

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

**PARAMETRIZAÇÃO DE TURBULÊNCIA NA
PREVISIBILIDADE DE TEMPERATURAS MÍNIMAS EM
UM MODELO DE MESOESCALA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Adriano Battisti

Santa Maria, RS, Brasil

2014

**PARAMETRIZAÇÃO DE TURBULÊNCIA NA
PREVISIBILIDADE DE TEMPERATURAS MÍNIMAS EM UM
MODELO DE MESOESCALA**

Adriano Battisti

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Micrometeorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Meteorologia.**

Orientador: Prof. Gervásio Annes Degrazia

Coorientador: Prof. Felipe Denardin Costa

Coorientador: Prof. Otávio Costa Acevedo

Santa Maria, RS, Brasil

2014

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

Battisti, Adriano
PARAMETRIZAÇÃO DE TURBULÊNCIA NA PREVISIBILIDADE DE
TEMPERATURAS MÍNIMAS EM UM MODELO DE MESOESCALA /
Adriano Battisti.-2014.
90 p.; 30cm

Orientador: GERVASIO ANNES DEGRAZIA
Coorientadores: FELIPE DENARDIN COSTA, OTAVIO COSTA
ACEVEDO

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de
Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2014

1. Formulações de Turbulência 2. Temperaturas Noturnas
3. Modelo WRF 4. Camada Limite Estável I. ANNES
DEGRAZIA, GERVASIO II. DENARDIN COSTA, FELIPE III. COSTA
ACEVEDO, OTAVIO IV. Título.

©2014

Todos os direitos autorais reservados a Adriano Battisti. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.

End. Eletr.: adrianobattisti@gmail.com

**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

**PARAMETRIZAÇÃO DE TURBULÊNCIA NA PREVISIBILIDADE DE
TEMPERATURAS MÍNIMAS EM UM MODELO DE MESOESCALA**

elaborada por
Adriano Battisti

como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Meteorologia

COMISSÃO EXAMINADORA:

Gervásio Annes Degrazia, Dr.
(Presidente/orientador)

Felipe Denardin Costa, Dr. (UNIPAMPA)
(Coorientador)

Otávio Costa Acevedo, Dr. (UFSM)

Edmilson Dias de Freitas, Dr. (USP)

Santa Maria, 02 de Junho de 2014.

"A sabedoria inspira a vida aos seus filhos; ela toma sob a sua proteção aqueles que a provam; ela os precede no caminho da justiça. [...] Aqueles que a possuem terão a vida como herança, e Deus abençoará todo lugar onde ele entrar."^a
(Livro do Eclesiástico, Bíblia Sagrada)

^aEstas páginas não possuem sabedoria, possuem conhecimento. Mas muito conhecimento leva à sabedoria (N. do A.)

Aos meus pais Almir Antonio Battisti e Ivone Margarida Tirloni
Battisti e ao meu irmão Denis Battisti que sempre me
apoiaram por demais.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus por ter feito as leis da natureza, tanto físicas como metafísicas, do jeito que elas são.

Aos meus pais, Almir e Ivone, pelo amor e apoio incondicional. Sem eles eu não teria chegado até aqui. Ao meu irmão, Denis, que desde à época do ingresso à universidade me incentivava e me ajudava nos estudos, para quem tenho muito amor e admiração. A minha avó Maria Paulina e aos meus falecidos avós Argentino, Maria e Emílio pelos exemplos. E a todos os demais da família que apoiaram.

Aos professores que tive nos cursos de graduação e mestrado em meteorologia da UFSM, pelas dicas, ensino e materiais que sempre foram muito úteis. Em especial aos meus orientadores Gervásio, Otávio e Felipe. Ao Gervásio por ter abraçado a proposta. Ao Otávio pela condução incessante da pesquisa. E ao Felipe que trouxe a solução para um impacto significativo desejado nos resultados. Aos três pelas inúmeras idéias sugeridas e amizade.

Aos membros da banca, como o Dr. Edmilson Dias de Freitas.

Aos funcionários do curso de meteorologia. Em especial ao Daniel e ao Pablo. Ao Pablo pela grande contribuição em material. Ao Daniel pelo seu fundamental ensino nas questões do modelo WRF. Aos dois pela grande amizade.

