

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**SENSIBILIDADE ÀS PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS
DO WRF NAS PREVISÕES DOS PARÂMETROS
ATMOSFÉRICOS EM SHETLAND DO SUL E
DECEPTION**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ALCIMONI NELCI COMIN

**Santa Maria, RS, Brasil
2012**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

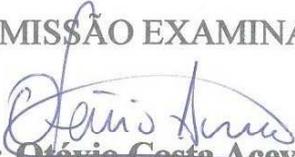
A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Dissertação de Mestrado

**SENSIBILIDADE ÀS PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS DO WRF NAS
PREVISÕES DOS PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS EM SHETLAND
DO SUL E DECEPTION**

elaborada por
Alcimoni Nelci Comin

como requisito parcial para a obtenção do grau de
Mestre em Meteorologia

COMISSÃO EXAMINADORA


Prof. Dr. Otávio Costa Acevedo (UFSM)
(Presidente/Orientador)


Prof. Dr. Ricardo de Camargo (USP)


Prof. Dr. Vagner Anabor (UFSM)

Santa Maria, 5 fevereiro de 2013

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Comin, Alcimoni Nelci

SENSIBILIDADE ÀS PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS DO WRF NAS
PREVISÕES DOS PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS EM SHETLAND DO SUL E
DECEPTION / Alcimoni Nelci Comin.-2013.

71 p.; 30cm

Orientador: Otávio Costa Acevedo

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de
Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2013

1. sensibilidade do WRF 2. alta resolução 3. latitude
polar I. Costa Acevedo, Otávio II. Título.

AGRADECIMENTOS

Agradeço...

Aos meus pais...

Em especial ao professor Otávio Costa Acevedo por acreditar em mim, pela orientação e pela amizade.

Ao professor Ronald Buss de Souza pela co-orientação e amizade.

Ao professor Vagner Anabor pela ajuda com o WRF e a amizade.

Aos professores do curso de graduação e pós-graduação em Meteorologia pelos conhecimentos transmitidos.

Aos colegas da Meteorologia (graduação e pós) pelo auxílio e incentivo.

A todos os meus amigos que me apoiaram na realização deste trabalho.

À coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro.

RESUMO

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

SENSIBILIDADE ÀS PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS DO WRF NAS PREVISÕES DOS PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS EM SHETLAND DO SUL E DECEPTION

AUTOR: ALCIMONI NELCI COMIN
ORIENTADOR: OTÁVIO COSTA ACEVEDO
CO-ORIENTADOR: RONALD BUSS DE SOUZA
Data e Local da Defesa: Santa Maria, 5 fevereiro de 2013

O modelo Weather Research and Forecasting (WRF) foi rodado em alta resolução com três grades aninhadas (nesting) de 12 km, 3 km e 1 km, em Shetland do Sul e particularmente na baía da ilha Deception, durante o período de 5 a 23 de fevereiro de 2011, na Operação Antártica 29. Os dados foram medidos *in situ*, pelo Navio Polar Almirante Maximiano da Marinha do Brasil, com frequência de observação de 1 hora. As variáveis medidas e simuladas são pressão, temperatura, ponto de orvalho, temperatura da água do mar, velocidade e direção do vento. Para a entrada no modelo foram utilizados os dados provenientes do modelo global do National Center for Environmental Prediction (NCEP) com 1° de resolução horizontal, atualizados a cada 6 horas. Foram testadas duas opções de domínios na grade mais interna, uma com 127 e outra com 187 pontos em cada direção horizontal. Também foram consideradas duas configurações para o WRF, sendo as principais diferenças entre elas as parametrizações de microfísica de neve e difusão térmica do solo. A variável melhor representada foi a pressão na superfície, uma vez que esta depende quase que exclusivamente dos padrões meteorológicos de grande escala, tendo pequena variação na microescala. A direção e velocidade do vento a 10 m da superfície também apresentaram uma acurácia, exceto quando ocorrem flutuações bruscas na direção e velocidade do vento influenciado pela topografia próxima, ocorrendo uma subestimação na velocidade. As variáveis termodinâmicas apresentaram uma representação muito deficiente com o domínio interno menor, mas melhoraram consideravelmente quando este foi expandido. A temperatura simulada apresentou um ciclo médio diário menos intenso que o observado e a subestimativa aumenta nos períodos mais quentes, provavelmente pelos “pacotes de neve” nas áreas de fronteira. Já a temperatura do ponto de orvalho seguiu o ciclo diário médio das observações apresentando boas concordâncias com os dados observados. Alguns padrões observados e simulados de circulação são discutidos brevemente. Por fim, uma simulação para um período de 13 dias em que haviam medidas realizadas diretamente na Ilha Deception é apresentada, apresentando um bom desempenho.

Palavras-chave: sensibilidade do WRF, alta resolução, latitude polar

ABSTRACT

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

WRF SENSITIVITY TO THE PHYSICAL PARAMETERIZATIONS IN THE FORECASTS OF ATMOSPHERIC PARAMETERS AT THE SOUTH SHETLAND AND DECEPTION

AUTOR: ALCIMONI NELCI COMIN
ORIENTADOR: OTÁVIO COSTA ACEVEDO
CO-ORIENTADOR: RONALD BUSS DE SOUZA
Data e Local da Defesa: Santa Maria, 5 fevereiro de 2013

The Weather Research and Forecasting model (WRF) was executed with high resolution and three nested grids of 12 km, 3 km and 1 km in the South Shetland and particularly in Deception Island's bay, during the period from 5 to 23 February 2011 at Operation Antarctica 29. Data were obtained in situ by Polar Ship Almirante Maximiano from Brazilian Navy, with a frequency of 1 h. The measured variables are pressure, temperature, dew point temperature, wind speed and direction. The model lateral and boundary conditions were data from NCEP global model, with a horizontal resolution of 1° and updated every 6 hours. Two domain sizes have been tested for the innermost grid, one with 127 and the other with 187 points in each horizontal direction. Besides, two physical configurations have been tested, with the main differences being snow microphysics and soil thermal diffusion. Pressure was the variable best represented by the model, as it is the most dependent on large scale meteorological patterns having only small dependence on the microscale. The wind direction and speed at 10 meters from the surface were also accurate, except when there were sudden fluctuations in wind speed and direction influenced by the topography, in which case there has been an underestimation of the speed. Thermodynamic variables have been very poorly represented by the small inner domain, but improved appreciably when it was expanded. The simulated temperature has an average daily cycle less intense than observed and the underestimation increases in warmer temperatures, probably caused by snow packets in the border areas. The dew point temperature daily average cycle followed the observations. Some observed and simulated patterns in circulation are briefly discussed. Finally, a simulation for a 13-day period during which there were in situ measurements at the Deception Island are presented, showing a good performance when compared to the observations.

Keyword: WRF sensitivity, high resolution, polar latitude

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	08
2. DESCRIÇÃO DO MODELO WRF.....	13
2.1 Estrutura do modelo.....	13
2.1.1 Pré-processamento (WPS).....	14
2.1.2 Processamento (WRF).....	15
2.1.3 Pós-Processamento (ARW)	17
2.2 Discretização espacial.....	18
2.3 Parametrizações físicas	19
2.4 Grade de simulação	23
2.5 Simulações realizadas.....	24
3. DESCRIÇÃO DOS SÍTIOS, MEDIDAS E CONDIÇÃO SINÓTICA	28
3.1 Descrição do sitio em Shetland do Sul e particularmente na ilha Deception.....	28
3.2 Descrição das medidas realizadas	31
3.3 Descrição sinótica do período de observações.....	32
4. RESULTADOS	38
4.1 Simulações para os dias 05 a 23 de fevereiro de 2011	38
4.1.1 Domínio de 127 por 127 pontos na grade mais fina	38
4.1.2 Domínio de 187 por 187 pontos na grade mais fina.....	43
4.2 Simulações para os dias 01 a 13 de novembro de 2012	58
5. CONCLUSÃO	60
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	62
7. ANEXO	67
7.1 Namelist dos parâmetros do modelo WRF	67

1. INTRODUÇÃO

Os modelos de circulação global reproduzem bem o estado da atmosfera nas escalas global e sinótica, mas não representam bem em escalas regionais próximo à superfície da terra (KALMA et al., 1994). Um dos problemas que contribuem para este fato é a suavização da topografia nas escalas globais quando os modelos não são rodados em alta resolução. Na década de 1980, o aumento do emprego de modelos de mesoescala, principalmente através de estudos de casos e testes de sensibilidade, permitiu a obtenção de informações físicas sobre sistemas como tempestades severas (ANTHES et al., 1982), ciclones tropicais (CHANG, 1982) entre outros. Experimentos com modelos regionais demonstraram que a circulação atmosférica exibe uma sensibilidade na formulação adotada com a interação Tsuperfície-atmosfera (SELLERS et al., 1989).

O objetivo deste trabalho será de fazer a validação do modelo WRF (Weather Research and Forecasting) em alta resolução, na região polar, com testes de; temperatura, ponto de orvalho, pressão na superfície, direção do vento e magnitude do vento. Esses dados serão comparados com dados reais coletados pelo navio Polar Almirante Maximiano (Marinha do Brasil) durante a Operação Antártica 29, em Shetland do Sul e particularmente na ilha Deception, com o objetivo de se obter um índice de confiabilidade para fazer um monitoramento em longo prazo, desse ecossistema frágil, que se recupera de erupções vulcânicas.

Neste contexto, no presente estudo, o WRF é usado para simular o clima local das Ilhas Shetland do Sul, na Antártica. Estes são um grupo de mais de 20 ilhas localizado a 120 km ao Norte da Península Antártica, amplamente utilizados como um laboratório para a pesquisa científica em áreas como biologia, oceanografia, meteorologia e outros. A maioria das estações de pesquisa estão localizados na Ilha Rei George, a maior ilha, com uma área um pouco acima de 1.100 km². Muitas atividades de pesquisa dependem de uma caracterização precisa do tempo, apesar de observações meteorológicas serem escassas e difíceis de executar na região. Simulação numérica de tempo é, por conseguinte, uma alternativa simples, mas não há estudos que tenham mostrado como modelos como WRF são capazes de representar a variabilidade detalhada dos parâmetros atmosféricas em uma escala tão pequena quanto a das ilhas Shetland do Sul. Esta é a principal motivação do estudo.

A localidade de Deception é única, pois é uma ilha em latitudes polares em cujo interior existe um lago com águas aquecidas por erupções vulcânicas. Assim, apesar de sua pequena extensão, os fortes gradientes térmicos ali existentes têm potencial de produzir circulações locais bem definidas. Por outro lado, a localização em altas latitudes indica que os sistemas sinóticos ali ocorrem com grande intensidade. Desta forma, a combinação dos dois fatores, localização em altas latitudes e circulações locais intensas, permite caracterizar esta localidade como um laboratório real para testar a capacidade de modelos numéricos de reproduzir padrões meteorológicos em diversas escalas, de maneira simultânea. Este é a motivação do presente trabalho, onde resultados preliminares serão apresentados.

Este estudo é parte do projeto Interception (Interações entre o Oceano, Zona Costeira e Atmosfera em Micro-escala na Ilha Deception, Arquipélago das Shetland do Sul, Antártica-CNPq 556783/2009-3), coordenado pelo Dr. Ronald Buss de Souza e financiado pelo CNPq. O principal objetivo desse projeto é de estudar as interações entre o oceano, a zona costeira e a atmosfera em micro-escala na Ilha Deception, Arquipélago das South Shetland, Antártica. Junto com alguns cientistas experientes na área de Ciências Antárticas, um novo grupo de cientistas com amplo conhecimento nas áreas de oceanografia costeira e meteorologia fazem parte do projeto. De maneira a atingir o objetivo principal do projeto, alguns objetivos específicos são traçados: (i) descrever o acoplamento sinótico entre a atmosfera e o oceano na área de estudo; (ii) estudar as variações espaciais e temporais dos gases de efeito estufa na Baía de Port Foster dentro da Ilha Deception; (iii) descrever a variabilidade temporal de variáveis físicas como a temperatura do ar e da água, ventos, pressão atmosférica, precipitação, umidade relativa e fluxos radiativos usando instrumentos fabricados no Brasil que incluem uma bóia meteo-oceanográfica e seis mini-bóias equipadas com redes de termistores a serem ancoradas em águas rasas na Baía de Port Foster; (iv) comparar os fluxos estimados a partir de medidas realizadas pelos instrumentos com saídas de um modelo Large Eddy Simulation (LES); (v) descrever a variabilidade espacial e temporal das correntes marinhas dentro da Baía de Port Foster usando bóias de deriva rastreadas por rádio inteiramente construídas no Brasil; (vi) descrever as correntes marinhas e as ondas de superfície em um ponto específico na Baía de Port Foster e (vii) descrever os processos de dinâmica costeira que ocorrem na praia na Ilha Deception.

Os primeiros estudos que empregaram modelagem numérica de mesoescala para simular o escoamento em regiões Antárticas são da década de 1990. Antes disso, estudos

numéricos na região se restringiam a modelos bi- ou tridimensionais simplificados, com o propósito principal de identificar os mecanismos que controlam os fortes escoamentos catabáticos observados no Continente (PARISH, 1984; PARISH E WAIGHT, 1987, GALLEÉ E SCHAYES, 1992). Hines et al. (1995) utilizaram o modelo MM4 para simular a circulação na região utilizando uma grade com resolução horizontal de 100 km e cujo domínio abrangia toda a Antártica. Na mesma época, Galleé (1996) utilizou o modelo de mesoescala MAR para fazer uma simulação de mais alta resolução, com espaçamento de grade de 10 km, e domínio centrado na Região do Mar de Ross, com o propósito específico de relacionar a presença de gelo na superfície com as circulações atmosféricas locais. A conclusão do estudo foi de que ciclones de mesoescala observados na região não são inteiramente associados a forçantes de mesoescala, como os relacionados com a heterogeneidade superficial. Em um estudo semelhante, Klein e Heinemann (2001) estudaram os processos de formação de mesociclones na região do Mar de Weddel, e para tanto utilizaram o modelo numérico de mesoescala norueguês NORLAM, utilizando uma grade com resolução horizontal de 25 km aninhada em outra com resolução de 50 km. Os resultados de Klein e Heinemann (2001) de maneira geral corroboraram os de Galleé (1996), mas para uma região diferente do continente.

Um passo importante no campo das simulações numéricas de mesoescala em regiões polares foi a implementação da versão polar do MM5, denominada MM5-Polar (BROMWICH et al., 2001; CASSANO et al., 2001). Boa parte das aplicações desta versão ocorreu para estudos em grandes escalas, nos quais o espaçamento da grade horizontal é bem maior que o utilizado no presente trabalho. Assim, por exemplo, Bromwich et al. (2001) conduziram um estudo sobre formação de ventos catabáticos na Groenlândia utilizando o MM5-Polar com resolução horizontal de 40 km. Da mesma forma, quando o MM5-Polar foi aplicado à região Antártica, o interesse era frequentemente em questões climáticas, associadas à variabilidade da circulação em longo prazo (GUO, BROMWICH e CASSANO, 2004; BROMWICH, MONAGHAN e GUO, 2005; MONAGHAN, BROMWICH e WANG, 2006).

O MM5-Polar passou a ser aplicado com a finalidade específica de gerar previsão de tempo para a região Antártica no contexto do programa AMPS (*Antarctic Mesoscale Prediction System*). Este sistema, descrito de maneira detalhada por Powers et al. (2003) fornece previsão numérica de maneira operacional para o Continente Antártico. Para tanto, são utilizadas 3 grades aninhadas, sendo que as de maior resolução espacial, localizadas em regiões diferentes do Continente, conforme propósitos específicos dos autores, têm resoluções

horizontais de 3,3 ou 10 km. Os resultados de um ano de previsões com este sistema para a região de McMurdo, sobre a qual estava a grade de 3,3 km de resolução, são discutidos por Monaghan et al. (2005), que concluem que o AMPS pode ser uma ferramenta fundamental para elucidar aspectos não conhecidos do Clima na região, na qual a disponibilidade de observações meteorológicas é escassa, e com isso, socorrer estudos de várias áreas do conhecimento, como Biologia, Geologia e Paleoclimatologia.

A utilização do WRF para a simulação numérica do tempo em altas latitudes foi intensificada a partir da implementação da versão polar deste modelo, chamada WRF-Polar. Este modelo também foi inicialmente utilizado para simulações no Hemisfério Norte (HINES e BROMWICH, 2008; HINES et al., 2011; WILSON, BROMWICH e HINES, 2011). No ano de 2008, o WRF-Polar substituiu o MM5-Polar como modelo utilizado pelo programa AMPS, marcando o início de sua aplicação para a Antártica de maneira operacional (POWERS et al., 2012), e a substituição de modelo foi acompanhada por um aumento de resolução horizontal das simulações, que passaram a contar, em sua grade mais fina, com espaçamento de 1,67 km. Os primeiros estudos que discutem a aplicação do WRF-Polar para a região Antártica com fins de pesquisa se tornaram disponíveis recentemente. Tastula e Vihma (2011) apresentam comparações de desempenho entre o WRF-Polar e o WRF padrão para 11 estações meteorológicas localizadas na Antártica, utilizando duas grades aninhadas, nas quais a resolução horizontal da mais fina é de 10 km. Eles concluíram que o WRF padrão apresenta desempenho semelhante ao WRF-Polar na maior parte dos casos. O WRF padrão tem menor viés positivo que o WRF-Polar para temperatura do ar em uma estação específica, mas este último apresenta vantagens em termos da representação de pressão. Uma avaliação mais detalhada do desempenho do WRF-Polar para a Antártica foi apresentada mais recentemente por Bromwich et al. (2013). É importante destacar que este estudo objetiva uma avaliação para o Continente como um todo e que, por este motivo, a grade horizontal não pode ter alta resolução por razões computacionais. Assim, utilizou-se espaçamento de grade de 60 km, tendo sido feito um ano inteiro de simulações. As conclusões do estudo são detalhadas para distintos aspectos, incluindo o balanço radiativo, descrição de turbulência e representação de umidade no modelo. Com relação a este último aspecto, é importante para o propósito do presente estudo destacar um dos resultados de Bromwich et al. (2013), que diz que “... a atmosfera do modelo é mais seca que o observado, com nebulosidade deficiente, porque as menores temperaturas limitam a sublimação e conseqüentemente as quantidades de água

precipitável sobre a geleira”.

O bom desempenho demonstrado pelo WRF-Polar no Ártico pode não prevalecer na Antártica, devido às diferenças entre as duas regiões polares. A circulação atmosférica na Antártica é fortemente influenciada pela presença da camada de gelo com altitudes superiores a 3 km na maioria das áreas (MONAGHAN et al., 2005). Qualquer modelo de mesoescala deve representar fielmente os ventos fortes catabáticos que são regulados pelo equilíbrio da gravidade, a estabilidade térmica, e forçantes sinóticos (PARISH e BROMWICH, 2007). O alto albedo da superfície (LAINE, 2008) e as baixas quantidades de aerossóis resultam em diferentes interações da radiação na atmosfera. Além disso, aplicações de WRF-Polar na Antártica enfrentam grandes desafios, pois a quantidade de dados observacionais necessários para validar as previsões são limitados, tornando mais difícil a validação do que no Ártico. A performance do WRF-Polar varia sazonalmente, particularmente apresentando melhor desempenho durante o inverno do que no verão. Isso se deve ao fato de que no verão há pouca representação do ciclo diurno, havendo em compensação uma homogeneidade causada pelo gelo no inverno. São observadas baixas correlações entre temperatura simulada e observada ao redor da Península Antártica, refletindo a dificuldade em representar pequenas áreas e o fato que as estações localizadas ao longo da costa são fortemente influenciadas pela presença ou ausência de gelo na água. Segundo Bromwich (2009), as correlações geralmente são maiores que 0,5 em julho e menores que 0,5 em janeiro.

No presente estudo, as simulações serão apresentadas com resolução horizontal de 1 km, portanto maior que em todos os trabalhos descritos acima. A representação correta das variáveis meteorológicas em localidades específicas, especialmente quando há grande heterogeneidade espacial, como a observada na região das Ilhas Shetland do Sul impõe este nível de detalhamento. A dissertação tem a seguinte estrutura: No capítulo 2 o modelo WRF é descrito, incluindo algumas de suas características mais relevantes, como estrutura, discretização e parametrizações mais importantes. Também neste capítulo serão descritas em detalhe as simulações feitas. No capítulo 3 são apresentadas as observações às quais os resultados do modelo serão comparados, bem como as localidades de amostragem. Também neste capítulo é apresentada uma breve descrição das condições sinóticas no período das observações. O capítulo 4 contém a apresentação, descrição e discussão dos resultados das simulações numéricas realizadas. Finalmente, as principais conclusões são apresentadas no capítulo 5.

2. DESCRIÇÃO DO MODELO WRF

2.1 Estrutura do modelo

O WRF (Weather Research and Forecasting), disponível gratuitamente em <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users> é um modelo numérico de mesoescala que foi desenvolvido com a colaboração de vários centros de pesquisa norte-americanos como o Centro Nacional de Pesquisas Atmosféricas (NCAR), o Laboratório de Pesquisa Naval (NRL), a Administração Nacional de Oceanos e Atmosfera (NOAA), a Administração Federal de Aviação (FAA), o Centro Nacional de Previsão do Meio Ambiente (NCEP), a Divisão de Meteorologia de Meso e Microescala (MMM), o Centro de Análise e Previsão de Tempestades (CAPS) da Universidade de Oklahoma e outros cientistas (SKAMAROCK et al., 2005).

O esforço de aperfeiçoamento do modelo através das simulações é um desafio para melhorar a compreensão dos fenômenos atmosféricos. Nos últimos anos, tem-se visto uma revolução no campo da previsão meteorológica de mesoescala em diversos lugares do mundo. Essa descentralização da previsão numérica de tempo (FERREIRA, A. P. G. 2007) poderá ser explicada pelos seguintes fatores: a partilha de modelos de mesoescala ou das suas componentes (parametrizações físicas); a redução dos preços das Estações de Trabalho e dos computadores pessoais durante os anos 1990; a crescente acessibilidade em tempo real dos dados meteorológicos e a previsão operacional do NCEP. O sistema de assimilação do WRF abriga dois núcleos dinâmicos, o ARW (Advanced Research WRF) e o NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model). O NMM foi desenvolvido pelo NCEP através do modelo hidrostático ETA. A manutenção e suporte financeiro do WRF-ARW é do NCAR, já os do WRF-NMM são da NCEP/NOAA.

Segundo Skamarock et al. (2008) o WRF foi desenvolvido para a pesquisa, previsão do tempo, modelagem da qualidade do ar, modelagens climáticas em escala regional, pesquisa de furacões entre outras. Suas principais características são: sistema de simulação de dados em 3 dimensões, arquitetura de software que permite a sua execução em paralelo e a extensibilidade do sistema que permite o programa funcionar para escalas variáveis de poucos

metros até centenas de quilômetros. Oferece uma diversidade de opções físicas e um sistema avançado para assimilação de dados em três dimensões. O modelo compõe-se de pré-processamento (WRF Pre-processing System, WPS), processamento (WRF) e pós-processamento (Advanced Research WRF, ARW).

2.1.1 Pré-processamento (WPS)

Nas condições reais, o modelo necessita das áreas de fronteira lateral que representam, dentro do possível, as condições realísticas da atmosfera. Estas são fornecidas por um modelo numérico em escala global de baixa resolução que fornecem as previsões para vários dias. Por sua vez, o modelo de mesoescala começa onde o modelo global mostra-se incapaz de resolver os detalhes de uma área menor, de forma que o estado inicial deste começa pela análise dos vértices da malha do global. Os parâmetros estáticos, como as médias climatológicas são acoplados no domínio horizontal no pré-processamento.

O estado inicial é obtido por interpolação espacial dos dados de análise do modelo global, onde é feita uma interpolação horizontal, em relação às variáveis meteorológicas (altura geopotencial, vento, temperatura, razão de mistura) em cada nível isobárico, e em relação às variáveis da superfície (pressão atmosférica, “skin temperature”) e dos níveis do subsolo (temperatura e umidade).

