Atmospheric Research**, 98, 102–117. 2010.

PAULSON, C.A. The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer. **Journal of Applied Meteorology**, 9, 857 – 861. 1970.

PETERS, L. K. On the Criteria for the Occurrence of Fumigation Inland From a Large Lake. **Atmospheric Environment**, 9, 809-816. 1975.

PHAN, T.T.; MANOMAIPHIBOON, K. Observed and simulated sea breeze characteristics over Rayong coastal area, Thailand. **Meteorology and Atmospheric Physics**, 116, 95 – 111. 2012.

PLATE, E. J. Aerodynamic Characteristics of Atmospheric Boundary Layers. **United State Atomic Energy Commission**, 190 pp. 1971.

PLEIM, J.E, CHANG, J.S. A non-local closure model for vertical mixing in the convective boundary layer. **Atmospheric Environment**, 26-A, 965-968. 1992.

PLEIM, J.E. A Combined Local and Nonlocal Closure Model for the Atmospheric boundary Layer. Part I: Model Description and Testing. **Journal of Applied Meteorology and Climatology** 46, 1383-1395. 2007a.

PLEIM, J.E. A Combined Local and Nonlocal Closure Model for the Atmospheric boundary Layer. Part II: Application and Evaluation in a Mesoscale Meteorological Model. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, 46, 1396-1409. 2007b.

PORSON, A., STEYN, D.G., SCHAYES, G., Formulation of an Index for Sea Breezes in Opposing Winds. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, 46, 1257–1263. 2007.

PORTELLI, R.V. The Nanticoke Shoreline Diffusion Experiment, June 1978-I. Experimental Design and Program Overview. **Atmospheric Environment**, 16, 413 – 421. 1982.

POULOS, G.S.; BLUMEN, W.; FRITTS, D.C.; LUNDQUIST, J.K.; SUN, J.; BURNS, S.P.; NAPPO, C.; BANTA, R.; NEWSOM, R.; CUXART, J.; TERRADELLAS, E.; BALSLEY, B.; JENSEN, M.: CASES-99: A comprehensive investigation of the stable nocturnal boundary layer. **American Meteorology Society**, 83, 555–581. 2002.

PUYGRENIER, V., LOHOU, F., CAMPISTRON, B., SAID, F., PI GEON, G., BENECH, B.; SERCA, D. Investigation on the fine structure of sea-breeze during ESCOMPTE experiment. **Atmospheric Research**, 74, 329–353. 2005.

RANI, S.I.; RAMACHANDRAN, R.; SUBRAHAMANYAM, D.B.; ALAPPATTU, D.; KUNHIKRISHNAN, P.K. Characterization of sea/land breeze circulation along the west coast of Indian sub-continent during pre-monsoon season. **Atmospheric Research**, 95, 367–378. 2010.

RAYNOR, G. S., MICHAEL, P., BROWN, R. M., AND SETHURAMAN, S. Studies of Atmospheric Diffusion From a Nearshore Oceanic Site. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, 14, 1080-1094. 1975.

RIMETZ-PLANCHON, J., PERDRIX, E., SOBANSKA, S., BRÉMARD, C. PM10 air variation in a urbanized and industrialized harbor. **Atmospheric Environment**, 42 (31), 7274-7283. 2008.

SAIKI, M.; SANTOS, J. O.; ALVES, E. R.; GENEZINI, F. A.; MARCELLI, M. P.; SALDIVA, P. H. N. . Correlation study of air pollution and cardio-respiratory diseases through NAA of an atmospheric pollutant biomonitor. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry (Print)**, 299, 773 – 779. 2014.

SALDIVA, P.H., POPE, C.A., SCHWARTZ, J., DOCKERY, D.W., LICHTENFELS, A. J., SALGE, J. M., BARONE, I., BOHM, G. M. Air pollution and mortality. **Arch Environ Health**, 50:159-63, 1995.

SEIGNEUR, C., PUN, B., PAI, P., LOUIS, J.F., SOLOMON, P., EMERY, C., MORRIS, R., ZAHNISER, M., WORSNOP, D., KOUTRAKIS, P., WHITE, W., TOMBACH, I. Guidance for the performance evaluation of three-dimensional air quality modeling systems for particulate matter and visibility. **Journal Air e Waste Management Association**, 50, 588 – 599. 2000.