Ao grande amigo Bruno de Soledade, que na graduação, junto comigo e o professor Otávio, ajudou a iniciar as pesquisas na área e, na época, sempre esteve presente na condução dos trabalhos. A ele pela grande amizade e discussões sobre história e cultura regionais que nos fazem compreender melhor os dias atuais.

Aos grandes amigos, da sala S/N, Diego, Diogo, Erikson, Geovane, Marcelo e Viviane; e Priscila, que trabalhou em outra sala, mas também era colega no curso. Primeiro pela forte amizade e pelas horas de descontração, chimarrão e café que nos dão ânimo. E segundo pelo grande apoio, incentivo e contribuição diários e constantes dados ao trabalho. Sem eles, o mesmo não teria chegado onde chegou.

Aos demais amigos da meteorologia, e mesmo fora do curso, que fazem parte do bom convívio em Santa Maria. Não os cito aqui, pois haveria muitos para colocar.

A todos do Fechô o Tempo! e que jogam junto, que proporcionam boas horas de lazer e amizade no futebol.

Aos bons amigos de Nova Trento, minha cidade natal, alguns desde a infância, principalmente os da localidade do Morro da Onça, que me recebem nas vezes que retorno pra casa.

A UFSM, a Capes e ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia pelo financiamento e estrutura.

A todos que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho.

RESUMO

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

PARAMETRIZAÇÃO DE TURBULÊNCIA NA PREVISIBILIDADE DE TEMPERATURAS MÍNIMAS EM UM MODELO DE MESOESCALA

AUTOR: ADRIANO BATTISTI

ORIENTADOR: GERVÁSIO ANNES DEGRAZIA

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 02 de Junho de 2014.

O objetivo do presente trabalho é avaliar a qualidade da previsão de temperaturas noturnas em um modelo numérico de mesoescala e compreender a razão das principais dificuldades encontradas. Para tanto, é utilizado o modelo Weather Research and Forecast (WRF), configurado da mesma maneira que é feito em previsões do tempo operacionais. O modelo foi rodado para as 31 noites do mês de Julho de 2012, e as saídas de temperatura foram comparadas com observações horárias feitas em 26 estações espalhadas por todo o estado do Rio Grande do Sul. Foram consideradas quatro representações diferentes para a turbulência no modelo, sendo que três delas, as de Yonsei University (YSU), Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) e Bougeault-Lacarrere (BOU), são formulações disponibilizadas no próprio modelo e uma quarta, Bougeault-Lacarrere-Modificada (BOU-Mod), é uma alteração imposta à parametrização BOU com o propósito de torná-la menos turbulenta. Uma análise geral mostra que as formulações apresentam erros quadráticos médios (EQM) bastante próximos entre si, sendo que YSU tem erros levemente menores que as demais. Uma importante discrepância observada é que há diferença razoável entre a altura real da estação e a sua altitude no modelo, representada pelo valor do ponto de grade mais próximo. Quando essa diferença de altitude é corrigida pela temperatura potencial, os erros aumentam. Nesse caso, as duas parametrizações mais turbulentas, que são YSU e BOU, têm tendência geral de superestimar as temperaturas noturnas, enquanto as menos turbulentas, MYJ e BOU-Mod, tendem a subestimar essa grandeza. Todos os esquemas mostraram tendência de reduzir a variabilidade temporal observada, o que significa que elas tendem a superestimar as observações mais frias e subestimar as mais quentes. Nas noites mais estáveis, todas as parametrizações apresentaram grande EQM e superestimam a temperatura. Nas noites menos estáveis houve casos com EQM reduzido, mas todas as parametrizações mostraram tendência de subestimar a temperatura observada, mostrando que é necessário que todas as formulações se tornem mais turbulentas nestes casos. Quando as diferentes estações são comparadas, a diferença de altura entre a estação e o ponto de grade mais próximo tem grande influência na previsão de temperatura noturna. Isso ocorre porque nas estações mais baixas que o ponto de grade, o vento do modelo tende a ser maior que o observado, causando maior mistura turbulenta, e levando a temperaturas maiores. O oposto ocorre nas estações mais altas que o ponto de grade. Esta situação ocorre principalmente nas noites mais estáveis, quando estações localizadas em regiões mais baixas tendem a experimentar o fenômeno do desacoplamento entre a superfície e os níveis mais altos da atmosfera. As implica-

ções destes resultados são discutidas e propostas para melhorar as previsões noturnas de temperatura são apresentadas.