O Sistema de pré-processamento (WPS) é formado por um conjunto de três programas, cuja função é preparar a entrada para o programa real, ou seja, as simulações a partir de dados reais. Cada um dos programas realiza uma etapa onde são lidos os parâmetros de um arquivo comum (*namelist*), que tem registros separados para cada um dos programas. Além disso, há um *namelist* compartilhado, que define os parâmetros que são utilizados por mais de um programa WPS. O trabalho de interpolação vertical dos campos meteorológicos, para níveis WRF-ETA é realizado dentro do programa real. O primeiro dos três programas (*geogrid.exe*) é responsável por definir os domínios do modelo e interpolar estaticamente os dados geográficos para a grade do modelo. O segundo programa (*ungrib.exe*) descompacta os dados meteorológicos e cria pacotes intermediários. Finalmente, o terceiro programa (*metgrid.exe*) é responsável por interpolar os dados meteorológicos horizontalmente para o

seu modelo de domínio. A saída deste programa é utilizada como entrada para o WRF.

2.1.2 Processamento (WRF)

O modelo WRF tem duas grandes classes de simulações, de acordo com o tipo de dados gerados, se dados ideais ou dados reais. Os casos reais de dados requerem pré-processamento do pacote WPS, pois oferecem para cada campo atmosférico a estatística com fidelidade apropriada para a resolução da grade escolhida para o modelo. Neste trabalho foram feitas simulações com dados reais. O módulo WRF é composto por dois programas. O primeiro (real.exe) interpola verticalmente os dados sobre as coordenadas do modelo. Este programa processa todos os arquivos de dados gerados pelo metgrid em um único arquivo para cada domínio de grade. Por exemplo, se houver 3 grades, serão criados 3 arquivos de dados para a entrada do próximo programa do WRF. Este segundo programa (wrf.exe) faz a integração numérica propriamente dita, gerando a simulação do modelo.

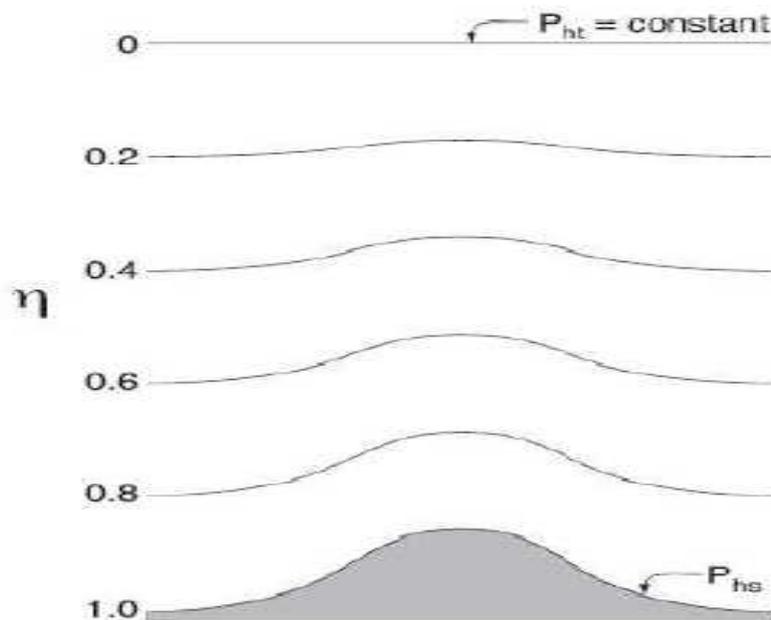


Figura 2.1: Coordenada vertical η (fonte Skamarock et al., 2005)

Este módulo possui um núcleo dinâmico que resolve as equações de Euler não-hidrostáticas em uma atmosfera totalmente compressível em coordenada vertical η que segue

a altura do terreno. Este sistema de coordenadas que acompanha o relevo na superfície foi proposto por Laprise (1992) e está esquematizado na figura 2.1, onde $\eta = (P - P_{ht}) / (P_{hs} - P_{ht})$; sendo P a pressão no ponto considerado; P_{ht} a pressão hidrostática no topo ; P_{hs} a pressão hidrostática na superfície.

Todos os cálculos que são executados pelo modelo para simular a atmosfera são baseados em um conjunto de equações que governam o comportamento atmosférico. Este sistema de equações não pode ser resolvido analiticamente sem as aproximações comumente realizadas. As Equações utilizadas pelo modelo WRF são:

-Conservação da quantidade de movimento

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\rho u)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho uu)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho uv)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho uw)}{\partial z} &= -\frac{\partial P}{\partial x} + \mu \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \mu \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \mu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} - \rho g_x \\ \frac{\partial(\rho v)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho vu)}{\partial x} + v \frac{\partial(\rho vv)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho vw)}{\partial z} &= -\frac{\partial P}{\partial y} + \mu \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \mu \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \mu \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - \rho g_y \\ \frac{\partial(\rho w)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho wu)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho wv)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho ww)}{\partial z} &= -\frac{\partial P}{\partial z} + \mu \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \mu \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \mu \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} - \rho g_z \end{aligned}$$

-Conservação de energia

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \theta + S_\theta$$

-Conservação da massa

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\rho u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho v) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho w) = 0$$

- Geopotencial

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

$$\partial_\eta \phi = -\alpha \mu$$

- Do estado

$$P = P_0 (R_d \theta / P_0 \alpha)^\gamma$$

Nas equações acima, θ a temperatura potencial, $\phi = gz$ é o geopotencial, P é a pressão, $\alpha = 1/\rho$, $\gamma = cp/cv$, R_d a constante do gás para ar seco, $\mu = (P_{hs} - P_{ht})$, P_0 a pressão de referência, V é o volume, S_θ representa as fontes de dissipadores de calor, expresso pelas variações na temperatura potencial.

O método de Runge-Kutta (RK) de terceira ordem é usado pelo WRF para modos de baixa frequência e é o método de integração em pequenas escalas de tempo para alta frequência. Apesar de ser denominado RK de terceira ordem, ele tem precisão de terceira ordem apenas para equações lineares, enquanto que para equações não-lineares é de segunda ordem.

Esse método é um dos mais utilizados para realizar a integração numérica de equações diferenciais que não podem ser resolvidas analiticamente, como é o caso das equações que governam o comportamento atmosférico, utilizando-se de diferenças finitas para sua resolução. Este esquema de integração de RK foi descrito por Wicker e Skamarock (2002) e integra as equações diferenciais utilizando uma formulação preditora-corretora. Assim, em um primeiro passo de tempo é feita a previsão e no passo seguinte o WRF volta atrás e corrige a previsão. Isso garante maior confiabilidade nas medidas das variáveis. O método de RK até a terceira ordem está representado pelas equações abaixo, onde R são as variáveis genéricas das equações e ϕ é a derivada em relação ao tempo das variáveis das equações.

A grande vantagem para o modelo WRF é que esse método de passo simples requerem derivadas de primeira e segunda ordens e fornecem aproximações precisas com erros de truncamento da ordem dois ou três. O método de Runge-Kutta pode ser entendido como o aperfeiçoamento do método de Euler, porém com uma melhor estimativa da derivada da função, que aprimora o resultado da média de cada ponto de grade do modelo. As variáveis são definidas por $\phi=(U, V, W, \theta, \phi', \mu', Q_m)$ e as equações do modelo, $\phi_t =R(\phi)$. Para avançar a solução são necessários três passos de $\phi(t)$ a $\phi(t + \Delta t)$, Gozzo, (2010). Onde Δt é o passo de tempo utilizado para ondas lentas.

$$\Phi^* = \Phi^t + \frac{\Delta t}{3} R(\Phi^t)$$

$$\Phi^{**} = \Phi^t + \frac{\Delta t}{2} R(\Phi^*)$$

$$\Phi^{t+\Delta t} = \Phi^t + \Delta t R(\Phi^{**})$$

2.1.3 Pós-Processamento (ARW)

Este módulo realiza interpolação vertical adequada à grade do modelo, com a coordenada vertical sigma ao invés de pressão. O ARW é um programa Fortran que lê a entrada do arquivo WRF e gera arquivos de saída GrADS (Grid Analysis and Display System). O módulo ARW é composto unicamente pelo programa ARWpost.exe.

2.2 Discretização Espacial

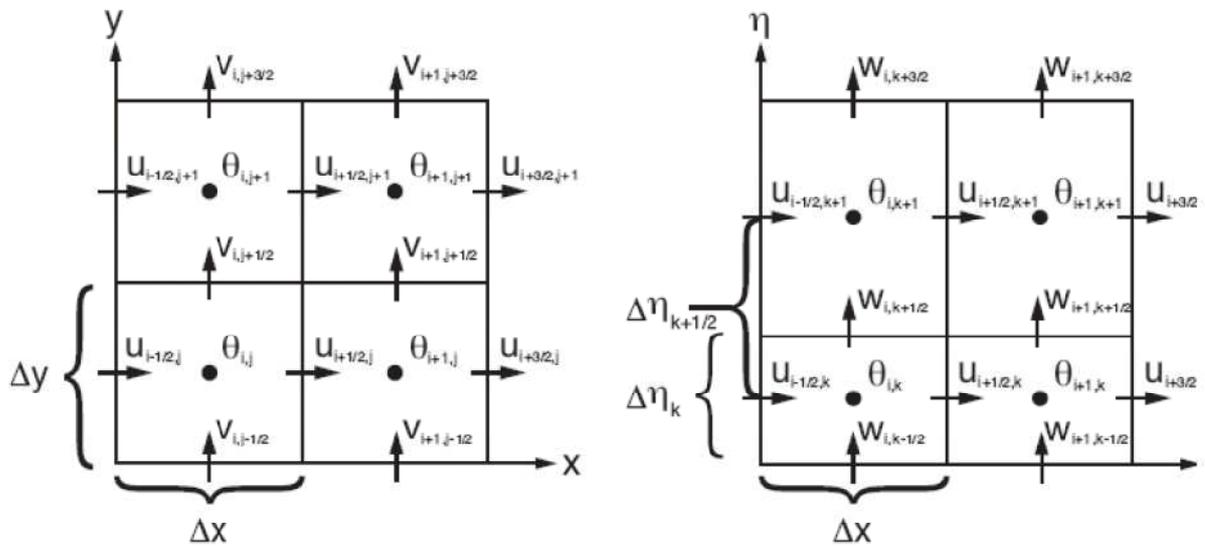


Figura 2.2. Grade horizontal (a) e vertical (b) do modelo WRF, com deslocamento Arakawa C. θ representa as quantidades escalares (fonte: SKAMAROCK et al., 2007).

O WRF utiliza o esquema de grade do tipo C (ARAKAWA; LAMB, 1977) na discretização espacial de variáveis (Figura 2.2). Esse tipo de grade evita o desacoplamento entre os termos da equação diferencial parcial, que ocorre quando variáveis interdependentes são resolvidas no mesmo ponto de grade, necessitando apenas do cálculo de médias na equação discretizada para o termo de Coriolis. Em pequenas escalas de tempo esse termo tem pouca importância, tornando esse tipo de grade mais indicado. Quando ocorre o desacoplamento há grande imprecisão no cálculo pelo módulo computacional, tornando-se necessário aplicar uma difusão computacional nas ondas mais curtas. As condições de fronteira lateral e o método de relaxação de Davies, (1983) ocorrem nas zonas de fronteira específica que compreende o ponto mais externo do domínio e na zona de relaxação que são os quatro pontos adjacentes à zona específica.

2.3 Parametrizações físicas

O ARW utiliza-se da teoria de similaridade de Monin-Obukhov, 1954 para calcular os fluxos superficiais através de relações empíricas universais que são representadas pelas seguintes equações:

$$\frac{\partial U}{\partial z} = \frac{u_*}{kz} \phi_M \left(\frac{z}{L} \right)$$

$$\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{q_*}{kz} \phi_W \left(\frac{z}{L} \right)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta_*}{kz} \phi_H \left(\frac{z}{L} \right)$$

Nas expressões acima, u^* é a velocidade de fricção, θ^* a temperatura potencial, q^* a umidade, k é a constante Von Karman (utilizada como $k=0,4$ no WRF), ϕ_M , ϕ_H e ϕ_W são os termos de cisalhamento vertical do vento, gradiente vertical de temperatura e umidade adimensional respectivamente, z é a altura da camada. Esses termos dependem do parâmetro z/L , quando $z/L < 0$ dizemos que a atmosfera é estaticamente estável, quando $z/L > 0$ a atmosfera é estaticamente instável.

O comprimento de Obukhov L é dado pela seguinte equação.

$$L = - \frac{\overline{\theta}_v u_*^3}{kg(w'\theta'_v)_{sup}}$$

onde L é altura acima da superfície onde a produção térmica da turbulência domina o cisalhamento.

O número de Richardson é definido por:

$$Ri_b = \left(\frac{g \Delta \overline{\theta}_v \Delta z}{\overline{\theta}_v U^2} \right)$$

onde $|U| = u^2 + v^2 + (\beta w^*)^2$. Segundo (BELJAARS, 1994), o termo $(\beta w^*)^2$ mostra o vento próximo a superfície devido os grandes vórtices na camada limite, sendo $\beta = 1,2$, determinado empiricamente através de experimentos de Large Eddy Simulations (LES). Esse termo é somado ao termo U para calcular os fluxos no WRF devido à convecção livre, tornando essa parametrização, por exemplo, indispensável na modelagem oceano-atmosfera.

O parâmetro z/L é obtido através do número de Richardson, para as condições estáveis e instáveis.

$$\frac{z}{L} = Ri_b \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \left(\frac{1}{1,1 - 5Ri_b}\right) \quad \text{condições estáveis}$$

$$\frac{z}{L} = Ri_b \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad \text{condições instáveis}$$

O termo z_0 representa o comprimento da rugosidade da superfície, particularmente sobre o oceano, z_0 no WRF representa a altura das ondas que está relacionada à velocidade do vento pela relação de Charnock (STULL, 1989).

$$z_0 = \left(0,015 \frac{u_*^2}{g}\right)$$

A velocidade de fricção é dada por:

$$u_* = \frac{kU}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \Psi_M\left(\frac{z}{L}\right)}$$

Paulson 1970, nos diz que Ψ_M é a correção de u_* pela estabilidade estática sendo

$$\Psi_M = 2 \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - \frac{2}{\tan x} + \frac{\pi}{2}$$

$$\text{Onde } x = \left(1 - 16 \frac{z}{L}\right)^{-0,25}$$

Para as condições estáveis, segundo Webb 1970, Ψ_M é definido por:

$$\Psi_M = -5 \left(\frac{z}{L}\right)$$

O fluxo de momento é obtido por:

$$(\tau = -\rho u_*^2)$$

O fluxo de umidade é obtido por:

$$(\overline{q'w'} = -q_* u_*)$$

que contabiliza o efeito da difusão vertical molecular de umidade (ZANG e ANTHES, 1982).

$$q_* = \left(\frac{Mkq - MKq_0\theta_0}{\ln\left(\frac{zku_*}{k_{qm}} + \frac{z}{z_1}\right) - \Psi_M} \right)$$

Na expressão acima, M depende do tipo de solo escolhido é o parâmetro de umidade $K_{qm} = 2,4 \times 10^{-5} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ é a difusão molecular e z_1 é o topo da subcamada molecular. No WRF consideram-se quatro tipos de estabilidade: a convecção livre, a convecção forçada, estável e turbulenta mecânica.

A convecção livre ocorre quando ($|h/L| > 1,5$ e $Ri_b < 0$)

$$\Psi_H = \Psi_w = -3,23\left(\frac{z}{L}\right) - 1,99\left(\frac{z}{L}\right)^2 - 0,474\left(\frac{z}{L}\right)^3$$

A convecção forçada ocorre quando ($|h/L| \leq 1,5$ e $Ri_b < 0$)

$$\Psi_H = \Psi_w = 0$$

A convecção estável ocorre quando ($Ri_b > 0,2$)

$$\Psi_H = \Psi_w = -10 \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$$

A convecção produzida por turbulência mecanicamente dirigida ocorre quando

($0 \leq Ri_b \leq Ri_c = 0,2$)

$$\Psi_H = \Psi_w = -5\left(\frac{Ri_b}{1,1 - 5Ri_b}\right) \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$$

A camada superficial interage com a radiação durante emissão, absorção e

espalhamento de radiação e também com a precipitação proveniente dos esquemas de convecção e microfísica. Além disso, nos dá os fluxos de momento, calor e umidade na camada limite planetária. Esses fluxos fornecem as condições de fronteira na camada superficial inferior.

Com respeito à difusão vertical turbulenta, as simulações foram realizadas com o esquema de camada limite da Yonsei University (YSU-PBL) que determina os fluxos a partir dos gradientes das propriedades, com base na teoria K não local. A altura h é definida como o nível no qual o fluxo é mínimo dentro dessa camada de inversão.

$$h = Ri_{bc} \frac{\theta_{v0} |U(h)|^2}{g \theta_v(h) - g(\theta_{v0} \theta_T)}$$

onde Ri_{BC} é o número de Richardson crítico, θ_{v0} é a temperatura potencial virtual no nível inferior do modelo, $U(h)$ é o vento horizontal na altura h , $\theta_v(h)$ é a temperatura potencial virtual no nível h .

Em termos dos processos de interação entre a superfície e a atmosfera, para as ondas longas utilizou-se o esquema RRTM (Rapid Radiative Transfer Method) que calcula o aquecimento atmosférico. Segundo Gozzo (2010) o modelo utiliza dados atmosférico da camada limite superficial, radiação e precipitação para calcular os fluxos de calor, umidade e gelo. Essa parametrização atualiza as variáveis de estado para cada passo de tempo. Foi utilizada a parametrização de cinco camadas MM5, esquema de difusão termal baseado na Monion- Obukhov com Carlson-Boland, também foi rodado utilizando o esquema do modelo de solo-superfície da Noah com quatro camadas. A umidade do solo é fixada de acordo com o período do ano e com o uso da terra. Em geral a fase de convecção se dá em escalas bem menores (subgrades) em comparação com a resolução horizontal do WRF, por isso esses fenômenos devem ser parametrizados.

As parametrizações (FERREIRA, A. P. G. 2007) relacionam os processos de subgrades com as variáveis prognósticas que entram nas equações dinâmicas. Essas servem para estimar o efeito de um processo físico de sub-grade sobre as variáveis resolvidas pelo modelo dinâmico em intervalos de tempo regulares. No WRF são parametrizadas as radiações de ondas curtas e longas, a microfísica (MP) que calcula a condensação e evaporação do ar, processos da camada superficial (SL) determinam os fluxos de calor, umidade e momento na camada de atrito junto ao solo, um modelo de superfície (*land surface model*, LSM) resolve

as trocas de calor e água abaixo do solo, o de camada limite planetária (PBL) resolve as trocas turbulentas em toda a camada definida pelo modelo e uma parametrização de cumulus (CP) resolve a convecção nas nuvens.

2.4 Grade de simulação

Quando queremos analisar detalhadamente uma região de interesse que está inserida na grade utilizada é possível fazer um aninhamento (nesting) de grades que é caracterizado por uma malha mais fina no interior de uma malha maior. O domínio aninhado é controlado nas suas fronteiras laterais pelo domínio principal (*parent*). Um domínio pode ter mais de um subdomínio, e este pode funcionar como um *parent* em relação a um domínio ainda menor. Para isso, os domínios aninhados têm que ter os lados alinhados na malha maior e os cantos coincidentes com os nós na malha. A vantagem em utilizar grades aninhadas é ter dados de uma área com maior resolução espacial, sem que toda a grade tenha que ser rodada com um Δx menor.

Os domínios de simulação representam o espaço físico de uma malha tridimensional. Cada superfície de mesmo sigma é retalhada numa rede retangular de localizações horizontais definida no plano de uma projeção cartográfica particular. O WPS recebe os dados terrestres e meteorológicos e os transforma em dados de entrada para o núcleo de processamento WRF. Nessa etapa, definimos a grade onde são incluídos o tipo de projeção cartográfica, a localização no globo, o número de pontos de grade, a localização das sub-grades e a distância entre os pontos de grades. Após isso, é realizada a interpolação dos campos estáticos para o domínio prescrito. O arquivo de saída gerado (met) contém a caracterização da atmosfera para a grade desejada e para o dia de início e fim das simulações.

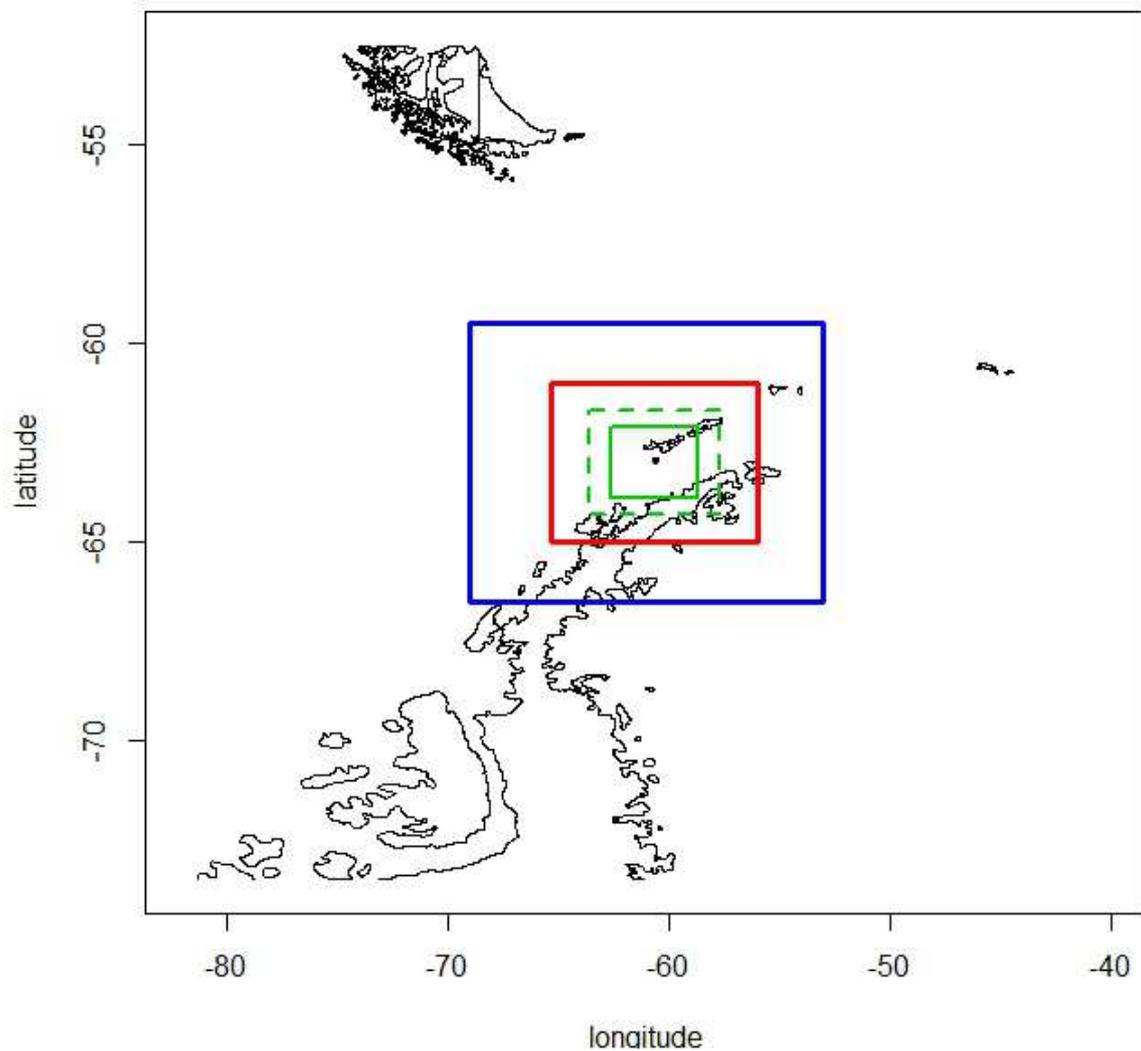


Figura 2.3. Mapa mostrando um exemplo de localização das grades, neste caso centradas na Ilha Deception. Os domínios das grades aninhadas são representados pelas linhas azul, vermelha e verde. Para o caso da grade mais interna, dois domínios foram considerados, representados respectivamente pelas linhas verdes sólida e tracejada.

2.5 Simulações realizadas

Três grades concêntricas, aninhadas, foram utilizadas. O domínio maior (figura 2.3, linha azul) tem espaçamento horizontal de 12 km com 60 pontos em cada direção horizontal. A primeira grade aninhada (figura 2.3, linha vermelha) tem espaçamento horizontal de 3 km em uma grade quadrada de 141 por 141 pontos. A grade mais interna (figura 2.3, linhas verdes) tem espaçamento horizontal de 1 km, com número de pontos variável de acordo com

a simulação. Nas simulações de fevereiro de 2011, foram testados dois domínios para esta grade. O menor, identificado pela linha verde sólida na figura 2.3, tem 127 por 127 pontos nas direções horizontais, enquanto o maior (linha verde tracejada na figura 2.3) conta com 187 pontos em cada direção. Todas as grades utilizam os mesmos 28 níveis padrão do WRF na vertical. A condição que cada uma das grades têm para resolver a topografia local é mostrada para a Ilha Deception na figura 2.4.