SHAFRAN, P. C., SEAMAN, N. L. and GAYNO, G. A. Evaluation of numerical predictions of boundary layer structure during the Lake Michigan Ozone Study (LMOS). **Journal of Applied Meteorology**, 39, 412– 426. 2000.

SHIN, H.H.; HONG, S.Y. Intercomparison of Planetary Boundary-Layer Parameterizations in the WRF Model for a Single Day from CASES-99. **Boundary-Layer Meteorology**, 139, 261–281. 2011.
SIMPSON, J.E., **Sea Breeze and Local Winds**. Cambridge University Press. 1994.

SKAMAROCK, W.C.; KLEMP, J.B.; DUDHIA, J.; GILL, D.O; BARKER, D.M.; DUDA, M.G.; HUANG, X.Y.; WANG, W.; POWERS, J.G. **A Description of the Advanced Research WRF Version 3**, 2008, NCAR TECHNICAL NOTE. Disponível em <<http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users>. Acesso em 11/08/2010.

SMIRNOVA, T.G., BROWN, J.M., BENJAMIN, S.G.; KIM, D. Parameterization of cold-season processes in the MAPS land-surface scheme, **Journal of Geophysical Research**, 105, 4077 – 4086. 2000.

SMIRNOVA, T.G.; BROWN, J.M.; BENJAMIN, S.G. Performance of Different Soil Model Configurations in Simulating Ground Surface Temperature and Surface Fluxes. **Monthly Weather Review**, 125, 1870 – 1884. 1997.

STULL, R.B., **An introduction to boundary layer meteorology**. Springer Publishing, New York. 1988.

STUNDER, M.; SETHURAMAN, S. A Comparative Evaluation of the Coastal Internal Boundary-Layer Height Equations. **Boundary-Layer Meteorology**, 32, 177 – 204. 1985.

- STUNDER, M.; SETHURAMAN, S.; MISRA, P.K.; SAHOTA, H. Downwind non-uniform mixing in shoreline fumigation processes. **Boundary-Layer Meteorology**, 34, 177 – 184. 1986.
- SWEENEY, J. K.; CHAGNON, J. M.; GRAY, S. L. A case study of sea breeze blocking regulated by sea surface temperature along the English south coast. **Atmospheric Chemistry and Physics**, 14, 4409 – 4418. 2014.
- TALBOT, C.; AUGUSTIN, P.; LEROY, C.; WILLART, V.; DELBARRE, H.; KHOMENKO, G.; Impact of a sea-breeze on the boundary-layer dynamics and the atmospheric stratification in a coastal area of the North Sea. **Boundary-Layer Meteorology**, 125, 133-154. 2007.
- VAN DER HOVEN, I. Atmospheric Transport and Diffusion at Coastal Sites. **Nuclear Safety**, 8, 490-499. 1967.
- VAREJÃO-SILVA, M.A. **Meteorologia e Climatologia**. Versão Digital. Recife-PE. 2006. Disponível em <http://www.slideshare.net/lcgrh/varejo-meteorologia-e-climatologia>. Acesso em 14/05/2013.
- VENKATRAM, A. A Model of Internal Boundary Layer Development. **Boundary-Layer Meteorology**, 11, 419-437. 1977.
- WANG, W., SEAMAN, N.L. A comparison study of convective parametrization schemes in a mesoscale model. **Monthly Weather Review**, 125, 252 – 278, 1997.
- WATTS, A. J. Sea-Breeze at Thorney Island. **Meteorological Magazine, London**, 84, 42 – 48. 1955.
- WEISMAN, B. On the Criteria for the Occurrence of Fumigation Inland From a Large Lake-A Reply. **Atmospheric Environment**, 12, 172-173. 1976.
- XIE, B.; FUNG, J.C.H.; CHAN, A.; LAU, A. Evaluation of nonlocal and local planetary boundary layer schemes in the WRF model. **Journal of Geophysical Research**, 117, D12103. 2012.
- XIU, A.; PLEIM, J.E. Development of a Land Surface Model. Part I: Application in a Mesoscale Meteorological Model. **American Meteorological Society**, 40, 192 – 209, 2001.
- ZHANG, D.; ANTHES, R.A. A High-resolution Model of the Planetary Boundary Layer – Sensitivity Tests and Comparisons with SESAME-79 Data. **Journal of Applied Meteorology**, 21, 1594 – 1609. 1982.
- ZILITINKEVICH, S.S. Non-local turbulent transport: pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flows. **Transactions on Ecology and the Environment**, 6, 53 – 60. 1995.