Palavras-chave: Formulações de Turbulência. Temperaturas Noturnas. Modelo WRF. Camada Limite Estável.

ABSTRACT

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

TURBULENCE PARAMETERIZATION ON PREDICTABILITY OF MINIMUM TEMPERATURES IN A MESOSCALE MODEL

AUTOR: ADRIANO BATTISTI

ORIENTADOR: GERVÁSIO ANNES DEGRAZIA

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 02 de Junho de 2014.

The present study aims to evaluate the quality of nocturnal temperature forecast made by a mesoscale numerical model and to understand the reasons behind the difficulties found. To do that, the Weather Research and Forecast (WRF) model is used, with the same configuration employed for operational weather forecast. The model has been ran for the 31 nights of July 2012, and temperature outputs have been compared to hourly observations measured by 26 weather stations scattered over the entire state of Rio Grande do Sul. Four different schemes for turbulence have been considered. Three of them, Yonsei University (YSU), Mellor Yamada Janjic (MYJ) and Bougeault-Lacarrere (BOU) are formulations available from WRF code, while the fourth, Bougeault-Lacarrere Modified (BOU-Mod) is a change made to BOU, aiming at making it less turbulent. A general analysis shows that the different formulations present similar root mean squared errors (EQM), with YSU showing slightly smaller errors than the others. An important discrepancy found refers to the fact that there is an appreciable difference between station real altitude and its altitude in the model, which is given by the height of the closest grid point. When such an altitude difference is corrected by a potential temperature, the errors are enhanced. In this case, the most turbulent formulations, YSU and BOU, tend to overestimate nocturnal temperatures, while the least turbulent ones, MYJ and BOU-Mod, tend to underestimate it. All schemes presented a tendency to underestimate the observed temporal variability. It means that they tend to overestimate the coldest observations and to underestimate the warmest ones. In the most stable nights, all parameterizations showed large EQM and overestimate the temperature. In the least stable nights there were some cases with reduced EQM, but all formulations tended to underestimate temperature, showing that it is necessary to increase the turbulent mixing in this cases. When the different stations are compared, it becomes evident that the height difference between station and model altitudes has a large influence in the nighttime temperature weather forecast. It happens mainly because stations lower than the nearest grid point the modeled winds tend to be larger than observed, causing more intense turbulent mixing and leading to warmer temperatures. The opposite happens in stations higher than the grid point. Such a situation occurs mainly in the more stable conditions, when the lower regions tend to have its surface decoupling from the higher atmospheric levels. The implications of these results and suggestions for improving nocturnal temperature forecasts are presented.

Keywords: Turbulence Formulations. Nocturnal temperatures. WRF model. Stable Boundary Layer.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – CLA em regiões continentais no interior de sistemas de alta pressão com suas três principais componentes: a camada limite convectiva (sendo bem misturada e com bastante turbulência); a CLE (com turbulência esporádica); e a camada residual (com turbulência mais fraca que a convectiva). Fonte: adaptado de Stull (1988).	25
Figura 2.1 – Domínio da grade com resolução de 48 km e topografia (m).	41
Figura 2.2 – Domínio da grade com resolução de 12 km e topografia (m).	41
Figura 2.3 – Coluna vertical idealizada de uma célula de grade de um modelo, com N níveis verticais e as camadas de solo em preto. As camadas verticais onde as parametrizações de radiação, convecção, microfísica, CLA (turbulência), arraste orográfico e vegetação afetam as variáveis são indicadas pelas setas. Elas enfatizam o impacto das parametrizações apenas na coluna vertical, o que ocorre geralmente nos modelos. Fonte: adaptado de Stensrud (2007).	44
Figura 2.4 – Função de estabilidade seguindo Louis (1979), dada em função de Ri que representa a estabilidade local.	49
Figura 2.5 – Localização das estações e topografia da região em estudo (m).	52
Figura 3.1 – Comparação entre a temperatura mínima observada e prevista pelo BRAMS em 13 estações do INMET no estado de SC. Fonte: Santos et al. (2012).	57
Figura 3.2 – Erro da previsão de temperatura mínima (Tmin) do BRAMS em função do vento para cada estação. Fonte: Brum et al. (2010).	58
Figura 3.3 – Comparação entre a temperatura (T) observada e prevista pelo WRF para cada parametrização.	58
Figura 3.4 – Comparação entre a temperatura (T) observada e prevista pelo WRF para cada parametrização com a correção adiabática de ΔH (as próximas figuras sempre possuem esta correção).	59
Figura 3.5 – Comparação em blocos entre a temperatura (T) observada e prevista pelo WRF para cada parametrização, sendo que cada ponto representa 300 dados, observados e previstos.	59
Figura 3.6 – Comparação entre a temperatura mínima (T min) observada e prevista pelo WRF para cada parametrização.	60
Figura 3.7 – Comparação em blocos entre a temperatura mínima (T min) observada e prevista pelo WRF para cada parametrização, sendo que cada ponto representa 50 dados, observados e previstos.	60
Figura 3.8 – Comparação em blocos entre os desvios padrões (calculados entre as 26 estações) da temperatura (T) observada e prevista pelo WRF para cada parametrização, sendo que cada ponto representa 10 dados, observados e previstos.	61
Figura 3.9 – Frequência de ocorrência da temperatura mínima em cada hora com os dados observados.	62
Figura 3.10 – Frequência de ocorrência da temperatura mínima em cada hora com os dados previstos.	62
Figura 3.11 – u^* em função de z/L em blocos a partir do WRF para cada parametrização, sendo que cada ponto representa 100 dados.	63
Figura 3.12 – EM em blocos da previsão de temperatura (T) em função do vento ob-	