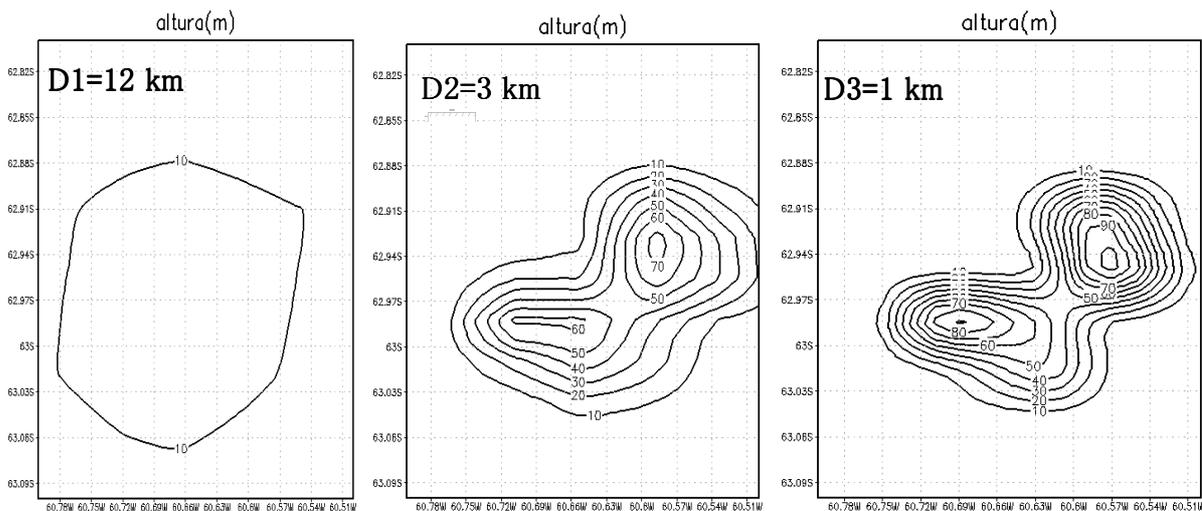


Figura 2.4: Topografia da ilha Deception representados pelos domínios D1, D2 e D3.

Para a simulação de novembro de 2012, dados de frequência diária, se comparou com as observações feitas pela bóia ancorada em Deception, a grade mais interna teve resolução maior, de 500 m na horizontal, com 152 pontos em cada direção. A grade intermediária tinha 80 pontos com espaçamento de 1,5 km em cada direção e a grade mais externa consistia de 60 pontos em cada direção com 4,5 km de espaçamento. O motivo da diferença foi garantir uma boa representação da Ilha Deception neste caso.

Na simulação para o período de 5 a 23 de fevereiro de 2011, as simulações foram de frequência de 1 hora. Em cada uma delas, a grade mais interna estava centrada na posição do Navio Polar Almirante Maximiano naquele dia. Na simulação para os dias 01 a 13 de novembro de 2012, também foram feitas rodadas separadas para cada período de 24 horas, mas neste caso todas tiveram a mesma grade, centrada na bóia ancorada na Ilha Deception.

Neste trabalho, foram utilizados dados atmosféricos de Reanálise produzidos pelo NCEP (<http://dss.ucar.edu>) com formato GRIB2, com 1° de resolução horizontal para a

entrada do modelo WRF. Estas informações serviram como condições iniciais e de fronteira, que eram atualizadas a cada 6 h.

O esquema Noah de superfície (CHEN e DUDHIA, 2001) com modificações para ambientes polares é usado para previsões sobre o mar e o gelo na terra. As modificações incluem a sublimação sobre gelo na equação de Penman-Montieth, as alterações da condutividade térmica, a capacidade calorífica e densidade (BROMWICH et al., 2009), bem como o aumento do albedo padrão no modelo WRF sobre geleiras de 0,7 para 0,8. Para as resoluções de 12 e 3 km, utilizou-se a parametrização cumulus de Kain-Fritsch. Para a resolução de 1 km esta parametrização não foi utilizada (KIEMP, J. B., 2006). Foram também alteradas opções para considerar a variabilidade de TSM, da temperatura de pele da água do mar, da temperatura do solo profundo e do albedo superficial. Entretanto, cabe ressaltar que tais opções objetivam simulações climáticas de longo prazo, não tendo maiores impactos nos resultados aqui discutidos.

Nas figuras a seguir foi utilizada uma grade computacional com 127x127 pontos em cada dimensão e com espaçamento de 1 km, a fim de verificar o desempenho do modelo.

Com respeito às opções de física do modelo, foram feitas duas simulações diferentes. A primeira, denominada WRFn, utiliza os parâmetros padrões do WRF. No segundo tipo de simulações, denominada WRFa (de “alterado”), a opção de microfísica de nuvens denominada “esquema simples de gelo” foi substituída pela opção “microfísica Ferrier” (novo ETA). A principal diferença entre essas opções é que a segunda resolve razão de mistura de neve, além de razão de mistura de chuva e de gelo, utilizadas no primeiro caso. Além disso, nas simulações WRFa também foi alterada a opção de física da superfície terrestre. No modelo padrão, esta opção utiliza o esquema de temperatura do solo e umidade em 4 camadas, com cobertura fracionada de neve e a física do solo congelado, que foi utilizado operacionalmente no NCEP. Esta opção foi substituída pelo por um esquema de difusão térmica que tem cinco camadas de temperatura do solo. Assim, um total de 4 simulações (variando o número de pontos no domínio central e as opções WRFn ou WRFa) foram feitas para o período de fevereiro de 2011 em que os dados foram comparados com as medidas tomadas a bordo do Navio Polar Almirante Maximilano. Para as simulações de novembro de 2012, comparadas com as observações na bóia ancorada na Baía de Deception, apenas a versão WRFn foi considerada, com um único domínio da grade mais central, conforme explicado anteriormente.

É interessante destacar que em um cluster composto por 8 nós com processadores dual core AMD 2210 e CPU de 1809 Mhz, uma rodada de 24 horas de dados com três malhas leva em torno de 18 horas com o domínio interno de 127 pontos e mais de 24 horas quando se utiliza 187 pontos.

3. DESCRIÇÃO DOS SÍTIOS, MEDIDAS E CONDIÇÃO SINÓTICA

3.1 Descrição do sítio em Shetland do Sul e particularmente na ilha Deception

O Oceano Austral merece atenção, pois se trata de um oceano circumpolar que faz fronteira com o Pacífico, Atlântico e Índico, possui uma superfície de 20.327.000 km² e tem grande influência no clima do planeta. A variabilidade do Oceano Austral é controlada pelos processos de formação e derretimento do gelo marinho, e estes controlam a formação e o transporte das massas de água profunda que participam da circulação termo-halina global. A partir da complexa interação oceano-atmosfera-gelo, a região a oeste da península Antártica, torna-se uma das regiões mais eficientes para a formação de ciclones e frentes frias que parte para a América do Sul.

Segundo Souza (2008), a água Antártica de Fundo penetram as grandes bacias oceânicas do planeta, atingindo o hemisfério norte e controlando o balanço energético do planeta através de sua interação com outras massas de água e correntes marinhas do oceano global. Embora os processos de variabilidade climática marinha nas escalas média e grande sejam mais bem compreendidos no Oceano Austral, processos importantes que ocorrem nas regiões costeiras e em quebra de plataforma são comumente pouco estudados.

As ilhas Shetland do Sul são um arquipélago formado por mais de 20 ilhas ao norte e nordeste da Península Antártica, com cerca de 540 km de extensão e uma área de terra de 3687 km². A maior parte dessas ilhas (80-90%) está coberta de calotas de gelo. O arquipélago está separado da continente Antártico pelo estreito de Bransfield do Sul e da América do Sul pela passagem de Drake.

Uma das regiões mais distintas que se conhece nas imediações da Península Antártica é a ilha Deception localizada a 62° 57' de latitude Sul e 60° 38' de longitude Oeste, situada no estreito Bransfield, no extremo sul da Ilhas Shetland do Sul. Na ilha, há um vulcão que atualmente está inativo. Juntamente com o registro de erupções históricas e a presença de áreas de atividade geotérmica é classificada como uma caldeira com risco vulcânico. Essa ilha tem origem vulcânica com grande atividade geotermal que controla as condições oceanográficas e meteorológicas locais de maneira ainda pouco estudada na literatura. Aproximadamente 57% da

ilha é coberto por geleiras permanentes e possui um anel quase completo de colinas, com altitude máxima de 539 metros no Monte Pond.

O clima é marítimo polar com temperatura média anual, no nível do mar, de $-2,9^{\circ}\text{C}$ e temperaturas extremas mensais de 11°C a -28°C . Do total das precipitações, mais de 50% ocorre no verão, com média anual de 500 mm e ventos predominantes de nordeste e oeste. A Ilha possui um dos dois vulcões na Antártica em que erupções têm sido observadas. O vulcão foi ativo durante o final dos séculos 18 e 19. Em contraste, as erupções do século 20 foram restritas a dois períodos curtos, em torno de 1906-1910 e de 1967-1970. Em 1992, a atividade sísmica em Deception foi acompanhada por deformação do solo e aumento da temperatura das águas subterâneas. O vulcão foi responsável por inúmeras camadas de cinzas dispersas nas Ilhas Shetland do Sul, no Estreito de Bransfield e no Mar de Scotia. Segundo, Souza (2009) o forte aquecimento das águas costeiras do Oceano Austral encontradas na baía semi-fechada interna da ilha, tem impactos importantes localmente na modulação dos fluxos de calor na interface com a atmosfera, no oceano aberto adjacente e também na zona costeira contígua à ilha.

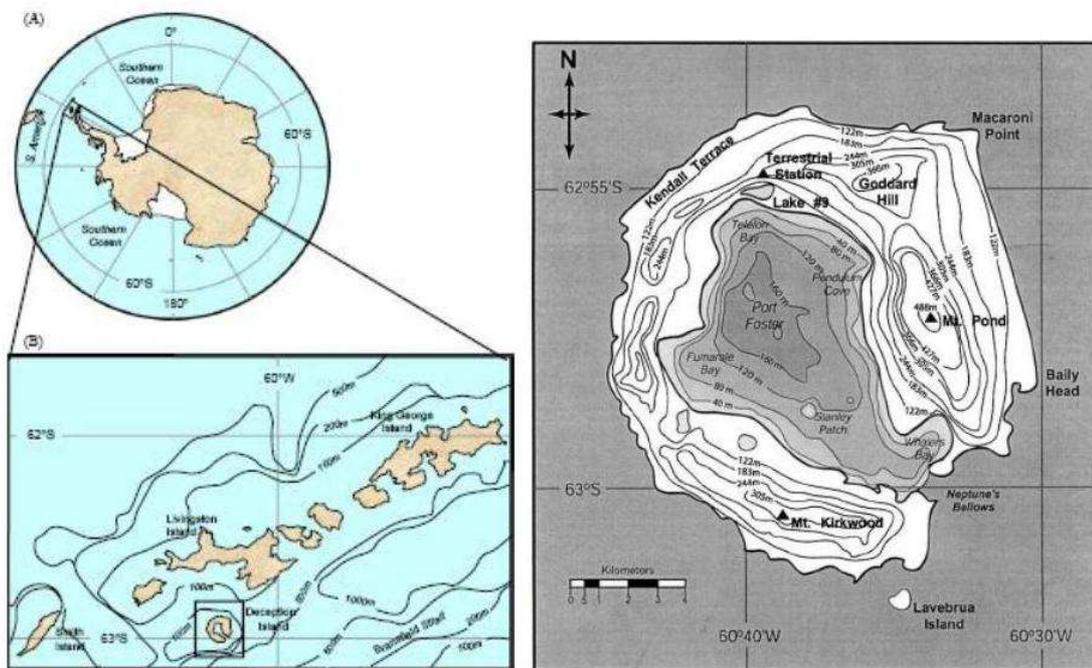


Figura 3.1: Mapas mostrando a localização geográfica da Shetland do Sul e Ilha Deception em diversas escalas.

O habitat de Porto Foster é de interesse ecológico, devido às perturbações causadas por atividade vulcânica. A área é de interesse científico, pois oferece a rara oportunidade de

estudar os efeitos das mudanças ambientais sobre um ecossistema, e a dinâmica do ecossistema, uma vez que se recupera de perturbação natural causada pelo vulcão. A localização geográfica da Shetland do Sul e ilha Deception e seu mapa topográfico são apresentados na figura 3.1.

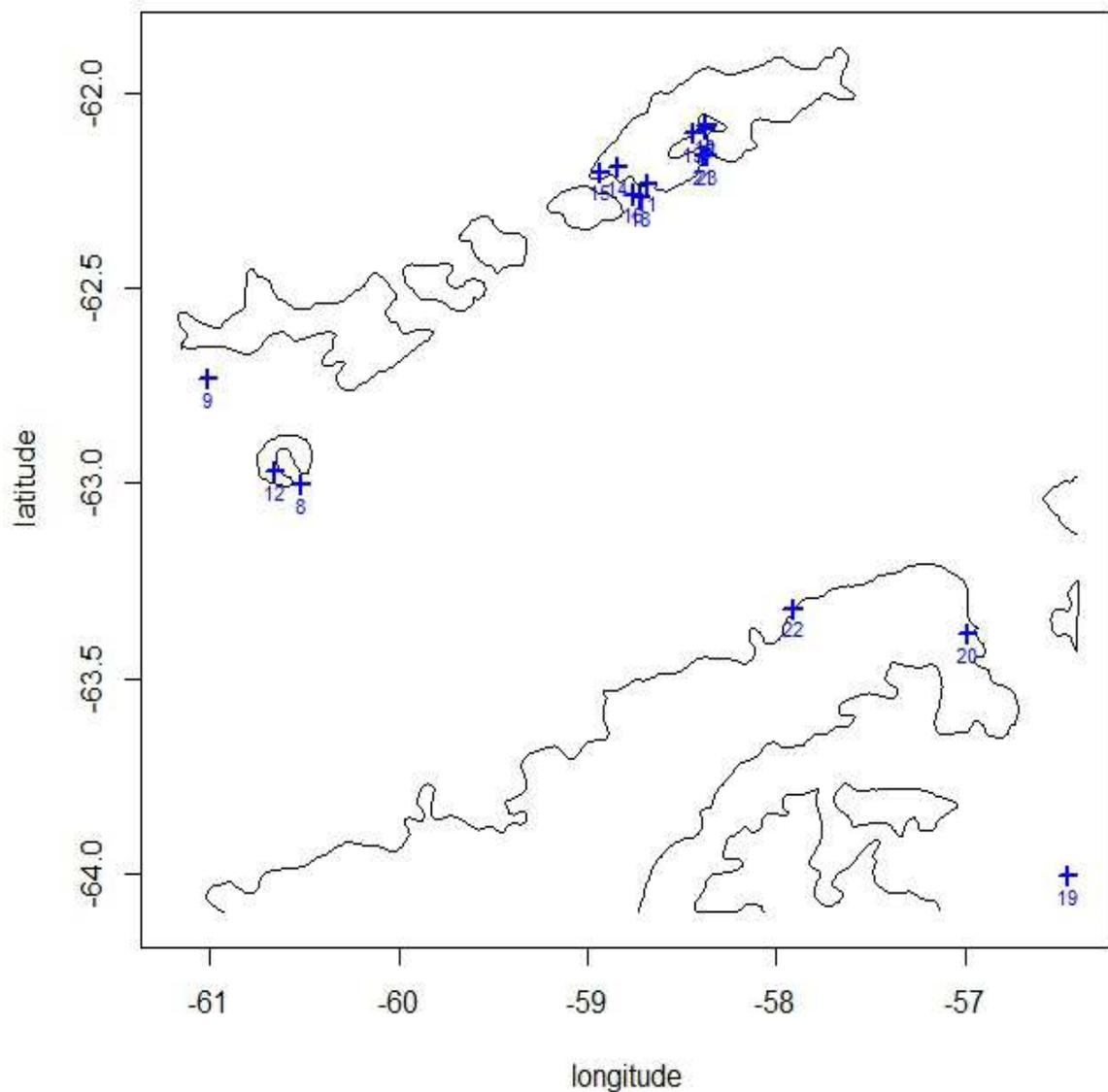


Figura 3.2: Mapa das Ilhas Shetland do Sul, com a localização média do Navio Polar Almirante Maximiano em cada um dos dias de observação (mês de fevereiro de 2012), indicada pelos números em azul.

3.2 Descrição das medidas realizadas

Dois conjuntos de medidas são utilizados no presente trabalho. Na seção 4.1 utilizam-se medidas realizadas a bordo do Navio Polar Almirante Maximiano, durante a Operação Antártica 29, entre os dias 5 e 23 de fevereiro de 2011. Durante este período, o Navio esteve na região das Shetland do Sul, se deslocando entre as ilhas, conforme o mapa mostrado na figura 3.2, onde os números indicam a posição média do Navio em determinado dia. As observações feitas foram das variáveis temperatura do ar (T), temperatura do ponto de orvalho (Td), temperatura da superfície do mar (TSM), pressão atmosférica, velocidade (V) e direção do vento (D), com frequência de observação de 1 hora.

O segundo conjunto de medidas, que será comparado aos resultados do modelo na seção 4.2, foi obtido diretamente na Ilha Deception, em uma plataforma instalada no interior da Baía Deception (figura 3.3). No total são 13 medidas distribuídas entre os dias 1 a 12 de novembro de 2012. Essas medidas são inéditas, pois é a primeira vez que o Brasil faz medidas em Deception utilizando uma plataforma fixa. Até então as únicas medidas in situ existentes eram feitas seguindo a trajetória do navio, como as descritas no parágrafo anterior. Foram utilizados nas medidas: anemômetro e hélice-RM Young 5106, barômetro Vaisala PTB110 SERIES, Termistor YSI para medir a temperatura do ar, cabo de Termistor 52,5cm para TSM, Termo-Higrômetro Rotronic MP 101A e Bússola-PNI Corporation.





Figura 3.3: Imagens da bóia sendo lançada na Baía Deception por um guincho no Navio e a bóia já ancorada na baía com os sensores instalados.

3.3 Descrição sinótica do período de observações

A análise das condições sinóticas durante o período de observações pelo Navio Polar Almirante Maximiano será feita na presente seção com base nas observações de pressão atmosférica e temperatura do ar feitas pelo próprio navio (figura 3.4), com o auxílio de imagens de satélite GOES 12 no setor sub-Antártica, disponíveis gratuitamente no sítio http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes_anteriores.jsp. O sinal de pressão atmosférica apresenta mínimos locais nos dias 6, 10, 14, 20, 21 e 22. Em todos os casos, estas baixas pressões são acompanhadas por quedas bruscas de temperatura, sugerindo a passagem de sistemas frontais pela região das Shetland do Sul nesses dias. Esta suposição é também corroborada pelas imagens de satélite. O mínimo de pressão do dia 06 esteve associado à passagem da borda de um sistema frontal pelas Ilhas do dia 07 de fevereiro (figura 3.5). É interessante notar que, apesar da queda de pressão não ter sido das mais intensas, este evento foi o que apresentou maior queda de temperatura entre todos que ocorreram durante o período aqui analisado. O mínimo absoluto de temperatura durante o período ocorreu após a passagem deste sistema.

No dia 10 de fevereiro, o mínimo de pressão ocorreu associado a uma queda bastante brusca, de mais de 5°C, de temperatura. Neste caso, a imagem do satélite GOES 12 registra

uma grande nebulosidade, possivelmente associada ao centro de baixa pressão bem sobre as Ilhas Shetland do Sul na madrugada do dia 09 para o dia 10 (figura 3.6).

A frente que passa no dia 14 é bem mais organizada (figura 3.7), caracterizada por uma queda acentuada de pressão, que causa o mínimo absoluto desta variável em todo o período analisado (figura 3.4). Por outro lado, a queda de temperatura ocorreu durante o evento, mas foi menos intensa que nos casos anteriores.

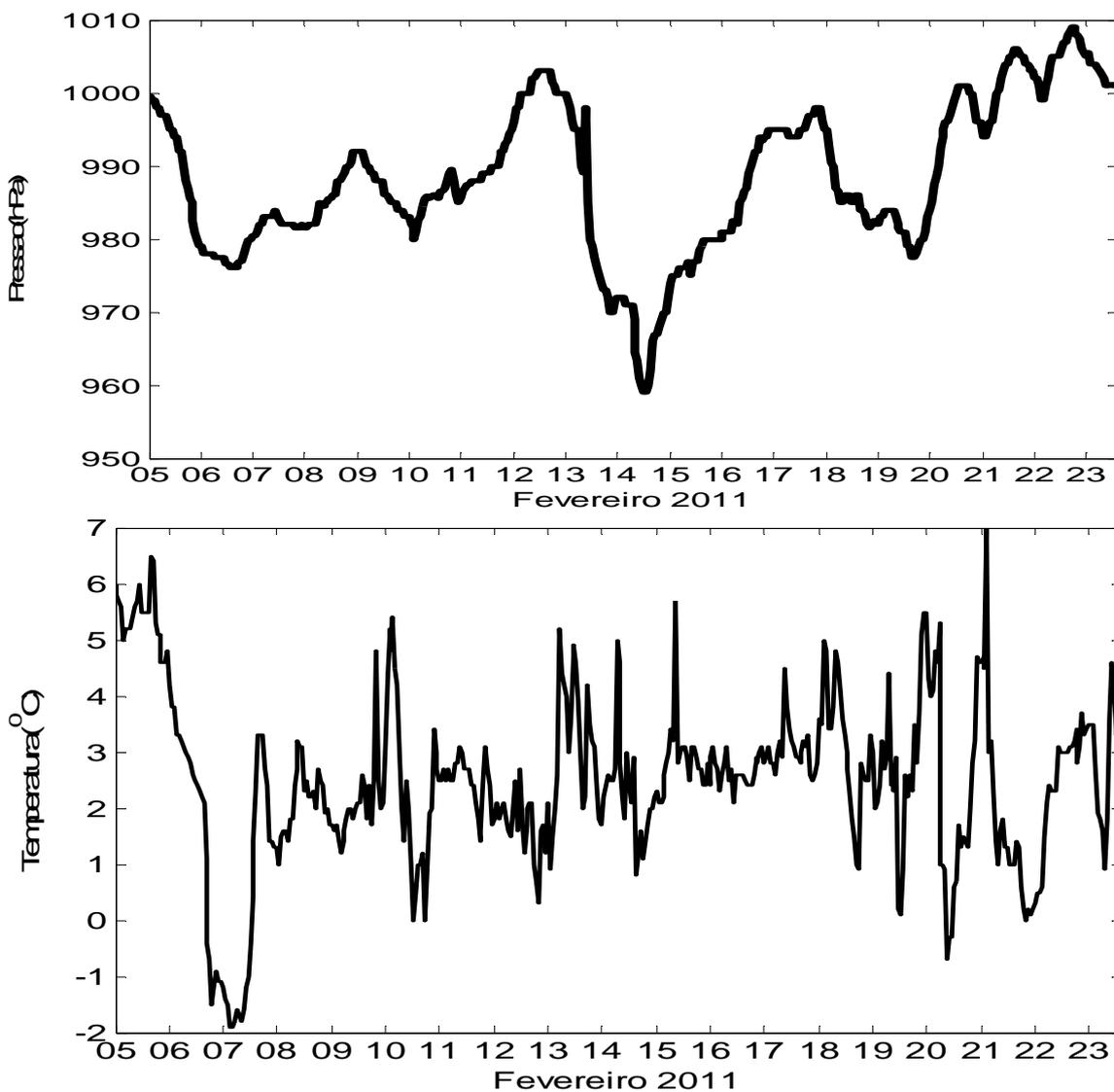


Figura 3.4: Observações de pressão atmosférica (painel superior) e temperatura do ar (painel inferior) feitas a bordo do Navio Polar Almirante Maximiano durante a Operação Polar 29. A localidade do Navio em cada dia é mostrada na figura 3.2.