servado, sendo que cada ponto representa 300 dados, observados e previstos.	64
Figura 3.13 – O mesmo que a figura 3.12, mas em função do $Ri_{regional}$	65
Figura 3.14 – EQM em função do $Ri_{estadual}$ calculados para cada noite e cada parametrização.	67
Figura 3.15 – FB em função do $Ri_{estadual}$ calculados para cada noite e cada parametrização.	68
Figura 3.16 – FB em função de ΔH para cada estação.	70
Figura 3.17 – Comparação entre temperatura (T) observada e prevista em cada estação para 07 de Julho.	72
Figura 3.18 – EM em função de ΔH para 07 de Julho.	72
Figura 3.19 – O mesmo que na figura 3.17, mas para 02 de Julho.	73
Figura 3.20 – O mesmo que na figura 3.18, mas para 02 de Julho.	73
Figura 3.21 – O mesmo que na figura 3.17, mas para 20 de Julho.	74
Figura 3.22 – O mesmo que na figura 3.18, mas para 20 de Julho.	74
Figura 3.23 – O mesmo que na figura 3.17, mas para 31 de Julho.	75
Figura 3.24 – O mesmo que na figura 3.18, mas para 31 de Julho.	75
Figura 3.25 – O mesmo que na figura 3.17, mas para 26 de Julho.	76
Figura 3.26 – O mesmo que na figura 3.18, mas para 26 de Julho.	76
Figura 3.27 – Comparação entre temperatura (T) observada e prevista em cada noite na estação de Alegrete.	78
Figura 3.28 – EM em função do $Ri_{estadual}$ para cada noite na estação de Alegrete. ..	78
Figura 3.29 – O mesmo que na figura 3.27, mas para Caçapava.	79
Figura 3.30 – O mesmo que na figura 3.28, mas para Caçapava.	79
Figura 3.31 – O mesmo que na figura 3.27, mas para Santa Maria.	80
Figura 3.32 – O mesmo que na figura 3.28, mas para Santa Maria.	80
Figura 3.33 – EM da temperatura em função de: $Ri_{estadual}$ e ΔH	81
Figura 3.34 – EM da velocidade do vento em função de: $Ri_{estadual}$ e ΔH	82

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Altitudes real e do modelo, a partir do ponto de grade mais próximo, para cada estação.	53
Tabela 3.1 – EQM e FB para cada parametrização.....	56
Tabela 3.2 – EQM e FB para cada noite e cada parametrização.....	66
Tabela 3.3 – FB multiplicado pela temperatura média (calculada com todos os dados que se enquadram) para todos os casos (geral), casos com chuva (maior que 1 milímetro) e sem chuva.	68
Tabela 3.4 – EQM e FB para cada estação e cada parametrização.....	69
Tabela 3.5 – Noites e estações especiais e suas respectivas variáveis extremas.	71