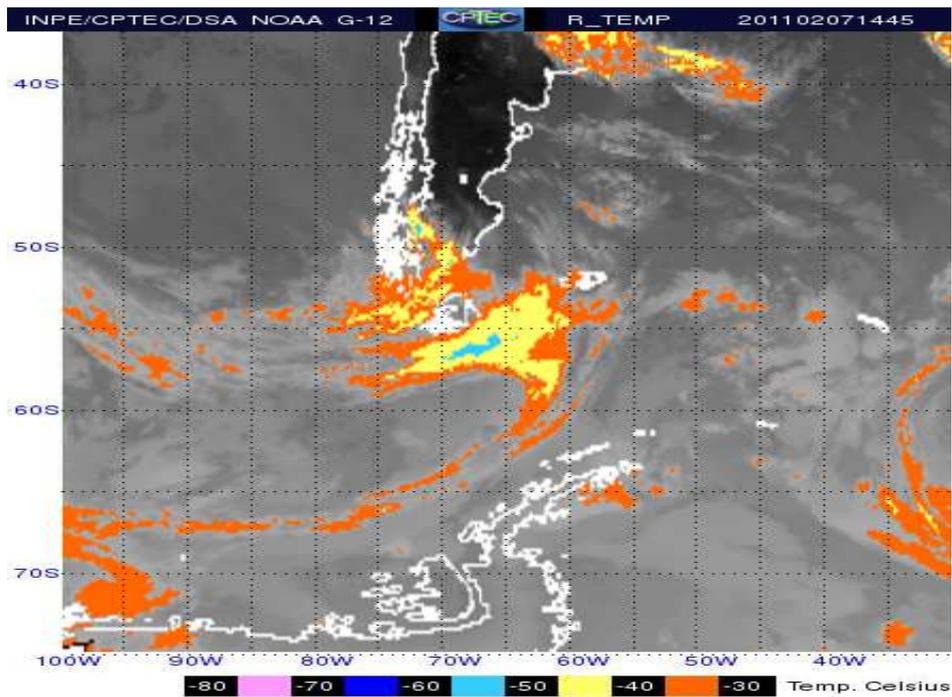


Figura 3.5: Imagem de satélite GOES 12 do dia 7 de fevereiro de 2011, às 14:45 Z.

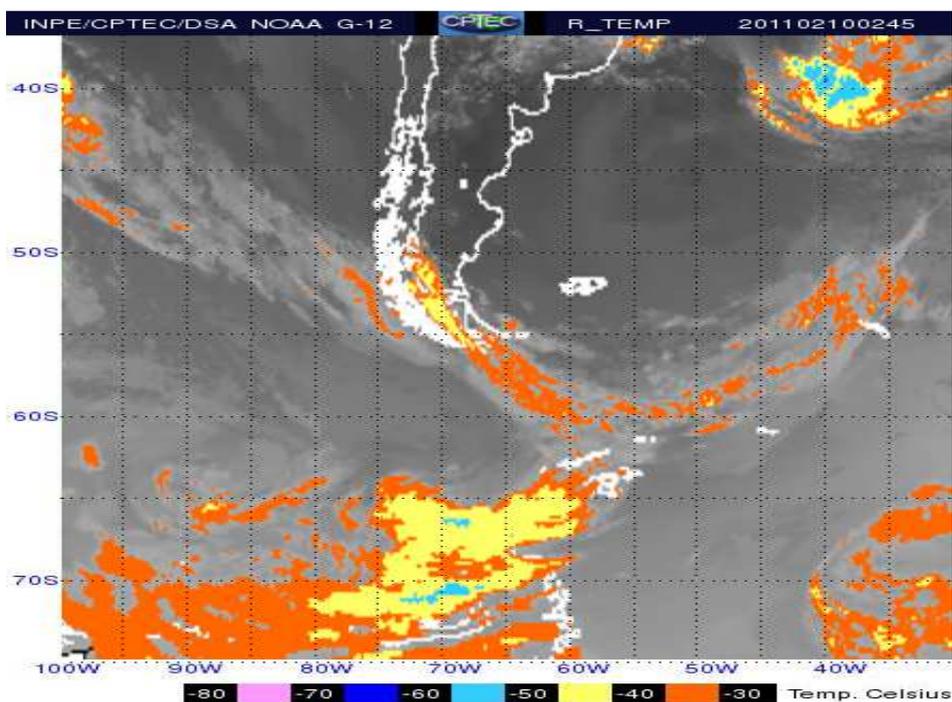


Figura 3.6: Imagem de satélite GOES 12 do dia 10 de fevereiro de 2011, às 02:45 Z.

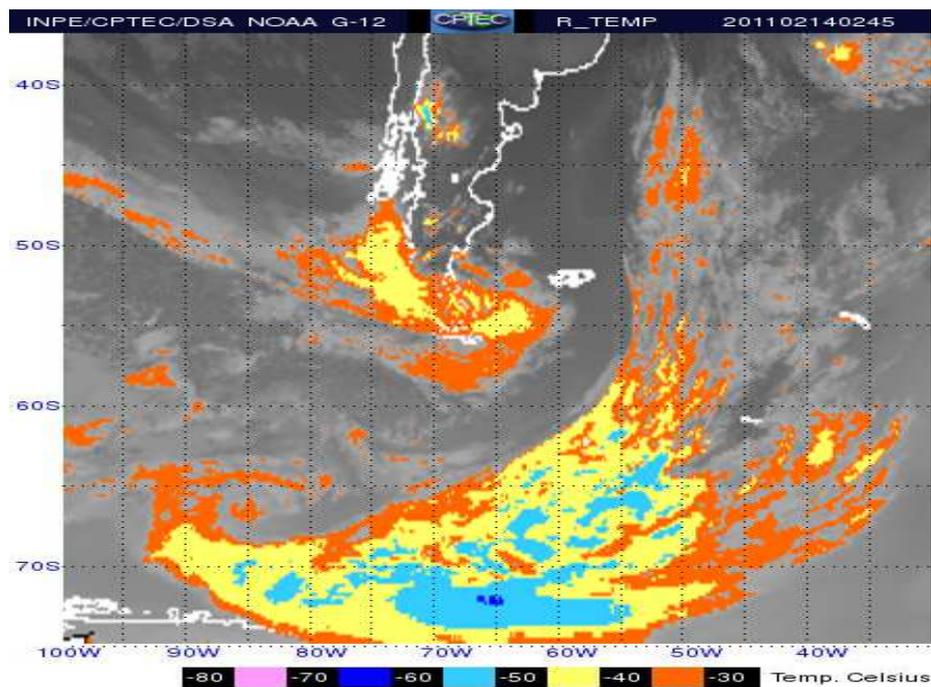


Figura 3.7: Imagem de satélite GOES 12 do dia 14 de fevereiro de 2011, às 02:45 Z.

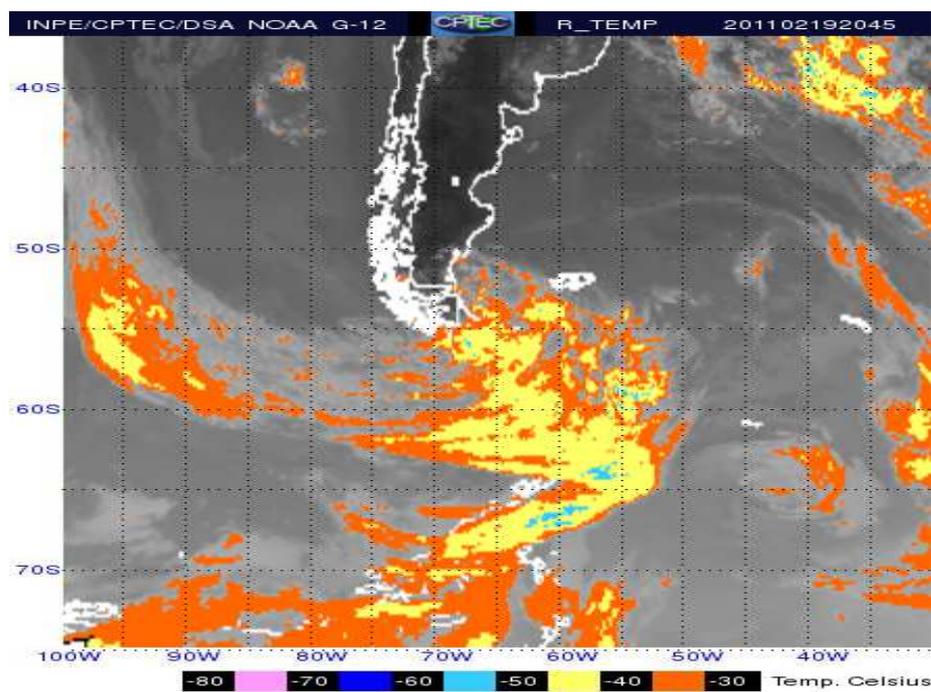


Figura 3.8: Imagem de satélite GOES 12 do dia 19 de fevereiro de 2011, às 20:45 Z.

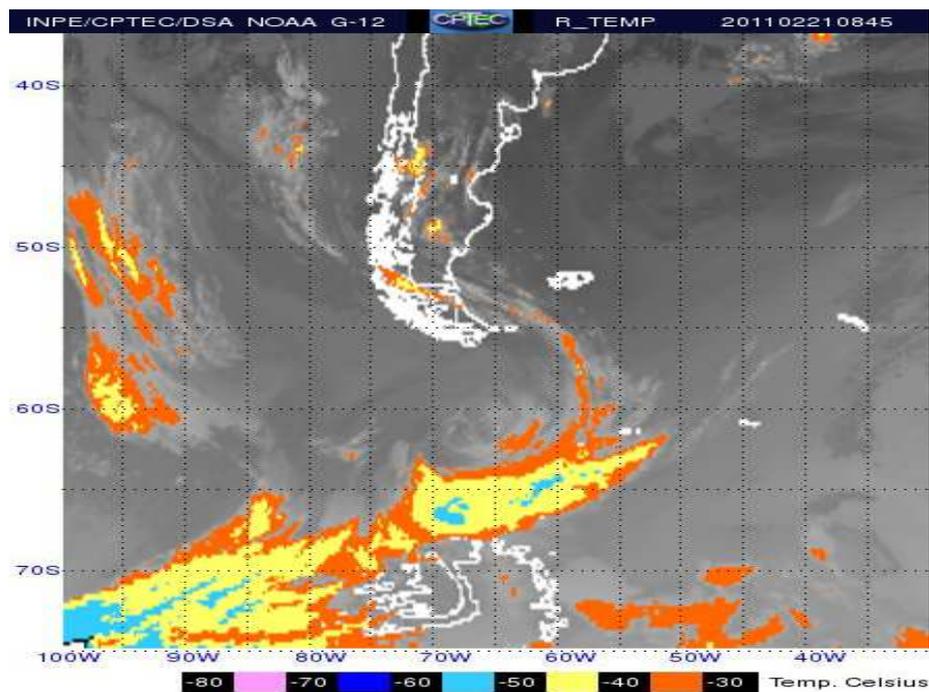


Figura 3.9: Imagem de satélite GOES 12 do dia 21 de fevereiro de 2011, às 08:45 Z.

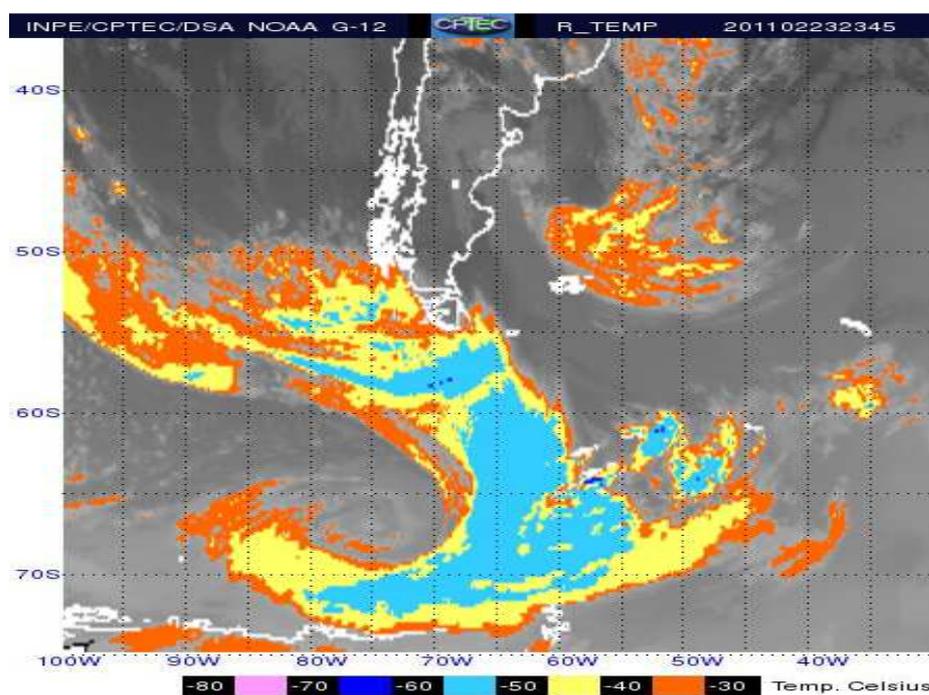


Figura 3.10: Imagem de satélite GOES 12 do dia 22 de fevereiro de 2011, às 23:45 Z.

O final do período foi marcado por uma interessante sucessão de sistemas frontais em curto espaço de tempo. As medições de pressão indicam que entre os dias 19 e 23 houve uma tendência de longo prazo de aumento da pressão, à qual se superpuseram pequenas variações

com mínimos relativos nas noites/madrugadas de 19 para 20, de 21 para 22 e de 22 para 23. Em todos esses casos foram também registradas quedas abruptas de temperatura. As imagens do GOES 12 mostram a passagem do ciclone associado a um sistema frontal no dia 19 (figura 3.8), de uma pequena frente no dia 21 (figura 3.9) e de uma frente de maiores dimensões no dia 22 (figura 3.10). É interessante notar que a frente do dia 22 pode já ser notada em fase de desenvolvimento na figura 3.9, relativa ao dia 21, confirmando que se tratou de uma sucessão de sistemas em pequeno espaço de tempo. A ocorrência de vários sistemas frontais em pequeno espaço de tempo não é incomum na região Antártica que tem como uma de suas características sinóticas a frequente a gênese de ciclones (SIMMONDS, KEAY e LIM, 2003)

Para os propósitos do presente trabalho, outra variável de importância é a nebulosidade. Esta não é reportada nas observações disponíveis do Navio Polar Almirante Maximiano, mas será analisada a seguir a partir das imagens de satélite. Nos dias 5 e 6 predominaram condições de céu claro com períodos de nebulosidade média e baixa. No dia 7, houve nebulosidade baixa e média com abertura de sol ao longo do dia. No dia 8 houve predomínio de céu claro com pequena variação de nebulosidade baixa. No início do dia 9 (por volta das 08:00 Z) houve uma rápida passagem de nebulosidade média, e ao longo do dia manteve-se o céu claro. No dia 10, a maior parte do período foi sem nuvens, alterando com intervalos de nebulosidade baixa e média. Nos dias 11 e 12 há predomínio de nebulosidade baixa com curtas aberturas de sol. Nos dias 13, 14 e 15 houve o predomínio de nebulosidade alta, média e baixa, com alguns períodos curtos de abertura de sol. No dia 16 há um predomínio de nebulosidade baixa com pequenos intervalos de céu claro. Ao longo dos dias 17 e 18 há cobertura de nuvens médias e baixas, intercaladas por períodos de céu claro. No dia 19, com a passagem da frente fria analisada anteriormente, o dia fica encoberto com nuvens altas, médias e baixas. No dia 20 esse sistema se afasta deixando céu claro, mas a nova passagem de frente fria no dia 21 traz nebulosidade média intercalada com períodos de céu claro. O dia 22 permaneceu com céu claro, enquanto que no dia 23 a passagem de um novo sistema de baixa pressão deixou o céu com muitas nuvens altas, médias e baixas.

4. RESULTADOS

4.1 Simulações para os dias 05 a 23 de fevereiro de 2011

4.1.1 Domínio de 127 por 127 pontos na grade mais fina

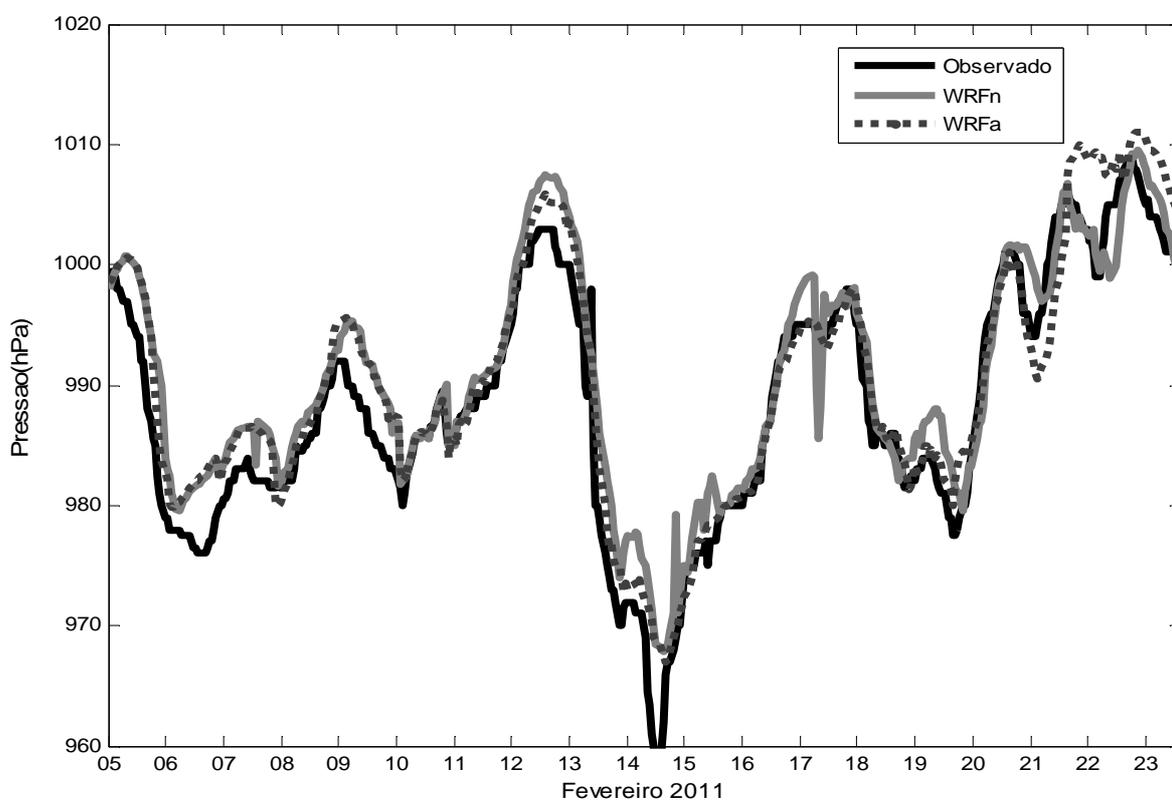


Figura 4.1: Resultado de pressão atmosférica na superfície pelo WRFn (parâmetros padrões), WRFa (parâmetros alterados) e dados observados em Shetland do Sul durante o período 5 a 23 de fevereiro de 2011.

A pressão atmosférica foi reproduzida de maneira bem satisfatória pelo modelo, mesmo com o domínio interno mais reduzido, uma vez que é uma variável com menor variabilidade em pequenas escalas de tempo e, portanto, mais dependente dos padrões meteorológicos de grande escala, passados ao WRF pelo modelo global. Para essa grade computacional, o modelo representa adequadamente esse parâmetro. Observa-se (figura 4.1)

que durante a maior parte do período, a pressão simulada excedeu ligeiramente a observada, exceto para os dias 18 e 21, onde a pressão ficou subestimada em cerca de 0,5 e 1,5 hPa respectivamente. Os resultados são consistentes com Hines et al. (2008) sobre a Groenlândia e Bromwich et al. (2009) sobre o Oceano Ártico, que encontraram um índice de correlação para a pressão na superfície entre 0,95 a 0,99. Os desempenhos das configurações WRFn e WRFa foram bastante semelhantes entre si. Uma diferença notável ocorreu no dia 22, quando o WRFa superestimou a pressão atmosférica, praticamente sem registrar a queda de pressão associada à passagem do sistema frontal mostrado na figura 3.10; o WRFn por sua vez reproduziu de maneira bem melhor os valores observados.

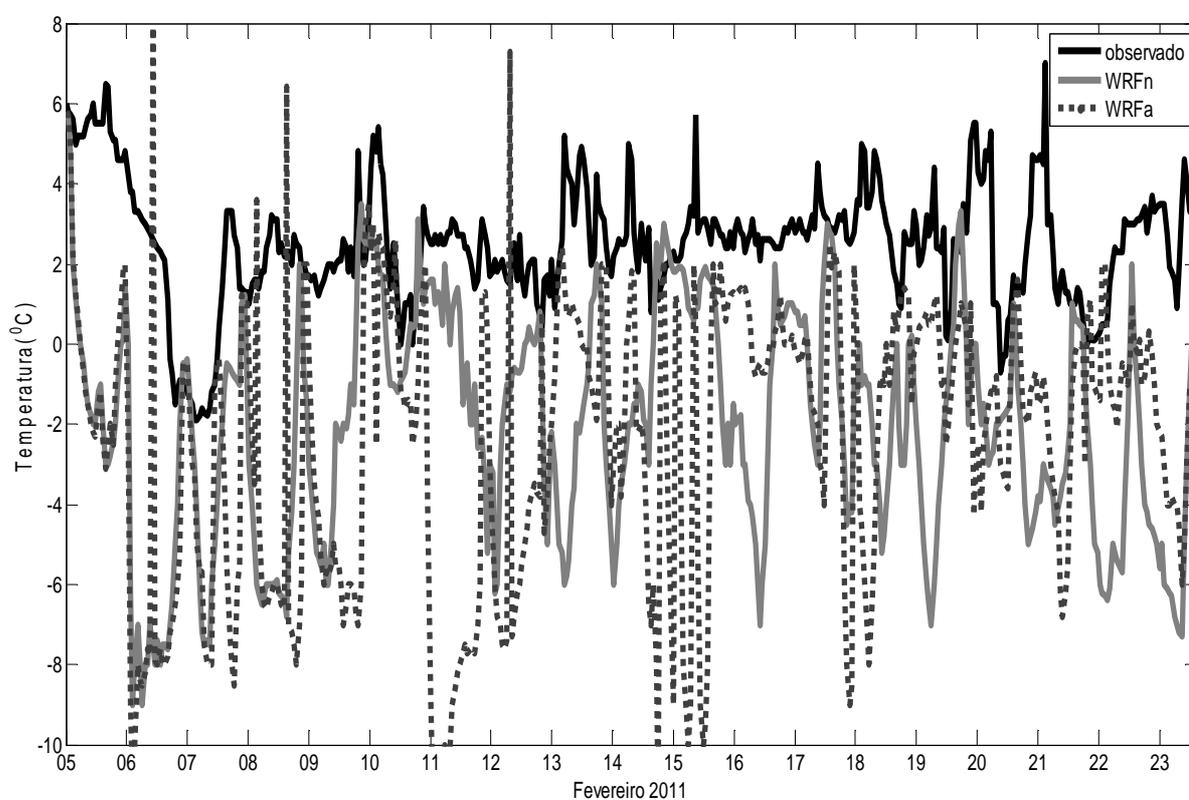


Figura 4.2: Resultado de temperatura a 2m da superfície pelo WRFn (parâmetros padrões), WRFa (parâmetros alterados) e dados observados em Shetland do Sul durante o período 5 a 23 de fevereiro de 2011.

Nesse tipo de configuração, o modelo não representa adequadamente a temperatura a 2 m da superfície, subestimando de maneira significativa durante todo o período. Além disso, há flutuações bruscas de um dia para outro, não observadas (figura 4.2). É interessante perceber que a temperatura, na maior parte dos dias simulados, apresenta os maiores valores em torno de 00:00 Z, caindo bruscamente ao longo do dia, atingindo os menores valores em torno de

12:00 Z. Além disso, na configuração WRFa variações bruscas de temperatura ocorrem, sem correspondência com as observações. Para a configuração padrão, WRFn, a correlação dos valores simulados com os observados foi muito baixa, 0,17, a média observada foi $2,5^{\circ}\text{C}$, a simulada $-1,87^{\circ}\text{C}$ e o erro quadrático médio foi de 5,4. Já para os parâmetros alterados, o índice de correlação para a temperatura do ar a 2 m continuou sendo de 0,19, mas com média simulada de $-2,5^{\circ}\text{C}$, e erro quadrático médio de 6,2, indicando uma piora de desempenho na versão alterada.

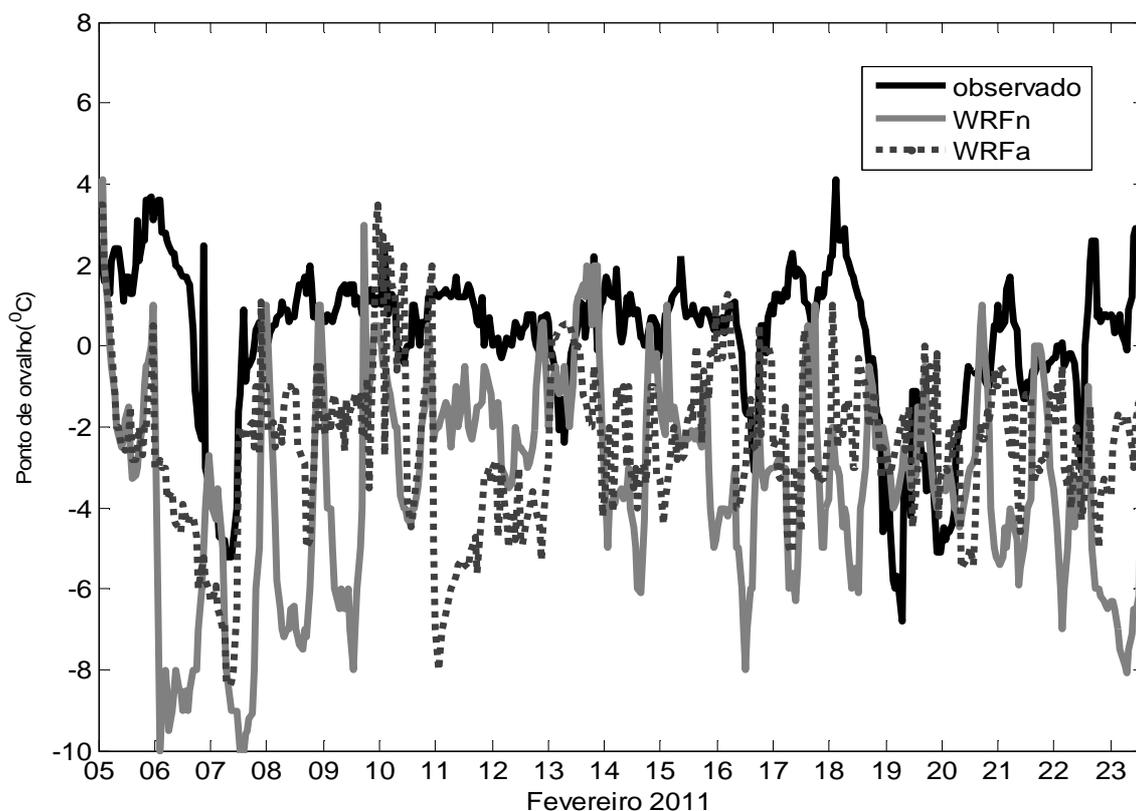


Figura 4.3: Resultado de temperatura do ponto de orvalho a 2m da superfície pelo WRFn (parâmetros padrões), WRFa (parâmetros alterados) e dados observados em Shetland do Sul durante o período 5 a 23 de fevereiro de 2011.

De maneira semelhante, nesta configuração de pontos de grade a temperatura do ponto de orvalho a 2 m da superfície (Figura 4.3) é muito mal representada pelos WRFn e WRFa. Além do modelo subestimar a variável durante todo o período, há grandes flutuações de um dia para outro, não observadas. A correlação entre valores medidos e os simulados pela versão padrão foi quase inexistente, 0,08. Neste caso, a média simulada foi $-3,42^{\circ}\text{C}$, para uma média

observada no período de $0,21^{\circ}\text{C}$ com erro quadrático médio de $4,8^{\circ}\text{C}$. Já para os parâmetros alterados, na simulação WRFa o índice de correlação entre dados observados e simulados de temperatura do ponto de orvalho foi de 0,22, melhor que no WRFn, mas ainda assim muito baixo. A temperatura do ponto de orvalho média simulada pelo WRFa foi $-2,45^{\circ}\text{C}$ e o erro quadrático médio da simulação foi de $3,6^{\circ}\text{C}$, menor que no WRFn.

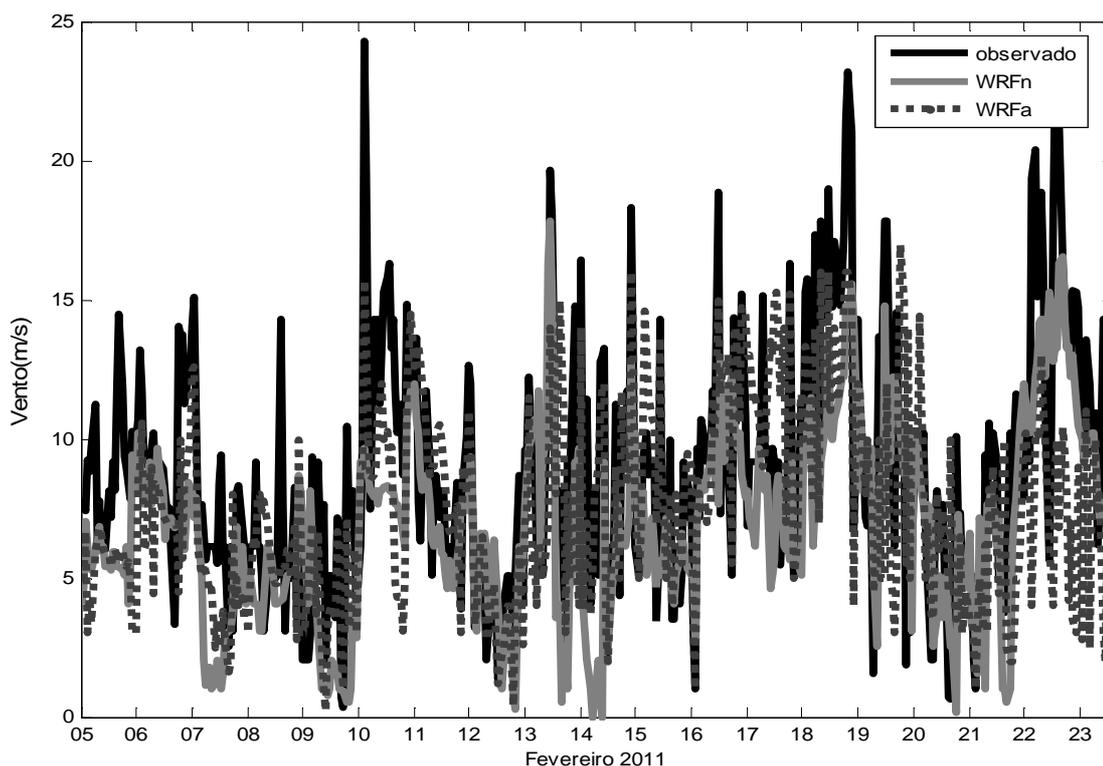


Figura 4.4: Resultado de com o vento (m/s) pelo WRFn (parâmetros padrões), WRFa (parâmetros alterados) e dados observados em Shetland do Sul durante o período 5 a 23 de fevereiro de 2011.

Na análise da velocidade do vento (Figura 4.5), observa-se que os dados medidos se apresentaram, em geral, maiores valores que os simulados. Em geral, o WRFn subestima em 2 a 4 m/s as rajadas de vento observadas. Os erros podem ser atribuídos à rugosidade da superfície próxima à baía, onde o modelo não representa adequadamente as áreas de fronteira. Essas áreas de encostas causam reduções significativas na velocidade do vento, e possivelmente é em função disso, que as simulações não apresentam rajadas expressivas como os dados observados. Ao invés disso, observa-se no modelo uma suavização dos picos de velocidade do vento. Estes resultados estão em acordo com estudos realizados por Hines et al. (2011), no Alasca, que mostraram que as simulações da velocidade do vento eram menores do

que as medidas *in situ* nos meses de inverno, pois o modelo não representava bem as diferenças de rugosidade da neve e da vegetação. Além disso, qualquer circulação local induzida por gradientes térmicos não são bem representadas pelo modelo e podem, portanto, contribuir para os erros. De qualquer forma, há que se destacar que as simulações de velocidade de vento representaram as observações de maneira muito melhor do que ocorreu para as variáveis termodinâmicas, e que isso ocorreu tanto para o WRFn como para o WRFa. A correlação entre valores observados e simulados foi 0,62 para o WRFn e 0,59 para o WRFa, enquanto que houve um erro quadrático médio de 4,06 m/s no WRFn e 3,97 m/s no WRFa.

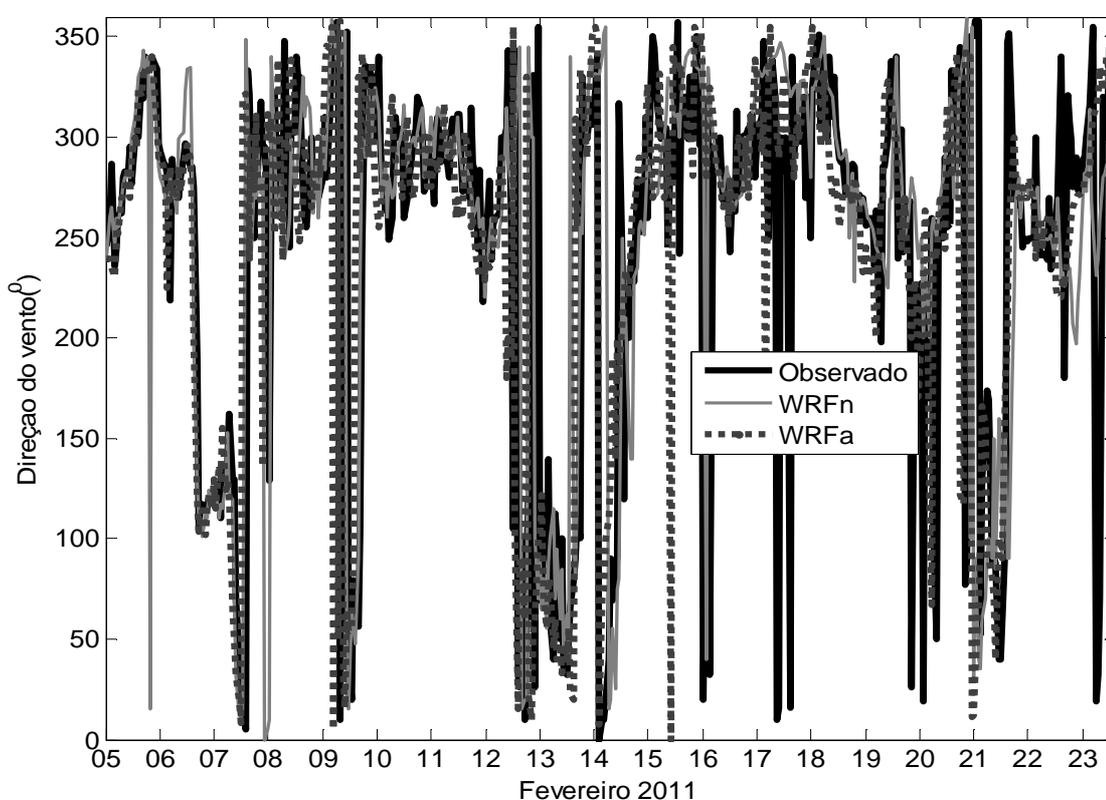


Figura 4.5: Resultado de direção do vento em graus pelo WRFn (parâmetros padrões), WRFa (parâmetros alterados) e dados observados em Shetland do Sul e Deception durante o período 5 a 23 de fevereiro de 2011.

Em geral, o modelo também reproduz bem a direção do vento (Figura 4.6). Há algumas exceções, normalmente quando há mudanças repentinas na direção local influenciadas pela topografia próxima às medições. O resultado simulado foi superestimado em 9° na direção meteorológica para o WRFn, sendo consistente com os dados encontrados por Hines et al. (2011), encontraram diferença de 7° entre os dados medidos e simulados em

Barrow no Alasca. Para o WRFa, o modelo representa adequadamente a direção do vento, com uma superestimativa de 2^0 na direção meteorológica do vento. Para a variável direção do vento, o índice de correlação não é um bom determinante na qualidade dos dados, e por isso não será aqui considerado.

Os parâmetros estatísticos mencionados ao longo desta seção para fins de avaliação do desempenho do modelo são reproduzidos abaixo, na tabela 4.1.

	Correlação WRFn	Correlação WRFa	RSME WRFn	RSME WRFa	WRFn media	WRFa media	Observado média
Temperatura	0,17	0,19	5,4°C	6,2°C	-1,87°C	-2,50°C	2,50°C
Ponto de orvalho	0,08	0,22	4,8°C	3,6°C	-3,42°C	-2,45°C	0,21°C
Pressão	0,96	0,96	3,36 hPa	3,69 hPa	990,2 hPa	990,6 hPa	988,3 hPa
Vento	0,62	0,59	4,06 m/s	3,97 m/s	7,00 m/s	7,60 m/s	8,70 m/s

Tabela 4.1: Correlações entre os parâmetros simulados pelo WRFn e pelo WRFa e as observações realizadas a bordo do Navio Polar Almirante Maximiano em Shetland do Sul com domínio de 127 x 127 pontos na grade mais interna.

	Correlação WRFn	Correlação WRFa	RSME WRFn	RSME WRFa	WRFn media	WRFa media	Observado média
Temperatura	0,68	0,55	1,33 °C	1,62 °C	1,97 °C	1,54 °C	2,50 °C
Ponto de orvalho	0,74	0,64	1,29 °C	1,50 °C	0,04 °C	0,23 °C	0,21 °C
Pressão	0,97	0,96	2,8 hPa	3,2 hPa	989,6 hPa	990,5 hPa	988,3 hPa
Vento	0,63	0,60	4,00 m/s	3,80 m/s	7,60 m/s	7,80 m/s	8,70 m/s

Tabela 4.2: O mesmo que na tabela 2.1 mas para domínio de 187 x 187 pontos na grade mais interna.

4.1.2 Domínio de 187 por 187 pontos na grade mais fina

A utilização de um domínio maior na grade mais interna da simulação melhora significativamente a qualidade das simulações, em especial a das variáveis termodinâmicas temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho, conforme pode ser visto na tabela 4.2.

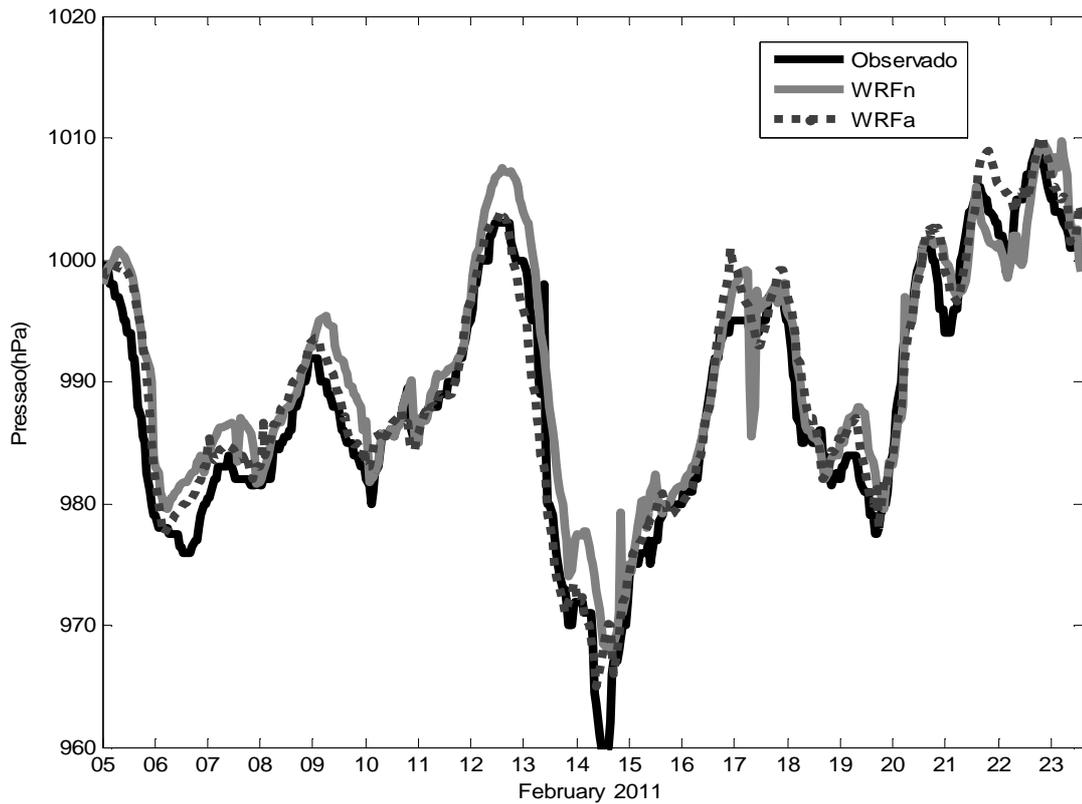


Figura 4.6: O mesmo que na figura 4.1, mas para a simulação utilizando 187 x 187 pontos na grade mais fina.

A simulação de pressão atmosférica manteve a excelente qualidade obtida com o domínio menor na grade mais fina, sem alterações significantes dos coeficientes de correlação (tabela 4.2) e apenas uma pequena redução dos erros quadráticos médios quando o domínio maior é utilizado na grade central. Uma diferença interessante com relação à simulação desta variável diz respeito à simulação no dia 21. A utilização de um domínio maior faz com que o WRFa registre uma queda de pressão neste dia, que não havia ocorrido com o domínio menor. Entretanto, cabe ressaltar que o WRFa continua com desempenho pior que o WRFn no dia 21.

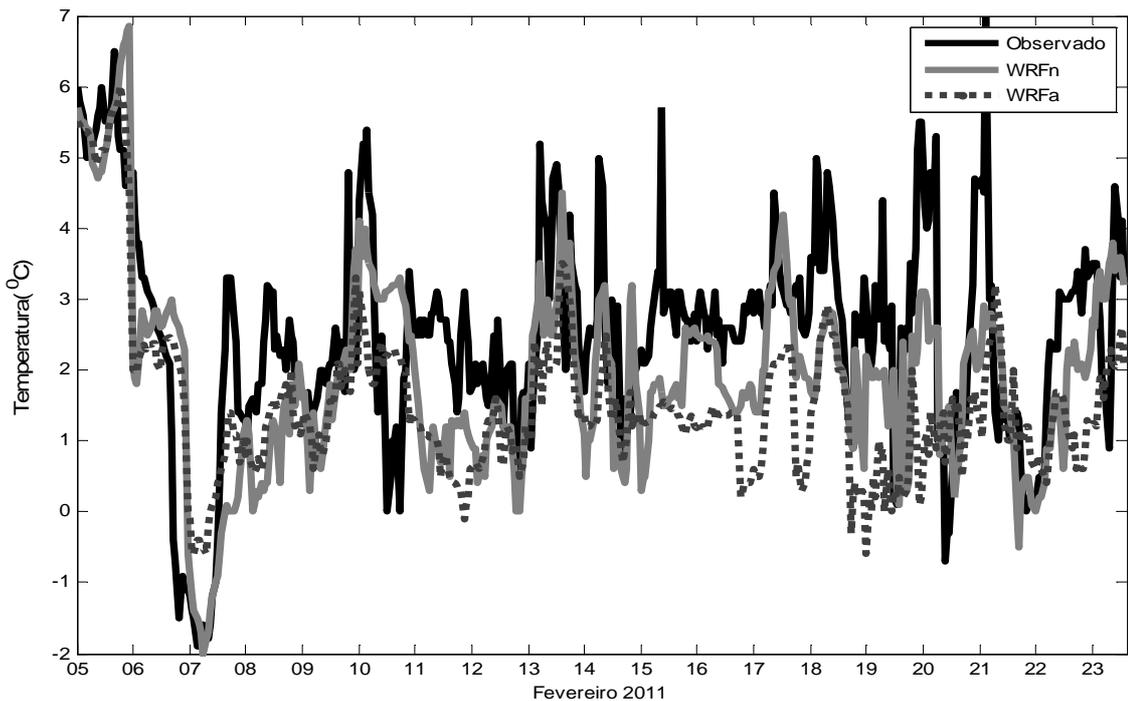


Figura 4.7: O mesmo que na figura 4.2, mas para a simulação utilizando 187 x 187 pontos na grade mais fina.

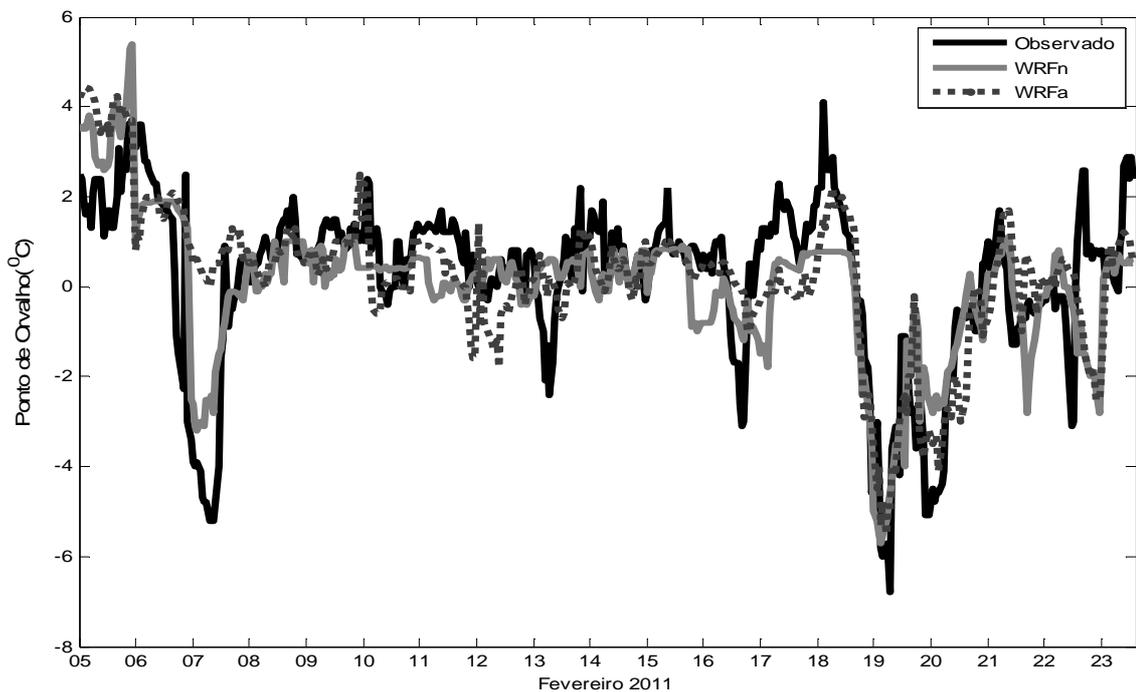


Figura 4.8: O mesmo que na figura 4.3, mas para a simulação utilizando 187 x 187 pontos na grade mais fina.

A mudança mais substancial de qualidade de desempenho do modelo com o aumento do domínio mais interno ocorreu, sem dúvida, para a temperatura do ar (figura 4.7) e a temperatura do ponto de orvalho (figura 4.8). Em ambos casos, correlações quase inexistentes

com o domínio anterior atingiram valores significativos com o domínio maior. Em particular, o WRFn mostrou maiores correlações para ambas variáveis (0,68 para T; 0,74 para Td) que o WRFa (0,55 para T; 0,64 para Td) e, correspondentemente, o WRFn apresentou menores erros quadráticos médios (1,33°C para T; 1,29°C para Td) que o WRFa (1,62°C para T; 1,50 °C para Ta). Esses fatos são atribuídos à melhor difusão térmica e, em especial, à consideração de cobertura do solo por neve no WRFn. Cabe ainda notar que as flutuações enormes das variáveis termodinâmicas que ocorriam com o domínio menor para ambas versões, mas especialmente para o WRFa, não mais se verificam com a expansão do domínio da grade mais interna.