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<i>AFWA</i>	<i>Air Force Weather Agency</i> , EUA
<i>ARW</i>	Núcleo do WRF Pesquisa Avançada, do inglês <i>Advanced Research</i>
<i>BOU</i>	Parametrização Bougeault-Lacarrère
<i>BOU – Mod</i>	Parametrização Bougeault-Lacarrère-Modificada
<i>BRAMS</i>	Modelo <i>Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System</i>
<i>CAPS</i>	<i>Center for Analysis and Prediction of Storms</i> , EUA
<i>CLA</i>	Camada limite atmosférica; parametrização dessa porção atmosférica
<i>CLC</i>	Camada limite convectiva ou camada de mistura
<i>CLE</i>	Camada limite estável
<i>CPTEC</i>	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
<i>CS</i>	Camada superficial; parametrização dessa porção atmosférica
<i>DNS</i>	Simulação Numérica Direta, do inglês <i>Direct Numerical Simulation</i>
<i>ECT</i>	Energia cinética turbulenta
<i>EM</i>	Erro médio
<i>EQM</i>	Erro quadrático médio
<i>ESRL</i>	<i>Earth System Research Laboratory</i> , EUA
<i>Eta</i>	Modelo de mesoescala da Universidade de Belgrado e do Instituto de Hidrometeorologia da Iugoslávia, sendo que o nome deriva da letra grega η ; esquema de CS ou CLA com o nome deste modelo; coordenada vertical do WRF.
<i>EUA</i>	Estados Unidos da América
<i>FAA</i>	<i>Federal Aviation Administration</i> , EUA
<i>FB</i>	Viés fracionário, do inglês <i>fractional bias</i>

<i>GABLS</i>	<i>GEWEX Atmospheric Boundary-layer Study</i>
<i>GEWEX</i>	<i>Global Energy and Water Cycle Experiment</i>
<i>GFS</i>	<i>Modelo Global Forecast System</i>
<i>GrADS</i>	<i>Grid Analysis and Display System</i>
<i>GruMA</i>	Laboratório Grupo de Modelagem Atmosférica de Santa Maria
<i>INMET</i>	Instituto Nacional de Meteorologia
<i>INPE</i>	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
<i>LES</i>	Simulação de Grandes Turbilhões, do inglês <i>Large-Eddy-Simulation</i>
<i>MMM</i>	<i>Mesoscale & Microscale Meteorology Division</i>
<i>MM5</i>	Esquema de CS <i>Fifth-Generation</i> NCAR / <i>Penn State Mesoscale Model</i>
<i>MRF</i>	Parametrização de CLA <i>Medium Range Forecast Model</i>
<i>MYJ</i>	Parametrização Mellor-Yamada-Janjic
<i>NCAR</i>	<i>National Center for Atmospheric Research</i> , EUA
<i>NCDC</i>	<i>National Climatic Data Center</i> , EUA
<i>NCEP</i>	<i>National Centers for Environmental Prediction</i> , EUA
<i>NMM</i>	Núcleo do WRF Modelo de Mesoescala Não-Hidrostático, do inglês <i>Nonhydrostatic Mesoscale Model</i>
<i>NOAA</i>	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i> , EUA
<i>NRL</i>	<i>Naval Research Laboratory</i> , EUA
<i>PNT</i>	Previsão Numérica do Tempo
<i>R</i>	Linguagem de análise gráfica e estatística conhecida como R
<i>RS</i>	Rio Grande do Sul
<i>SC</i>	Santa Catarina
<i>UFSM</i>	Universidade Federal de Santa Maria
<i>UTC</i>	Tempo Universal Coordenado, do inglês <i>Universal Time Coordinated</i>

<i>WPS</i>	Sistema de Pré-processamento WRF, do inglês <i>WRF Preprocessing System</i>
<i>WRF</i>	Modelo de mesoescala <i>Weather Research and Forecasting</i>
<i>WRF</i> – <i>DA</i>	Assimilação de Dados WRF, do inglês <i>WRF-Data Assimilation</i>
<i>YSU</i>	Parametrização Yonsei-University
<i>0D</i>	Dimensão 0
<i>1D</i>	1 dimensão
<i>2D</i>	2 dimensões
<i>3D</i>	3 dimensões