Apesar da melhora substancial, é importante notar que o WRFn subestimou a temperatura durante a maior parte do período, e suavizou a variabilidade do sinal. A diferença máxima de temperatura ocorreu no dia 21 com 5,4°C. Como as medições foram feitas próximas à zona costeira, cujos morros estavam cobertos por neve, esse erro nas simulações pode ser explicado pela influência costeira sobre as simulações como já foi observado em Barrow, Alasca (WALSH et al., 2009). Dados semelhantes foram encontrados em Atkasuk, norte do Alasca, onde a temperatura mínima diária do modelo é cerca de 2 K mais fria que a observada, enquanto a máxima mostra um tendência acima de cerca de 1 K, segundo Hines et al., (2011). Outros locais simulados na região do Alasca mostraram 2 a 5 K acima das observações. Estudos sobre áreas de transição entre superfície urbana e floresta com o WRF no Brasil, mostraram erros de até 4°C (por exemplo, SOUSA, J. M. et al., 2010). Segundo Bromwich et al. (2013), as temperaturas de superfície são mais frias do que o observado no verão também por causa de fluxos de calor anormalmente grandes para a neve e perda de ondas longas em excesso. As interações de radiação de onda longa pelas nuvens não são bem representada pelo modelo, resultando em maior precisão na temperatura sob um céu claro, não nublado. Simulações na Antártica requerem um tratamento cuidadoso das temperaturas pela quantidade de blocos de neve acumulados em diferentes pontos. Isso resulta em grandes gradientes de temperatura provocados por esses acúmulos isolados de neve causando subestimativa dos fluxos de calor no solo durante o verão.

Se a análise é separada por períodos, se percebe que nos dias em que esteve atuando um sistema de baixa pressão (6, 10, 14 e 19) a temperatura foi representada de maneira apenas razoável pelo modelo, com um erro quadrático médio, nesses dias, de 1,5°C. Quando há um sistema de alta pressão atuando (dias 9, 13, 16, 22), a temperatura é representada de maneira

bem melhor, com um erro quadrático médio de $0,9^{\circ}\text{C}$. Nos períodos de ocorrência dos maiores extremos de pressão, a temperatura também é bem representada pelo modelo, de maneira geral. Em vários períodos em que a pressão está subindo, associada ao deslocamento de um sistema de alta pressão para o domínio simulado, a temperatura é mal representada pelo modelo. Isto ocorreu por volta das 12 horas do dia 7, das 12 horas do dia 10 até às 12 horas do dia 12, entre os dias 15 e 16 e também em partes dos dias 20 e 21. Isso se deve ao fato de que o modelo não representa de maneira satisfatória a nebulosidade estratiforme. Assim, também não representa a radiação de onda longa emitida pelas nuvens, de forma que a temperatura do modelo fica mais fria que a observada. Bromwich et al. (2013), observaram processo semelhante, associando a subestimativa de temperatura à má representação de nebulosidade pelo WRF-Polar. Estratos são nuvens mais baixas, relacionadas a um sistema mais frio que podem deixar o tempo encoberto, mantendo a temperatura com pequenas oscilações durante o dia. Isso ocorreu nos dias 11, 12, 15 e 16. Nestes dias, ocorreu nebulosidade baixa associada à umidade oceânica, em especial no dia 12 em que a TSM estava relativamente mais alta que a temperatura do ar. Neste caso, a falta de representação correta da nebulosidade baixa prejudicou o balanço radiativo, fazendo com que o modelo subestimasse a temperatura na maior parte do dia 12. A presença de nebulosidade baixa nestes dias também pode ser evidenciada pela análise de imagens de satélite (figura 4.9). Um outro aspecto interessante é que o modelo parece ter uma melhor representação de nebulosidade média. No início do dia 15, há subestimação da temperatura observada por várias horas consistente com a ocorrência de nebulosidade baixa, mostrada pela imagem de satélite (figura 4.10) Porém, ao final do dia 15, quando a imagem mostra que a região foi coberta por nuvens médias (figura 4.11), a temperatura simulada pelo WRFn aumenta rapidamente, se aproximando bastante do valor observado. Assim, durante o final do dia 15 e início do dia 16, quando há nebulosidade média no local em que as simulações foram realizadas, o modelo representou adequadamente a homogeneidade da temperatura.

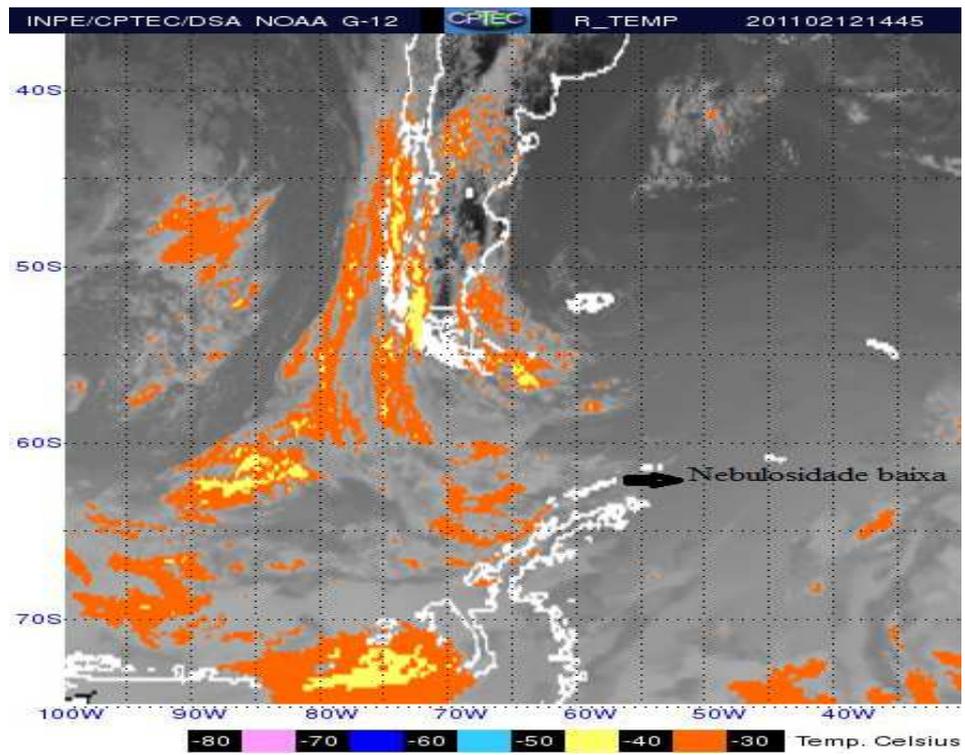


Figura 4.9: Imagem de satélite GOES 12 do dia 15 de fevereiro de 2011, às 23:45 Z.

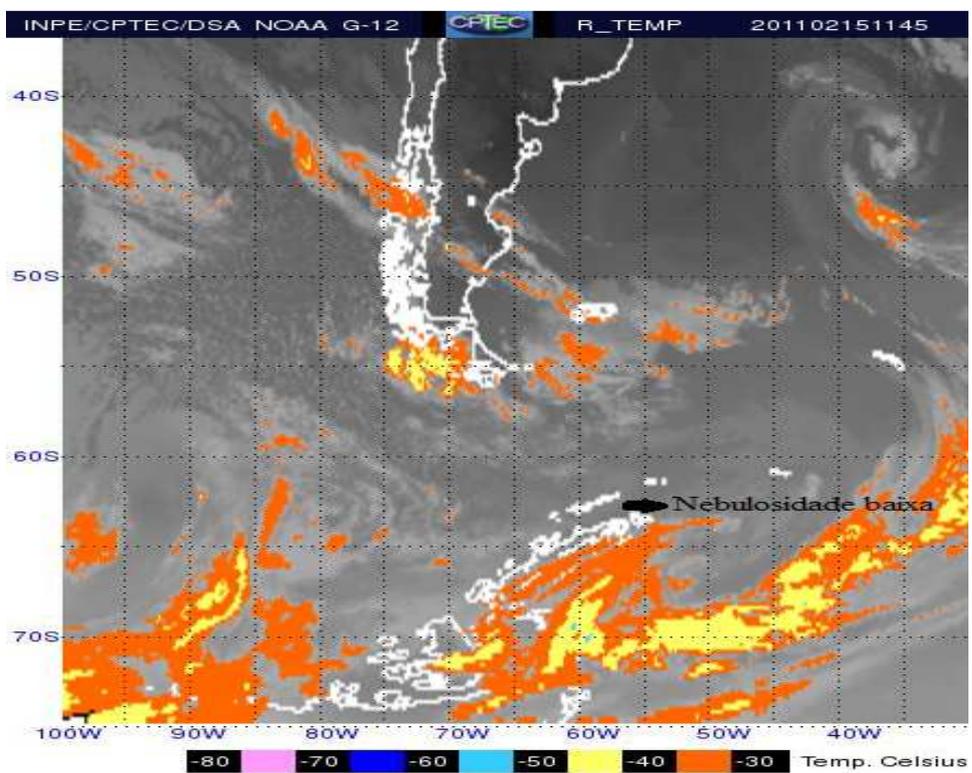


Figura 4.10: Imagem de satélite GOES 12 do dia 15 de fevereiro de 2011, às 11:45 Z.

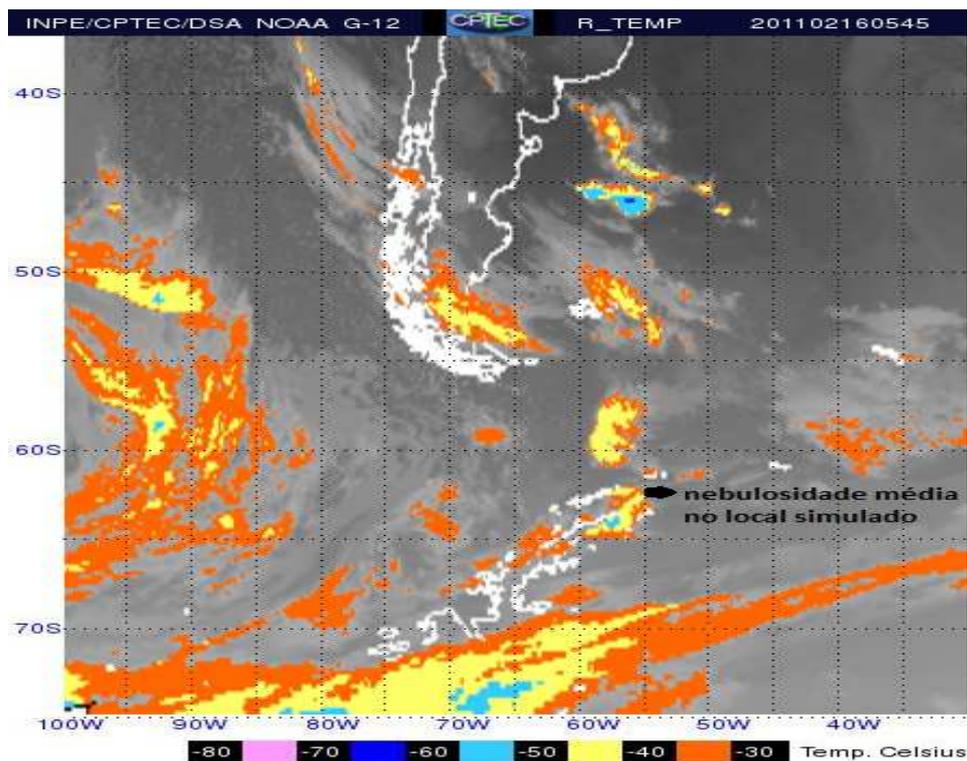


Figura 4.11: Imagem de satélite GOES 12 do dia 16 de fevereiro de 2011, às 05:45 Z.

Com respeito à temperatura do ponto de orvalho a 2 m da superfície (Figura 4.8), observa-se que as grandes variações desta variável tendem a ser suavizadas pelo WRFn, e em especial pelo WRFa. Um recente estudo realizado por Wilson (2010) encontrou correlação entre 0,60-0,75 na região do Ártico para Td, valores bastante próximos aos obtidos tanto com o WRFn quanto com o WRFa (tabela 4.2). Nos dias 5, 7, 12 e 19 o modelo superestimou Td em torno de 2°C, mas nos outros dias houve uma subestimativa. A maior diferença ocorreu no dia 23 por volta das 12 UTC, o WRFn subestimou Td em torno de 5,5°C.

As simulações de velocidade e direção do vento, que apresentaram uma boa representação das observações quando se utilizou o domínio mais interno menor, continuaram com o mesmo bom desempenho quando se ampliou as dimensões desta grade (figuras 4.12 e 4.13). De fato, se nota pela comparação das tabelas 4.1 e 4.2 que o aumento do domínio da grade mais interna praticamente não alterou as correlações e erros quadráticos médios entre observações e simulações. Da mesma forma, não há, em nenhum caso, diferenças significativas entre as simulações com o WRFn e WRFa. Isso é, em si, um resultado interessante, que mostra que a dinâmica do WRF é mais robusta e menos sensível às configurações de grade e parametrizações físicas que a sua termodinâmica.

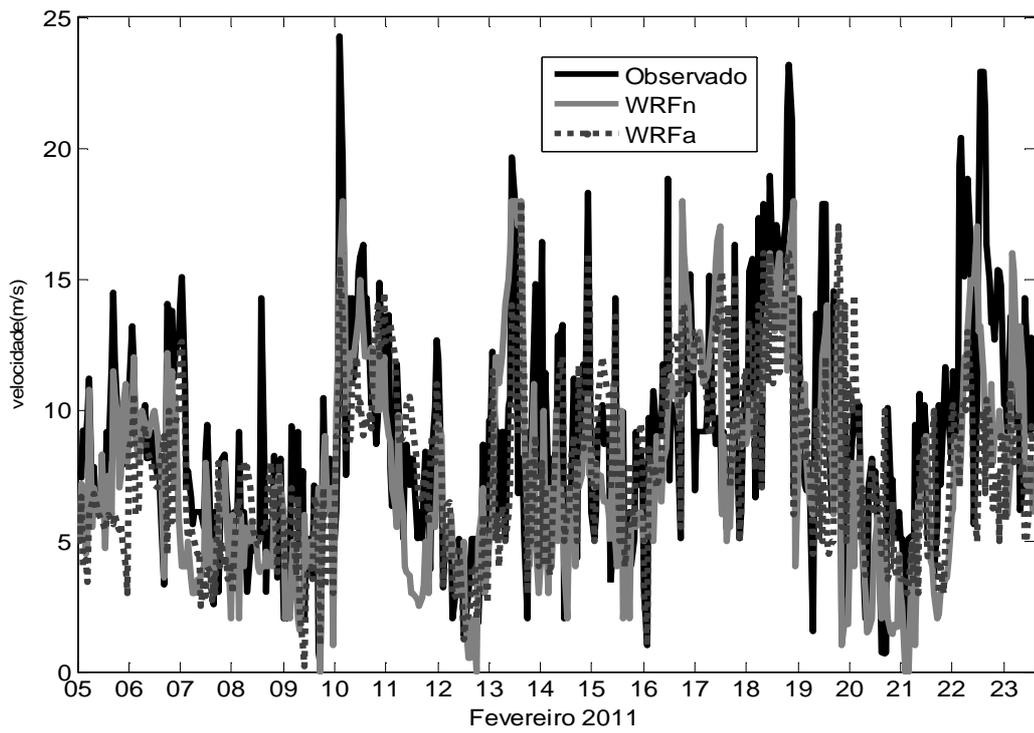


Figura 4.12: O mesmo que na figura 4.5, mas para a simulação utilizando 187 x 187 pontos na grade mais fina.

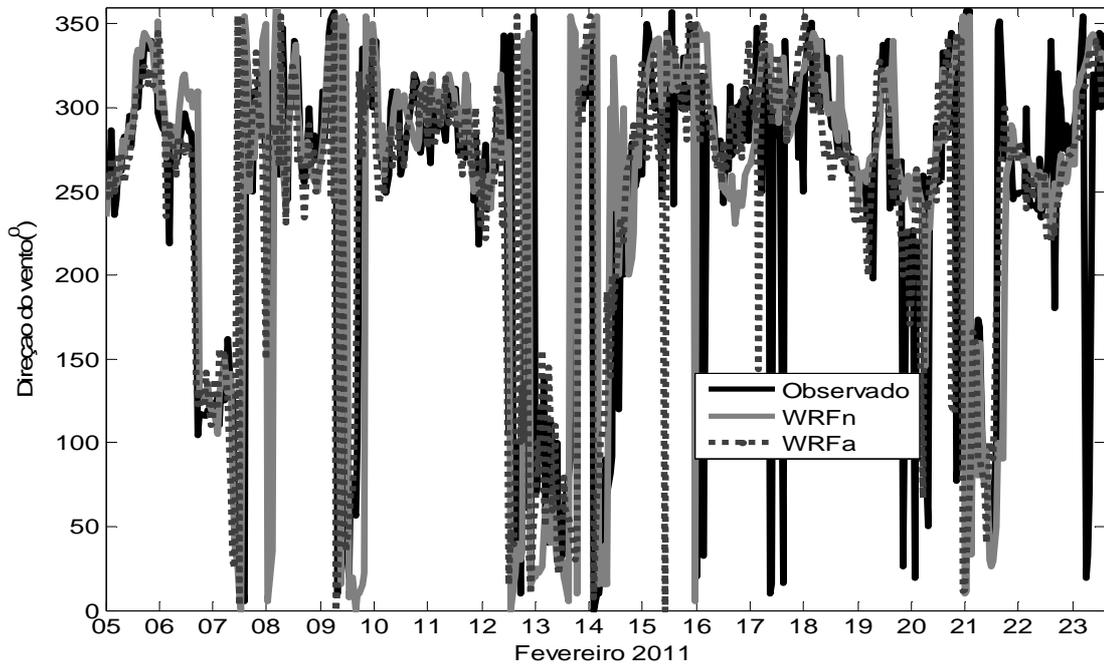


Figura 4.13: O mesmo que na figura 4.6, mas para a simulação utilizando 187 x 187 pontos na grade mais fina.

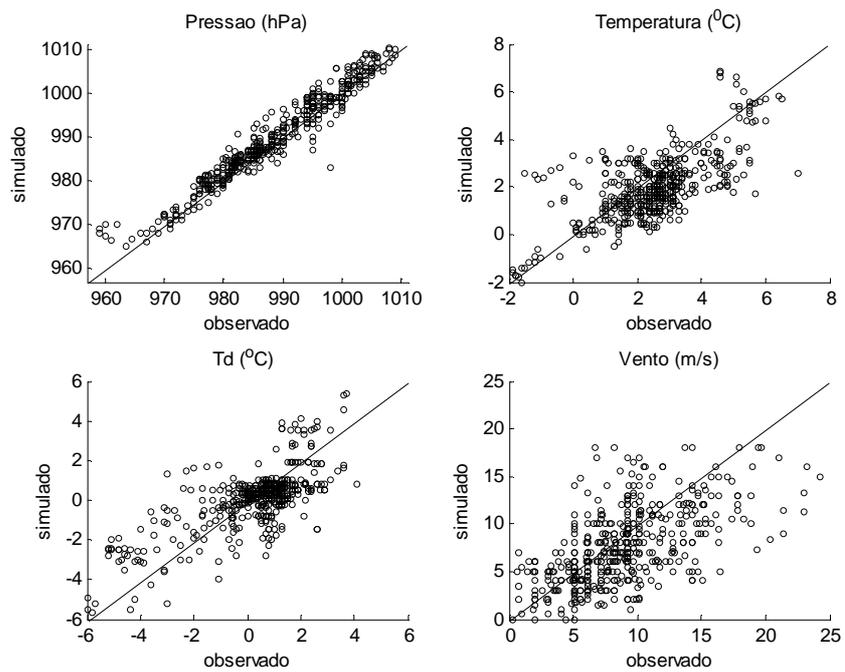


Figura 4.14: Comparação entre valores observados e simulados pelo WRFn.

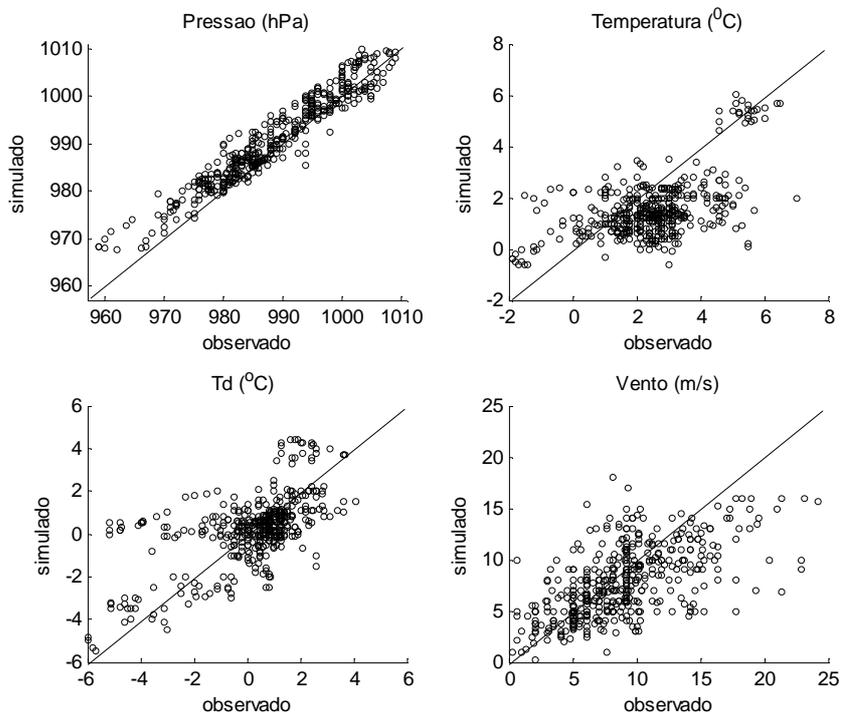


Figura 4.15: O mesmo que na figura 4.14, mas para o WRFa.

Alguns outros detalhes das características de cada simulação ficam mais evidentes

quando os dados simulados são comparados com os observados em diagramas de dispersão (figuras 4.14 e 4.15). De maneira geral, esses diagramas explicitam algumas dificuldades do WRFa em relação ao WRFn. Em termos de pressão, ambas configurações apresentaram bom desempenho, mas fica claro na figura 4.15 que para o WRFa a maioria dos valores foi superestimado, se situando acima da linha diagonal. Além disso, as pressões observadas mais baixas, próximas a 960 hPa foram as piores simuladas pelo WRFa, que nesse caso apresentou erros de até 10 hPa. A dispersão das variáveis temperatura e temperatura do ponto de orvalho foram muito menores no WRFn que no WRFa, confirmando o resultado apresentado pelos índices estatísticos nas tabelas 4.1 e 4.2. Porém, um aspecto que chama a atenção é que os dados de temperatura simulados pelo WRFa se apresentam espalhados horizontalmente, indicando que esta simulação foi incapaz de representar a variabilidade observada desta variável, de maneira geral suavizando os valores observados. Este resultado é interessante, pois mostra que a falta de representação da cobertura superficial de neve no WRFa limita seriamente a qualidade do desempenho da simulação das variáveis termodinâmicas. Algo semelhante, mas não tão extremo pode também ser observado para a temperatura do ponto de orvalho, corroborando esta conclusão. Finalmente, a comparação de velocidade do vento é bastante semelhante para as duas simulações, e em ambos casos fica evidente que o modelo subestimou os extremos observados de vento.

Até o presente momento, a análise focou em padrões gerais para a totalidade do período simulado. Desta forma, a variabilidade apresentada nas comparações feitas esteve mais associada a padrões sinóticos que locais. Para identificar como as configurações responderam ao ciclo diário, nas figuras 4.16 e 4.17 são comparados os ciclos médios diários de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho, respectivamente.

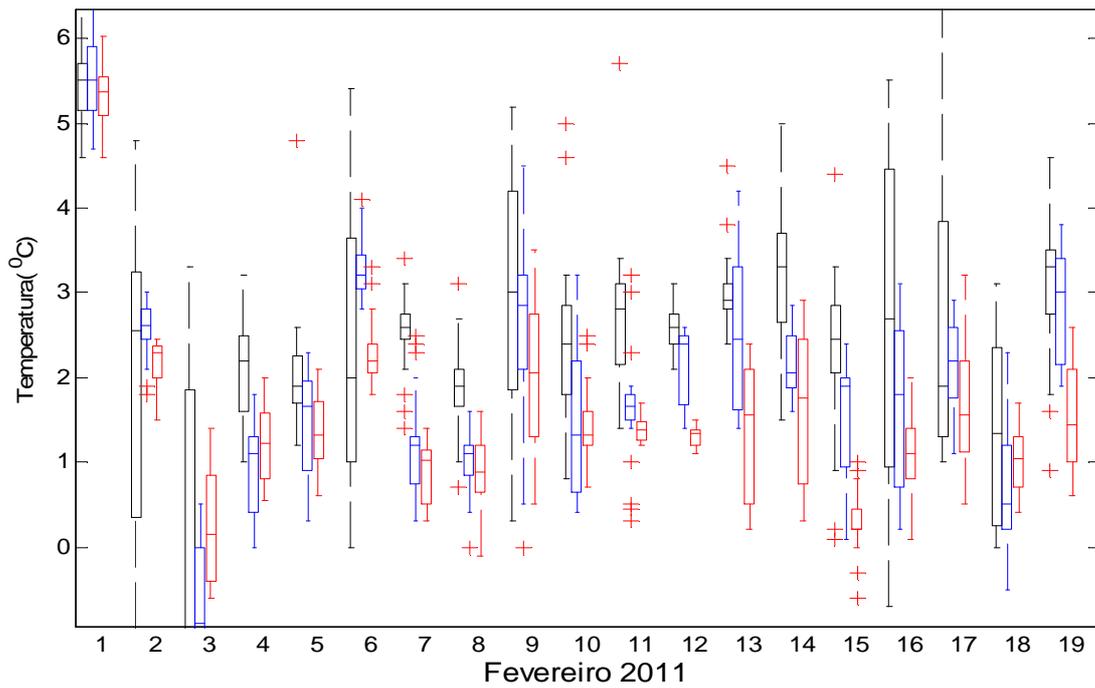


Figura 4.16: ciclo médio diário linha preta dados observados, linha azul dados simulados pelo WRFn e linha vermelha dados simulados pelo WRFa para o período de 5 a 23/2/2011 nas ilhas Shetland do Sul.

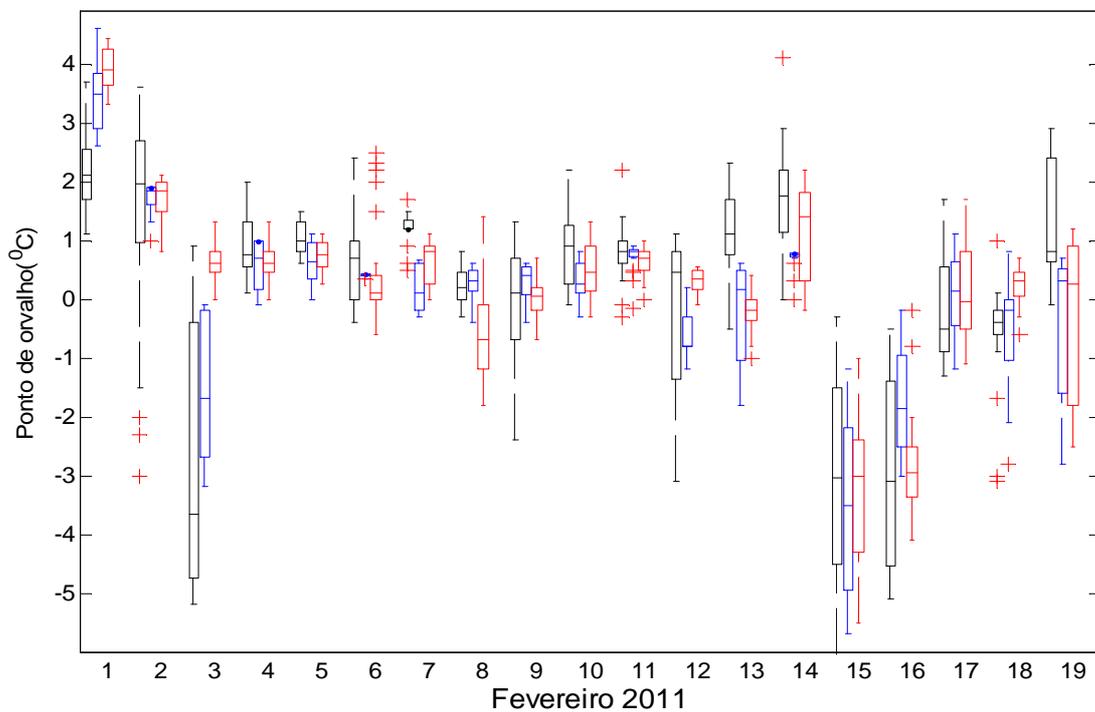


Figura 4.17: O mesmo que na figura 4.17, mas para a temperatura do ponto de orvalho.

A amplitude térmica diária média observada (figura 4.16) é bastante baixa, em torno

de 1°C. A amplitude representada pelos modelos foi de 0,8°C para o WRFn e 0,7°C para o WRFa. Mais importante que isso, os ciclos médios diários deixam claro que o modelo sempre subestima a temperatura. Com a configuração padrão (WRFn) houve uma subestimativa máxima de 1°C e com a grade alterada (WRFa) esta subestimativa atingiu 1,5°C em relação aos dados observados, possivelmente em consequência da falta de cobertura de neve. É interessante ainda notar que há uma diferença de fase dos sinais observados e simulados. Enquanto os dados medidos apresentaram máxima temperatura no período da manhã (11:00 Z), ambas simulações apresentaram pico de temperatura à tarde, possivelmente como uma resposta do modelo ao ciclo diurno solar.

O ciclo diário de temperatura do ponto de orvalho (figura 4.17) é bem melhor representado pelo modelo, em ambas configurações, que o de temperatura do ar. Isto pode ser observado tanto em termos de amplitude (pequena, em todos os casos), como de fase, já que tanto as observações como simulações apresentaram máximo à tarde. A simulação com os parâmetros alterados, WRFa, apresentou uma melhor representação do ciclo médio diário de temperatura do ponto de orvalho que quando os parâmetros padrões foram utilizados e as razões para essa diferença ainda não estão claras. Nota-se que no período entre 0 e 10 UTC o WRFn subestimou o ciclo médio de Td em torno de 0,4°C e no período seguinte, apresentou bons resultados. Já o WRFa seguiu praticamente o mesmo ciclo diário de Td dos dados observados, por todo o período.

A grande variedade de situações sinóticas que ocorreram durante o período simulado torna sem sentido a análise de ciclos diários de velocidade do vento, uma vez que os padrões são bastante variáveis ao longo dos dias. Assim, para essas variáveis (velocidade e direção do vento), analisamos os padrões em dias específicos ao invés de ciclos diários médios. Foram escolhidos dois dias com características extremas fazer essa caracterização. O dia 10 correspondeu a uma passagem de sistema frontal, com mínimo relativo de pressão e algumas das maiores velocidades do vento registradas em todo o período. Neste dia, em que, conforme a figura 3.2, o Navio Polar Almirante Maximilano encontrava-se na Ilha Rei George, a direção observada do vento foi sempre de noroeste, com magnitude máxima excedendo os 20 m/s (figura 4.18, painel superior esquerdo). A simulação representou o mesmo padrão, porém subestimou as rajadas (figura 4.18, painel superior direito). Isso indica que a circulação atmosférica é bem representada pelo modelo quando há um padrão bem definido de grande escala.

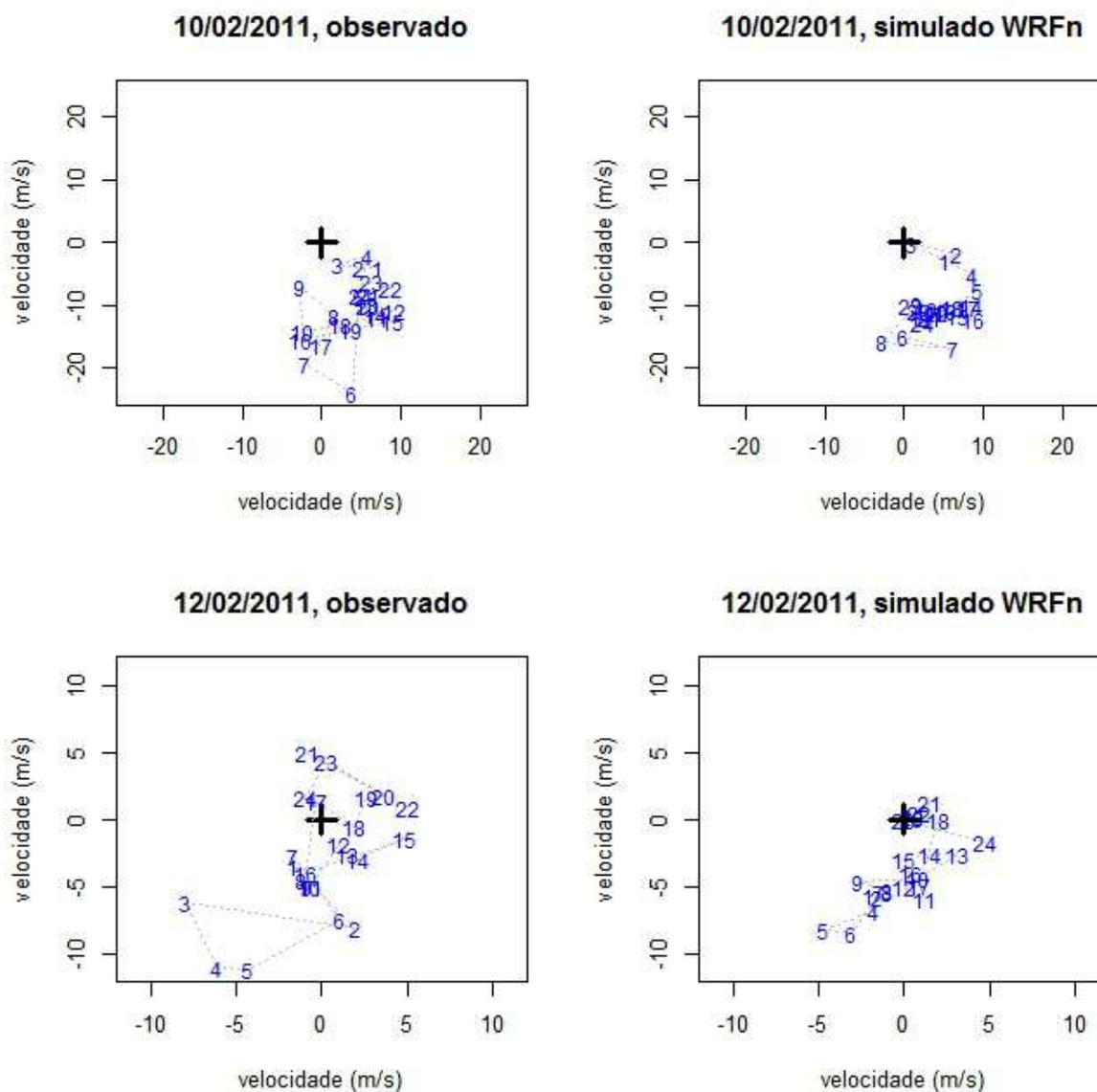


Figura 4.18: Velocidade e direção média do vento observada e simulada com o modelo WRFn a cada hora, indicada pelos números, nos dias 10 e 12/2/2011.

A ocorrência ou não de padrões de ciclos diários de circulação só pode ser observada em dias com forçante sinótico fraco. Isto é o que ocorreu no segundo caso analisado aqui, o do dia 12, marcado por um máximo de pressão e algumas das menores magnitudes do vento de todo o período. Neste dia o Navio Polar Almirante Maximiano estava ao Sul da Ilha Deception. As observações mostram uma circulação do vento ao longo do dia (figura 4.18, painel inferior esquerdo). Nas primeiras horas, em que a magnitude do vento ainda era intensa, o vento vinha de direção sudoeste. Ao longo do dia, o estabelecimento da alta pressão

reduziu as magnitudes do vento, que passou a ter componente de norte a partir das 19 UTC. Este é também o instante em que as observações de temperatura registram uma queda acentuada, que pode estar associada à intensa perda de radiação de onda longa devido ao céu claro associado à alta pressão e também uma advecção mais fria. É possível que o giro do vento tenha nesse caso, forçante local, causado pelo resfriamento da superfície da Ilha em um período que a água do mar não se resfriou da mesma forma. Neste caso, uma brisa de norte com baixa intensidade foi registrada no final do dia 12. É importante, entretanto, destacar, que essa análise é bastante especulativa e que a comprovação da ocorrência de circulações locais na Ilha Deception somente será possível com a análise detalhada de dados medidos localmente por um período mais longo. De qualquer forma, o modelo WRFn (figura 4.18, painel inferior direito) simulou bem apenas o período inicial, em que o forçante de grande escala era dominante. O período com componente norte ao final do dia 12 não foi reproduzido.

Não é objetivo principal do presente trabalho identificar padrões de circulação na Região das Ilhas Shetland, mas apenas a implementação do WRF para a região, a partir de uma comparação detalhada entre observações e simulações. Ainda assim, a análise acima indicou a ocorrência de padrões locais de circulação, e a seguir faremos uma rápida análise do quanto o escoamento é influenciado pelas Ilhas na região, conforme indicado pelas simulações do WRFn.

Dois aspectos em particular chamam a atenção. O primeiro é como o escoamento de grande escala contorna a Ilha Rei George, exemplificado no caso do dia 17 (figura 4.19). É importante observar as acelerações locais do escoamento quando este desce as encostas da Ilha e a correspondente desaceleração nas subidas. Não há evidência clara de circulações locais do tipo brisa neste dia, mas os resultados discutidos anteriormente indicam que o WRF não reproduz este tipo de processo com precisão. De qualquer forma, é importante ressaltar que a utilização de saídas do WRF para inferir resultados sobre circulações locais só pode ser conclusiva uma vez que se faça uma validação das simulações de vento mais detalhada que a apresentada no presente trabalho.

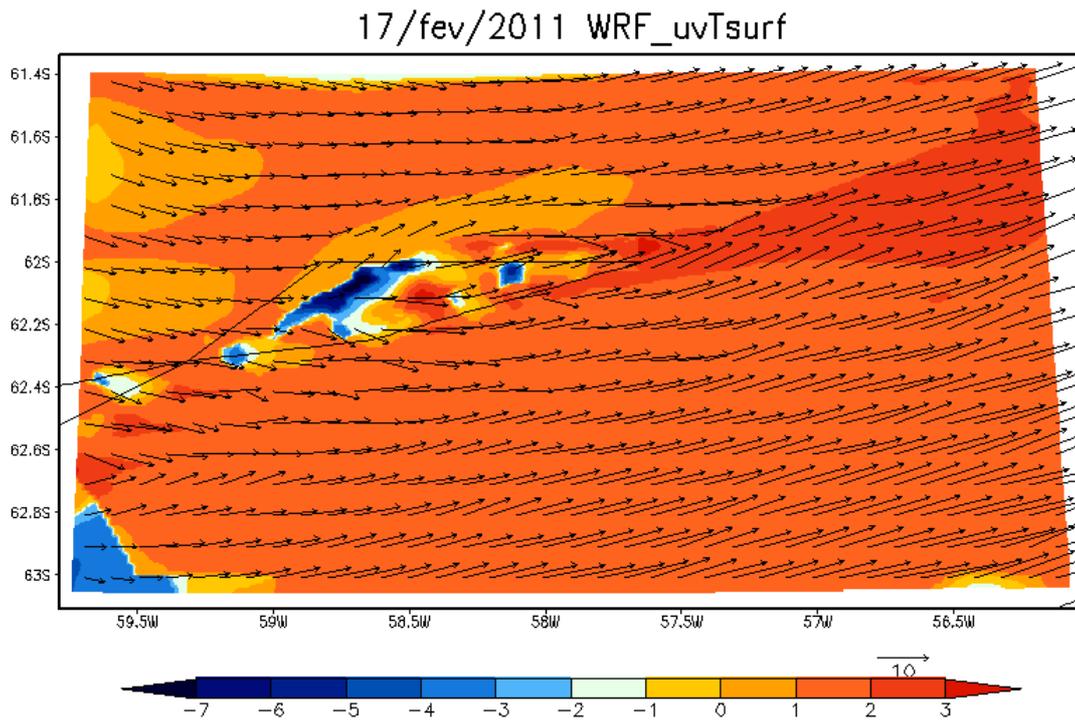


Figura 4.19: Campo de vento simulado e temperatura pelo WRFn, dia 17/02/2011, às 11:00 Z.

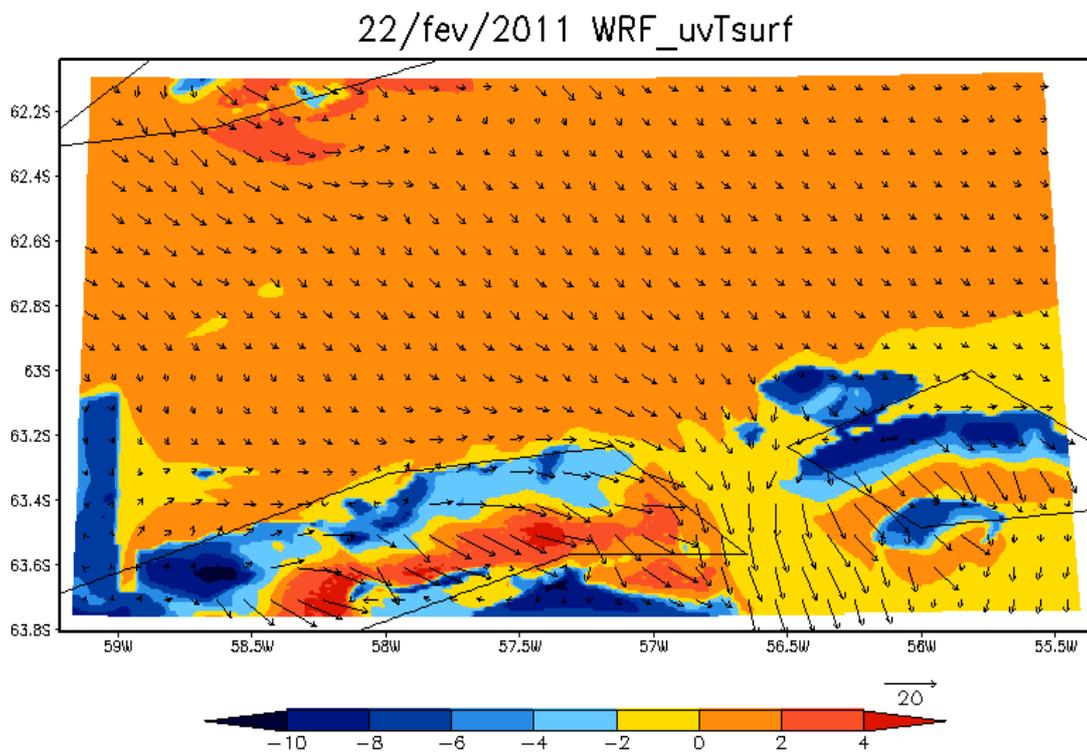


Figura 4.20: O mesmo que na figura 4.19, mas para dia 22/02/2011 às 22:00 Z.

O outro aspecto interessante pode ser observado na simulação do dia 22 (figura 4.20). Neste

dia, em que o Navio Polar Almirante Maximiano estava na Península Antártica, de forma que o domínio todo das simulações estava situado mais ao Sul, se observa uma grande aceleração do escoamento quando este canaliza entre a Península e as Ilhas Bransfield e D'Urville, localizadas a nordeste. Este tipo de padrão de circulação pode apenas ser identificado com um modelo numérico com alta resolução como a empregada aqui. Mais uma vez o presente trabalho se restringe a identificar a ocorrência do processo nas simulações e sugerir que, com grande probabilidade, ocorra também na atmosfera real, porém, uma análise mais aprofundada está além dos propósitos presentes.

4.2 Simulações para os dias 01 a 13 de novembro de 2012

O período de dados do início da operação da bóia do Projeto Interception ancorada no interior da Baía de Deception foi também simulado. Para tanto, foi utilizada a configuração WRFn, com resolução de 500 m no domínio mais interno, conforme descrito na seção 2.5. O conjunto de dados é pequeno, apenas 13 observações.

O WRFn simulou, de maneira bastante precisa o comportamento das variáveis no período, com índices estatísticos melhores que os obtidos nas simulações descritas na seção anterior, mas é importante ressaltar que essa melhora pode ser devida à quantidade limitada de observações. A temperatura do ar apresentou correlação de 0,95 entre dados observados e simulados, com erro quadrático médio de 0,46°C. Este desempenho foi muito superior ao encontrado nas simulações de fevereiro de 2011. Para a temperatura do ponto de orvalho, a correlação foi de 0,73 com erro quadrático médio de 2,48°C, mostrando ainda uma boa representação mas inferior à de temperatura. A pressão também teve excelente representação, com correlação de 0,99 e erro quadrático médio de 0,74 hPa. Finalmente, a intensidade do vento apresentou correlação mais baixa, de 0,62, com erro quadrático médio de 3,6 m/s, com uma tendência maior de que o modelo subestimasse as observações.

O melhor desempenho das simulações para o período em que a bóia fez medidas no interior da Ilha Deception é influenciado pela menor quantidade de dados comparados, mas ainda assim parece haver melhoria da qualidade das simulações. Esta pode ser atribuída a dois motivos principais. O primeiro é a maior resolução espacial das medidas e o segundo é que o domínio centrado em Deception apresenta menos interferência de regiões terrestres próximas.

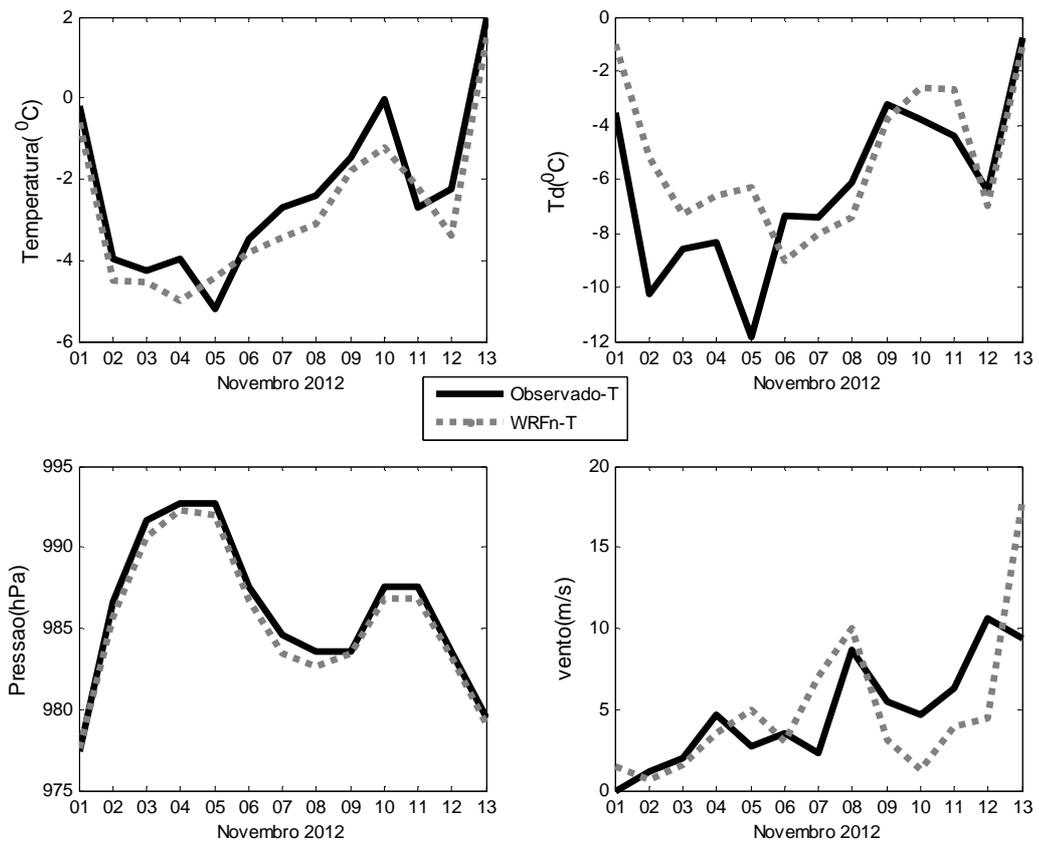


Figura 4.21: Medidas realizadas no interior da baía Deception durante o período 1 a 13 de novembro de 2012 com as respectivas simulações pelo WRFn.