LISTA DE SÍMBOLOS

A_1	Constante (MYJ)
A_2	Constante (MYJ)
b	Coefficiente de proporcionalidade (YSU)
B_1	Constante (MYJ)
B_2	Constante (MYJ)
C	Quantidade qualquer; Celsius
C_1	Constante (MYJ)
C_k	Coefficiente numérico (BOU)
CO_2	Dióxido de carbono
e	Energia cinética turbulenta
f	Parâmetro de Coriolis
f_m	Função de estabilidade
g	Gravidade
G_h	Coefficiente numérico (MYJ)
G_m	Coefficiente numérico (MYJ)
h	Altura da CLA
H	Altitude em relação ao Nível Médio do Mar
J	Joules
k	Índice dos dados
kg	Quilogramas
km	Quilômetros
K	Kelvin; coeficiente de difusão turbulenta geral
K_C	Coefficiente de difusão turbulenta para uma quantidade qualquer

K_e	Coeficiente de difusão turbulenta para a ECT
K_m	Coeficiente de difusão turbulenta para o momento
K_h	Coeficiente de difusão turbulenta para o calor ou variáveis mássicas
l	Comprimento de mistura
l_k	Comprimento característico dos turbilhões (BOU)
L	Comprimento de Obukhov
m	Metros; dados previstos pelo modelo
m_k	Dado previsto pelo modelo na posição k
n	Índice de um nível
N	Número de níveis; quantidade de dados observados ou previstos
o	Dados observados
o_k	Dado observado na posição k
p	Pressão
p_e	Expoente que dá a forma do perfil de K (YSU)
P_b	Termo de produção de ECT devido à flutuabilidade (MYJ)
Pr	Número de Prandtl
Pr_0	Número de Prandtl no topo da CS
P_s	Termo de produção de ECT devido ao cisalhamento (MYJ)
q	Umidade
r_z	Razão entre a altura da CS e a altura da CLA
R	Constante dos gases para o ar seco
R_b	Número de Richardson <i>bulk</i>
R_c	Número de Richardson crítico
R_f	Número de Richardson fluxo
R_i	Número de Richardson gradiente

Ri_c	Valor do número de Richardson para o escoamento laminar se tornar turbulento
$Ri_{estadual}$	Número de Richardson estadual
$Ri_{regional}$	Número de Richardson regional
Ri_T	Valor do número de Richardson para o escoamento turbulento se tornar laminar
s	Segundos
S	Constante (MYJ)
S_C	Outras fontes ou sumidouros de alguma quantidade
S_h	Outras fontes ou sumidouros de calor; coeficiente numérico (MYJ)
S_m	Coeficiente numérico (MYJ)
S_q	Outras fontes ou sumidouros de umidade
S_h	Coeficiente numérico (MYJ)
t	Tempo
T_v	Temperatura virtual
u	Vento horizontal na direção x
u_g	Vento geostrófico na direção meridional
u_*	Velocidade de fricção
v	Vento horizontal na direção y
v_g	Vento geostrófico na direção meridional
V_{obs}	Vento observado
w	Vento vertical na direção z
w_s	Escala de velocidade
w_*	Escala de velocidade convectiva
x	Direção zonal; variável qualquer
y	Direção meridional

z	Direção vertical; altura acima da superfície
z_i	Altura média da CLC
α	Parte inferior de uma classe na classificação de Orlanski; constante das funções de estabilidade gerais
α_h	Número de Prandtl turbulento para o calor (BOU)
α_e	Número de Prandtl turbulento para a ECT (BOU)
β	Parte mediana de uma classe na classificação de Orlanski; constante (MYJ)
β_1	Constante da função de estabilidade geral para o momento
β_2	Constante da função de estabilidade geral para o calor
γ	Parte superior de uma classe na classificação de Orlanski
γ_c	Fluxo contragradiente
γ_1	Constante da função de estabilidade geral para o momento
γ_2	Constante da função de estabilidade geral para o calor
ϵ	Dissipação viscosa
ζ	$= z/L$
η	Coordenada vertical do WRF
θ	Temperatura potencial
θ_{max}	Temperatura potencial máxima
θ_{min}	Temperatura potencial mínima
θ_{obs}	Temperatura potencial de cada estação
θ_v	Temperatura potencial virtual
θ_{va}	Temperatura potencial virtual no 1º nível
θ_*	Escala de temperatura
κ	Constante de von Karman
ν	Viscosidade cinemática do ar
ν_C	Difusividade molecular da quantidade