5. CONCLUSÃO

O WRF foi de maneira preliminar testado sobre Shetland do Sul, Antártica, utilizando diferentes resoluções e opções de parâmetros físicos e dinâmicos. Estes foram escolhidos para melhor representação dessa área apesar do reduzido número de observações in situ (19 dias) tomadas pelo navio durante a operação 29 na Antártica, no período 5 a 23 de fevereiro de 2011. Também foi feita uma simulação na baía Deception com alguns períodos medidos entre os dias 1 a 12 de novembro de 2012. Em termos de configurações, foi variado o domínio da grade mais interna, que teve 127 ou 187 pontos. Também algumas opções de física foram variadas, em particular uma opção de microfísica de neve e outra de difusão térmica no solo.

A utilização de um domínio central mais reduzido não teve grandes impactos nas simulações de vento e pressão, mas prejudicou muito o desempenho do modelo no que se refere às variáveis termodinâmicas, temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho. Isso permite, portanto, concluir que a estrutura termodinâmica do modelo necessita um domínio grande na grade mais interna, possivelmente para possibilitar a representação de grandes gradientes de temperatura, como os observados no ambiente Antártico, em que oceano, superfície congelada e superfície seca convivem simultaneamente.

As mudanças de parâmetros físicos também afetaram principalmente a simulação de temperatura e temperatura do ponto de orvalho. Em particular, a temperatura foi mais bem representada quando se utilizou uma difusão de calor no solo com 4 camadas e cobertura de neve. Também é interessante notar, que em concordância com estudos anteriores como os de Bromwich et al. (2013), foi verificado que o WRF tem dificuldade em reproduzir nebulosidade baixa, mas nem tanto para nebulosidade média.

Com todas as dificuldades existentes em uma região com grandes contrastes térmicos e padrões sinóticos intensos, os resultados do presente estudo são promissores, porém estão longe de serem finais. A primeira conclusão importante é que a modelagem numérica pode ser bastante útil para fornecer informações meteorológicas para pesquisadores que as necessitem na região das Ilhas Shetland do Sul, para tanto deve-se dispor de um bom aparato computacional. Alguns cuidados devem ser tomados, como a correta introdução dos dados de grande escala e a utilização de domínios não muito pequenos.

Melhoras possíveis destes resultados incluem uma identificação mais precisa do papel

dos diversos parâmetros físicos testados. As análises também podem ser mais detalhadas se não forem focadas apenas em comparação com observações. Assim, interações físicas do modelo podem ser comparadas com a realidade, para permitir aprimoramentos das simulações. Isso pode ser feito, por exemplo, para entender as interações com variáveis que se mostraram importantes no presente estudo, como nebulosidade e cobertura de neve.

No futuro próximo, as medidas do projeto INTERCEPTION, provenientes do interior da Baía Deception serão disponíveis por um período longo e maior resolução temporal. Isso permitirá a realização de uma validação mais detalhada do modelo, cobrindo maior quantidade de condições sinóticas e estações do ano. Para tanto, os resultados do presente trabalho serão um importantíssimo ponto de partida. Uma vez que a validação seja consolidada, o modelo será uma ferramenta incomparável para compreender padrões de circulação local na região.

Outros trabalhos que podem ser desenvolvidos no futuro, a partir dos resultados aqui discutidos são a aprimoração da representação do balanço de energia do modelo, em particular dos ciclos diários de calor sensível e latente. Também se pode utilizar sondagens meteorológicas na Antártica, para obter as variáveis meteorológicas significativas em todos os níveis da atmosfera padrão, com o propósito de verificar a sensibilidade do modelo em todos os níveis da atmosfera.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANTHES, R. A. et al. The evolution of the mesoscale environment of severe local storms: Preliminary modelling results. **Monthly Weather Review**, v. 110, p. 1187_1213, 1982.

BELJAARS, A. C. The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, 121 p.255-270, 1994.

BROMWICH, H. D.; CASSANO, J. J.; KLEIN, T.; HEINEMANN, G. et al. Mesoscale Modeling of Katabatic Winds over Greenland with the Polar MM5. **Monthly Weather Review** v. 129, p2290-2309, 2001.

BROMWICH, D. H.; HINES, K. M.; L.-S. BAI. Developments and testing of Polar Weather Research and Forecasting model: 2. Arctic Ocean. **J. Geophys. Res.**, 114, 2009.

BROMWICH, H. D.; MONAGHAN, A. J.; ZHICHANG GUO. Modeling the ENSO Modulation of Antarctic Climate in the Late 1990s with the Polar MM5. **J. of Climate**, v. 29, p 109-132, 2004.

BROMWICH, D. H.; OTIENO, F. O.; HINES, K. M. et al. A comprehensive evaluation of Polar WRF forecast performance in the Antarctic. **Journal Geophysical Research Atmospheres** 2013, doi:10.1029/2012JD018130, in press.

CARRASCO, J. F.; BROMWICH, D. H. Climatological Aspects of Mesoscale Cyclogenesis over the Ross Sea and Ross Ice Shelf Regions of Antarctica. **Monthly Weather Review**, v. 122, p2405-2425, 1994.

CASSANO, J. J.; BOX, J. E., BROMWICH, D. H.; LI, L. et al. Evaluation of Polar MM5 simulations of Greenland's atmospheric circulation. **J. of Geo. Res.** V. 106, p33867-33889, 2011.

CHANG, S. W. The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclones. **Monthly Weather Review**, v. 110, p. 1255_1270, 1982.

CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. **Monthly Weather Review**, v.129, 569-585, 2001.

DAVIES, H.C. Limitations of Some Common Lateral Boundary Schemes used in Regional NWP Models. **Monthly Weather Review**, v. 111, p. 1002–1008, 1983.

DONLON C. J.; NIGHTINGALE, T. J.; SHEASBY, T.; TURNER, J. et al. Implications of the oceanic thermal skin temperature deviation at high wind speed. **Geophysical Research Letters**, n.26, p. 2505-2508, 1999.

DONLON C. J., and ROBINSON, I. S. Observations of the oceanic thermal skin in the Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, n.102, p. 18585-18606, 1997.

DONLON C. J.; MINNETT, P. J.; GENTEMANN, C. et al. Toward Improved Validation of Satellite Sea Surface Skin Temperature Measurements for Climate Research, **Journal of Climate**, n.15, p.353-362, 2002.

EPICA Community Members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, **Nature**, p.623–628, 2004.

FERREIRA, F. G. P. A. **Sensibilidade às parametrizações físicas do WRF nas previsões à superfície em Portugal Continental**. Estágio em Meteorologia e Oceanografia Física, 2007.

Fonte Tutorial do WRF. Disponível em:

<<http://www.mmm.ucar.edu/wrf/OnLineTutorial/Basics/index.html>> Acesso em: 24 de Maio 2012.

GALLEÉ, H.; SCHAYES, G. Dynamical aspects of katabatic wind evolution in the Antarctic coastal zone. **Bound.-Layer Meteor.**, 59, 141–161, 1992.

GALLÉ, H. Mesoscale Atmospheric Circulations over the Southwestern Ross Sector, Antarctica. **J. of Applied Meteorology**, v.35, p1129-1141, 1996.

GOZZO, L. F. **Simulação numérica da influência dos fluxos de superfície em ciclones na costa leste do sul do Brasil**. Dissertação de mestrado. São Paulo 2010.

GUO, Z.; BROMWICH, D. H.; JOHN J. C. Evaluation of Polar MM5 Simulations of Antarctic Atmospheric Circulation. **Mon. Wea. Rev.**, v.131, p384-411, 2003.

HINES, K. M.; BROMWICH, D. H.; PARISH, T. R. A Mesoscale Modeling Study of the Atmospheric Circulation of High Southern Latitudes. **Mon. Wea. Rev.**, v.123, p1146-1165, 1995.

HINES, K. M.; BROMWICH, D. H. Development and testing of Polar WRF. Part I: Greenland Ice Sheet meteorology. **Mon. Wea. Rev.**, 136, 1971–1989, 2008.

HINES, K. M., BROMWICH, D. H., L.-S. BAI et al. Development and Testing of Polar WRF. Part III: Arctic Land **Journal of Climate** v24, 26-48, 2011.

KALMA, J. D.; CALDER, I. R. **Land surface processes in land-scale hydrology**. [S.l.]: Geneve, 1994.

KLEMP, J. B. Advances in the WRF model for convection-resolving forecasting. **Advances in Geosciences**, v.5, p25-29, 2006.

KLEIN, T.; HEINEMANN, G. On the forcing mechanisms of mesocyclones in the eastern Weddell Sea region, Antarctica: Process studies using a mesoscale numerical model. **Meteorologische Zeitschrift**, Vol. 10, p113-122, 2001.

LAINE, V. Antarctic ice sheet and sea ice regional albedo and temperature change, 1981-2000, from AVHRR Polar Pathfinder data, **Remote Sensing of Environment**, 112, 646-653, 2008.

LAPRISE, R. The Euler Equations of motion with hydrostatic pressure as independent variable, **Mon. Wea. Rev.**, 120, 197–207, 1992.

MONAGHAN, A. J., D. H. BROMWICH, J. G. POWERS, et al. The climate of the McMurdo, Antarctica, region as represented by one year of forecasts from the Antarctic Mesoscale Prediction System, **J. Climate**, 18, 1174–1189, 2005.

MONAGHAN, A. J.; BROMWICH, D. H.; SHENG-HUNG W. Recent trends in Antarctic snow accumulation from Polar MM5 simulations. **Phil. Trans. R. Soc. A.** v. 364, p1683-1708, 2006.

MONIN, A. S.; OBUKHOV, A. M. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci., USSR**, v. 151, p. 163–174, 1954.

OLIVEIRA, A. C. **Implementação do modelo atmosférico WRF acoplado com o modelo Hidrológico Topmodel para a bacia de União da Vitória**. Dissertação de mestrado, Curitiba 2006.

PARISH, T. R. A numerical study of strong katabatic winds over Antarctica. **Mon. Wea. Rev.**, 112, 545–554, 1984.

PARISH, T. R.; WAIGHT K. T. The forcing of Antarctic katabatic winds. **Mon. Wea. Rev.**, 115, 2214–2226, 1987.

PARISH, T. R.; BROMWICH, D. H. Re-examination of the near-surface air flow over the Antarctic continent and implications on atmospheric circulations at high southern latitudes, **Mon. Wea. Rev.**, 135, 1961-1973, 2007.

POWERS, J. G.; MONAGHAN, A. J.; CAYETTE, A. M. et al. Real-time mesoscale modeling over Antarctica. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p.1533-1545, 2005.

POWERS, J. G.; MANNING, K. W.; BROMWICH, D. H.; et al. A DECADE OF ANTARCTIC SCIENCE SUPPORT THROUGH AMPS. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p.1699-1712, 2012.

PRICE et al. Temperature profile for glacial ice at the South Pole: Implications for life in a nearby subglacial lake. **Proc. Nat Acad Sci.** 2002.

RIGNOT, E., I. VELICOGNA, M. R. van den BROEKE; et al. Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise, **J. Geophys. Res.**,v. 38, 2011.

SANTIAGO, A. L. **Simulação da camada limite planetária sobre a região metropolitana da grande Vitória com o uso do modelo de mesoescala WRF**. Dissertação de mestrado. Vitória, 2009.

SELLERS, P. J.; SHUTTLEWORTH, W. J.; DORMAN J. Average calibration with field data. **Journal of Applied Meteorology**, 28: 727-736, 1989.

SIMMONDS, I.; KEAY, K.; LIM, E-P. Synoptic activity in the seas around Antarctica, 331 **Mon. Wea. Rev.**, 131, 272-288, 2003.

SKAMAROCK, W.C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J. et al. **A Description of the Advanced Research WRF version 2**. NCAR technical note. Junho 2005.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J. et al. **A Description of the Advanced Research WRF version 2**. Note NCAR/TN-468 STR, 2007.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J. et al. **Description of the Advanced Research WRF Version 3**. National Center for Atmospheric Research Boulder, Colorado, USA, 2008.

SOUSA, J. M; SANTO, A. R.; CANDIDO, L. M. et al. O. Avaliação do prognóstico da temperatura do ar do modelo WRF para área urbana de Manaus. **Anais do cbmet** p. 1-5, 2010.

SOUZA, R. B. Interação entre oceano, zona costeira e atmosfera em micro-escala na ilha Deception, arquipélago das Shetland do Sul, Antártica. **PROANTAR**, outubro de 2009.

SOUZA, R. B. **O Oceano Austral e o Brasil**. Le Monde Diplomatique Brasil; Ano Polar 2008.

SOUZA, R. B. **Oceanografia por Satélites**, 2ªed. p.150-160, 2008.

SPEIRS, J. C; STEINHOFF, D. F.; MCGOWAN, H. A et al. Foehn Winds in the Mc Murdo Dry Valleys, Antarctica: The Origin of Extreme Warning Events. **Journal of Climate** v.23 p.3577-3579, 2010.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**, 1st ed., 663 pp., Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 1989.

SULLIVAN, P. P.; MCWILLIAMS, J. C.; MOENG, C.-H. A subgridscale model for large-eddy simulations of planetary boundary-layer flows. **Boundary Layer Meteorology**, v. 71, p. 247–276, 1994.

TASTULA, E-M.;TIMO, V. WRF Model Experiments on the Antarctic Atmosphere in Winter. **Mon Wea Re.**, v.139, p1279-1291, 2011.

ZHANG, D. L.; ANTHES, R. A. A high-resolution model of the planetary boundary layer—sensitivity tests and comparisons with SESAME–79 data. **Journal of Applied Meteorology**, v.21, p. 1594–1600, 1982.

ZANG, G. J.; McPHADEN, M J. The relationship between sea surface temperature and latent heat flux in the equatorial Pacific. **Journal of Climate**, v.8, p.589-601, 1995.

ZENG, X.; BELJAARS, A. A prognostic scheme of sea surface skin temperature for modeling and data assimilation. **Geophysical Research Letters**, v.32, 2005 doi:10.1029/2005GL023030.

WALSH, J. E.; CHAPMAN, W. L.; ROMANOVSKY, V. et al. Global climate model performance over Alaska and Greenland. **J. Climate**, 21, 6156–6174, 2008.

WALSH, J. E.; CHAPMAN, W. L.; PORTIS, D. H. Arctic Cloud Fraction and Radiative Fluxes in Atmospheric Reanalyses. **Journal of Climate**, v.22, 2316-2334, 2009.

WEBB, E. K. Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 96, p. 68–81, 1970.

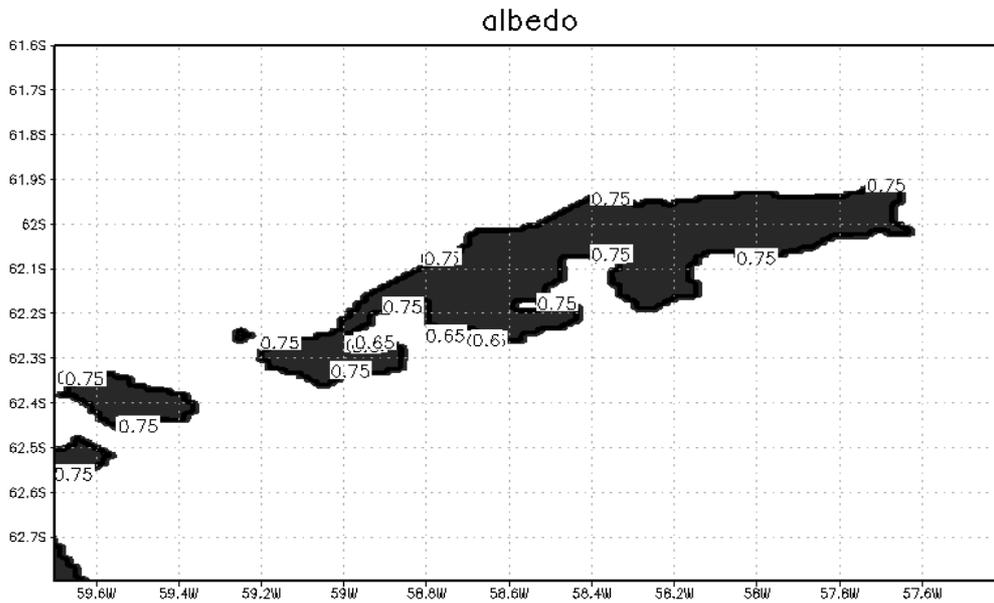
WEBSTER, P. J. Clouds, radiation the diurnal cycle of sea surface temperature in the tropical western Pacific **Journal of Climate**, v.9, p. 1712-1730, 1996.

WICKER, L. J.; SKAMAROCK, W. C. Time- splitting methods for elastic models using forward time schemes. **Mon. Wea. Rev.**, 130, 2088-2097, 2002.

WILSON, A. B., 2010: **Enhancement of Polar WRF atmospheric and surface processes: An annual simulation**. M.S. thesis, Dept. of Geography, The Ohio State University, 171 pp. [Disponível online em < http://etd.ohiolink.edu/view.cgi?acc_num5> Acesso 25 de Agosto 2011]

WILSON, A. B.; BROMWICH, D. H.; HINES, K. M. Evaluation of Polar WRF forecasts on the Arctic System Reanalysis domain: Surface and upper air analysis. **Journal of Geophysical Research**, vol. 116 p.1-18, 2011.

7. ANEXO



FiguraI- Índice de albedo da regiões simuladas

Na maior parte dessas encostas o índice de albedo é entorno de 75%.

7.1 Namelist dos parâmetros do modelo WRF

Namelist WPS

```
&share  
wrf_core = 'ARW',  
max_dom = 3,  
start_date='2011-02-14_00:00:00','2011-02-14_00:00:00','2011-02-14_00:00:00',  
end_date='2011-02-15_00:00:00','2011-02-15_00:00:00','2011-02-15_00:00:00',  
interval_seconds = 21600,  
io_form_geogrid = 2,  
/  

```

```
&geogrid  
parent_id      = 1, 1, 2,  
parent_grid_ratio = 1, 4, 3,  
i_parent_start = 1, 13, 50,  
j_parent_start = 1, 13, 50,  
e_we          = 60, 141, 127,  
e_sn          = 60, 141, 127,
```

```
geog_data_res   ='2m', '2m', '2m',
dx = 12000,
dy = 12000,
map_proj = 'lambert',
ref_lat  = -62.2,
ref_lon  = -58.9,
truelat1 = -62.2,
truelat2 = -62.2,
stand_lon = -58.9,
geog_data_path = '/home/operawrf/geog'
/
```

```
&ungrib
out_format = 'WPS',
prefix = 'FILE',
/
```

```
&metgrid
fg_name = 'FILE',
io_form_metgrid = 2,
/
```

```
&mod_levs
press_pa = 201300 , 200100 , 100000 , 95000 , 90000 ,85000 , 80000 , 75000 , 70000,
65000 , 60000, 55000 , 50000 , 45000 , 40000 , 35000 , 30000 , 25000 , 20000 ,
15000 , 10000 , 5000 , 1000,
/
```

Namelist WRF

```
&time_control
run_days           = 0,
run_hours          = 24,
run_minutes        = 0,
run_seconds        = 0,
start_year         = 2011, 2011, 2011,
start_month        = 2,  2,  2,
start_day          = 14,  14,  14,
start_hour         = 00,  00  00,
start_minute       = 00,  00,  00,
start_second       = 00,  00,  00,
end_year           = 2011, 2011, 2011,
```

```

end_month           = 2,  2,  2,
end_day            = 15, 15, 15,
end_hour           = 00, 00, 00,
end_minute         = 00, 00, 00,
end_second         = 00, 00, 00,
interval_seconds   = 21600,
input_from_file    = .true., .true., .true.,
history_interval   = 360, 60, 60,
frames_per_outfile = 1, 1, 1,
restart            = .false.,
restart_interval    = 5000,
io_form_history     = 2,
io_form_restart    = 2,
io_form_input      = 2,
io_form_boundary   = 2,
debug_level        = 0,
auxinput4_inname   = "wrflowinp_d03",
auxinput4_interval = 360, 360, 360,
io_form_auxinput4  = 2,
/

```

```

&domains
time_step          = 72,
time_step_fract_num = 0,
time_step_fract_den = 1,
max_dom            = 3,
e_we              = 60, 141, 127,
e_sn              = 60, 141, 127,
e_vert            = 28, 28, 28,
p_top_requested   = 5000,
num_metgrid_levels = 27,
num_metgrid_soil_levels = 4,
dx                = 12000, 3000, 1000,
dy                = 12000, 3000, 1000,
grid_id           = 1, 2, 3,
parent_id         = 1, 1, 2,
i_parent_start    = 1, 13, 50,
j_parent_start    = 1, 13, 50,
parent_grid_ratio  = 1, 4, 3,
parent_time_step_ratio = 1, 4, 3,
feedback          = 1,
smooth_option     = 0,

```

/

```
&physics
mp_physics           = 5, 5, 5,
ra_lw_physics       = 1, 1, 1,
ra_sw_physics       = 1, 1, 1,
radt                = 30, 30, 30,
sf_sfclay_physics  = 2, 2, 2,
sf_surface_physics = 1, 1, 1,
bl_pbl_physics      = 2, 2, 2,
bldt                = 0, 0, 0,
cu_physics           = 1, 1, 0,
cudt                = 5, 5, 5,
isfflx              = 1,
ifsnow               = 1,
icloud              = 1,
surface_input_source = 1,
num_soil_layers     = 5,
sf_urban_physics    = 0, 0, 0,
maxiens              = 1,
maxens               = 3,
maxens2              = 3,
maxens3              = 16,
ensdim               = 144,
sst_update           = 1,
usemonalb            = .true.,
tmn_update           = 1,
sst_skin             = 1,
```

/

```
&fdda
```

/

```
&dynamics
w_damping           = 0,
diff_opt            = 1,
km_opt              = 4,
diff_6th_opt        = 0, 0, 0,
diff_6th_factor     = 0.12, 0.12, 0.12,
base_temp           = 290.,
damp_opt            = 0,
zdamp               = 5000., 5000., 5000.,
dampcoef            = 0.2, 0.2, 0.2,
```

```

khdif          = 0,    0,    0,
kvdif          = 0,    0,    0,
non_hydrostatic      = .true., .true., .true.,
moist_adv_opt      = 1,    1,    1,
scalar_adv_opt      = 1,    1,    1,
/

```

```

&bdy_control
spec_bdy_width      = 5,
spec_zone           = 1,
relax_zone          = 4,
specified           = .true., .false., .false.,
nested              = .false., .true., .true.,
/

```

```

&grib2
/

```

```

&namelist_quilt
nio_tasks_per_group = 0,
nio_groups = 1,
/

```

Namelist ARWpost

```

&datetime
start_date = '2011-02-13_00:00:00',
end_date   = '2011-02-14_00:00:00',
interval_seconds = 3600,
tacc = 0,
debug_level = 0,
/

```

```

&io
io_form_input = 2,
input_root_name = '/home/comin/WRFV3/test/em_real/wrfout_d03*'
output_root_name = './dec_sst3at127-2_13'
plot = 'all_list'
fields =
'height,HGT,U,V,W,theta,tc,tk,td,td2,u10m,v10m,wdir,SST,SSTSK,pressure,tk,tc'
output_type = 'grads'
mercator_defs = .true.

```

/

```
split_output = .false.  
frames_per_outfile = 1  
output_type = 'grads'  
output_type = 'v5d'  
plot = 'all'  
plot = 'list'  
plot = 'all_list'
```

! Below is a list of all available diagnostics

```
fields =
```

```
'height,geopt,theta,tc,tk,td,td2,rh,rh2,umet,vmet,pressure,u10m,v10m,wdir,wspd,wd10,ws  
10,slp,mcape,mcin,lcl,afc,cape,cin,dbz,max_dbz,clfr'
```

```
&interp
```

```
interp_method = 1,
```

```
interp_levels =
```

```
1000.,950.,900.,850.,800.,750.,700.,650.,600.,550.,500.,450.,400.,350.,300.,250.,200.,15  
0.,100.,
```

```
/
```

```
extrapolate = .true.
```

```
interp_method = 0, ! 0 is model levels, -1 is nice height levels, 1 is user  
specified pressure/height
```

```
interp_levels =
```

```
1000.,950.,900.,850.,800.,750.,700.,650.,600.,550.,500.,450.,400.,350.,300.,250.,200.,15  
0.,100.,
```

```
interp_levels = 0.25, 0.50, 0.75, 1.00, 2.00, 3.00, 4.00, 5.00, 6.00, 7.00,  
8.00, 9.00, 10.0, 11.0, 12.0, 13.0, 14.0, 15.0, 16.0, 17.0, 18.0, 19.0, 20.0,
```