ν_h	Difusividade térmica
ν_q	Difusividade molecular da água no ar
ρ	Densidade
$\tau_{Reynolds}$	Tensão de Reynolds
ϕ_m	Função de estabilidade para o momento
ϕ_h	Função de estabilidade para o calor
ϕ_q	Função de estabilidade para a umidade
Δ	Diferença finita
∇^2	Laplaciano
∂	Derivada parcial
$^\circ$	Graus

SUMÁRIO

RESUMO	6
ABSTRACT	8
INTRODUÇÃO	21
1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
1.1 Micrometeorologia e a Camada Limite Atmosférica	23
1.1.1 Equações Básicas da Camada Limite Atmosférica e Parametrização	24
1.2 Estabilidade e Turbulência	28
1.2.1 Velocidade de Fricção	29
1.2.2 Comprimento de Obukhov	30
1.2.3 Número de Richardson.....	31
1.3 Camada Limite Estável	32
1.3.1 Camada Superficial.....	34
1.4 Modelagem Atmosférica	36
2 MATERIAIS E MÉTODOS	40
2.1 O Modelo <i>Weather Research and Forecasting</i> - WRF	40
2.2 As Parametrizações de Camada Superficial	45
2.2.1 Camada Superficial MM5	45
2.2.1.1 Camada Superficial Eta	46
2.3 As Parametrizações de Camada Limite Atmosférica	46
2.3.1 Bougeault-Lacarrère (BOU).....	47
2.3.2 Bougeault-Lacarrère-Modificada (BOU-Mod)	48
2.3.3 Mellor-Yamada-Janjic (MYJ)	49
2.3.4 Yonsei-University (YSU).....	50
2.4 Observações	52
2.5 Análise Estatística	53
2.5.1 Erro Quadrático Médio (EQM)	54
2.5.2 Viés Fracionário (FB)	54
3 RESULTADOS E DISCUSSÃO	55
3.1 Análise Geral	55
3.2 Análise por Noite	65
3.3 Análise por Estação	68
3.4 Análise por Noite e por Estação	70
4 CONCLUSÕES	83
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	86

INTRODUÇÃO

A temperatura mínima é uma das variáveis meteorológicas mais esperadas numa previsão do tempo, sendo que muitos fenômenos estão a ela diretamente associados, como geadas e nevoeiros. Além disso, a temperatura mínima faz parte da camada limite atmosférica (CLA), a porção de ar próxima da superfície que varia em torno de 100 a 3000 metros de altura. Muitos processos que ali ocorrem afetam de forma significativa diversas outras variáveis meteorológicas, impactando a previsão do tempo como um todo.

Sutton (1953) já evidenciava a percepção que se tinha da necessidade por estudos atmosféricos de menor escala e que ocorrem nas camadas de ar mais próximas ao solo, ou seja, estudos micrometeorológicos. Além disso, a CLA, objeto de estudo da micrometeorologia, é parte primordial do ciclo de água e energia e isso tem se tornado crucialmente importante na época atual em que se utiliza modelagem atmosfera-superfície e oceano-continente de forma acoplada (HOLTSLAG, 2006). As massas de ar, que são parte essencial de uma análise atmosférica do ponto de vista sinótico, se formam na CLA. Através das interações entre a superfície e o ar adjacente, quando o escoamento está fraco em baixos níveis, a atmosfera vai adquirindo as características da região até formar uma massa de ar e, posteriormente, se deslocar, levando essas características para outros locais.

A natureza caótica e altamente não-linear da atmosfera impõe um limite na previsibilidade do tempo (LORENZ, 1969). Junto a isso, existe um consenso em meteorologia que os processos de pequena escala como turbulência são responsáveis, em parte, pela dificuldade na previsão do tempo para mais de alguns dias (STULL, 1988). Portanto, percebe-se que a não-linearidade da CLA piora muito as previsões e, por isso, há grande necessidade de que esta porção da atmosfera seja bem representada em todos os seus aspectos nos modelos. Um destes aspectos é a camada limite estável (CLE).

A CLE é uma camada de inversão que se forma no período noturno, ou em dias muito frios de inverno, devido ao resfriamento radiativo a partir da superfície. Muitos processos físicos que ocorrem dentro da CLE modificam a temperatura do ar, a umidade, a velocidade e a direção do vento, os fluxos de superfície, entre outros. A temperatura mínima é obtida, dentre todos os diferentes componentes da CLA, na CLE. A temperatura mínima é também uma das variáveis de mais difícil previsão com um bom nível de precisão e um dos motivos para isso é a intensa dependência dos processos de interação entre a superfície e a atmosfera. Por exemplo, características locais da superfície, como tipo de cobertura, orografia e proximidade a obstáculos afetam de maneira significativa esta variável (ACEVEDO; FITZJARRALD, 2003). Isso interfere na previsão de muitos fenômenos, o que impacta as atividades humanas, afinal quase que a totalidade delas são exercidas na CLA e mais precisamente na camada superficial (CS). A CS compre-

ende os 5 a 10% mais baixos da CLA (FOKEN, 2008). Os fenômenos associados são relevantes. Geadas causam prejuízos na agropecuária, nevoeiros causam transtornos nos transportes aéreos, terrestres e marítimos. O conforto térmico e a qualidade do ar devem ser observados para a saúde da população. A dispersão de poluentes depende muito de processos que ocorrem no interior da CLE (DEGRAZIA; MORAES, 1992) e isso gera interesse por parte da indústria e da produção de energia.

Pode-se notar, assim, a grande importância apresentada pelos estudos relacionados aos processos que envolvem a temperatura mínima e, deste modo, a CLA, em diversos setores. Para resolver as equações que procuram descrever a CLA, os modelos atmosféricos de previsão do tempo utilizam parametrizações. Uma parametrização é uma maneira de escrever as equações de forma mais simples, de modo que a solução das equações, quando estão em menor número que as incógnitas, seja possível. Entretanto, nas atuais parametrizações de CLA dos modelos de previsão, a representação dos processos de CLE é ainda muito pobre e os melhoramentos acontecem de forma lenta (STEENEVELD; WIEL; HOLTSLAG, 2006). Neste sentido, é utilizado aqui um modelo de previsão do tempo e simulação numérica de mesoescala, o modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF), para investigar o comportamento das parametrizações de CLA no período noturno.

Objetivos

O objetivo do trabalho de mestrado aqui apresentado é aprimorar as previsões de temperatura mínima nos modelos de previsão do tempo de mesoescala, através de modificações nas equações do esquema de CLA. Para tanto, se comparou resultados de previsões realizadas pelo modelo WRF utilizando três parametrizações, a fim de se identificar os principais erros que ocorrem, de acordo com o regime de estabilidade. A comparação da previsão foi feita com os dados observados por estações meteorológicas de superfície do estado do Rio Grande do Sul (RS) (INMET, 2012). Após isso, foram feitas modificações a partir de funções de estabilidade, com o intuito de melhorar o esquema de turbulência para o período noturno. Os resultados desta modificação e das parametrizações originais do modelo são, então, comparados entre si e com os dados observados.

Organização Geral do Texto

Este trabalho foi organizado em quatro capítulos. No capítulo 1 é feita uma revisão bibliográfica do que é micrometeorologia e seu objeto de estudo, a CLA, suas equações e aproximações e seus principais componentes, com ênfase na CLE. Além disso, ali são definidos parâmetros utilizados neste trabalho. Fala-se da modelagem atmosférica. No capítulo 2 é feita a descrição do modelo, de cada parametrização de CLA usada e das observações. No capítulo 3 os resultados são apresentados e comentados. No capítulo 4 são apresentadas a conclusão e as considerações finais.

1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

1.1 Micrometeorologia e a Camada Limite Atmosférica

Micrometeorologia é a subdivisão da meteorologia que trata dos processos com escala de tempo e espaço de até poucos quilômetros e de até algumas horas. Assim, da classificação de Orlanski (1975) abrange as escalas micro- γ , micro- β , micro- α e parte da meso- γ . Neste sentido, a CLA, a porção de ar que sente diretamente os efeitos da superfície terrestre, é o ambiente mais estudado da micrometeorologia. Foken (2008) também define a CLA como a porção da atmosfera próxima ao solo onde a fricção a partir da superfície diminui com a altura, sendo que em situações de forte estratificação devido à intensa estabilidade, sua espessura pode atingir menos de 10 metros. Entretanto, a CS é o principal objeto de pesquisa da micrometeorologia. Afinal, a CS é o meio onde vive a humanidade e funciona como uma fonte de fricção, que causa uma modificação importante no campo de vento e nos processos de troca entre a superfície terrestre e a troposfera livre (FOKEN, 2008). Portanto, o estudo de meteorologia aplicada, que trata geralmente das atividades humanas, é feito, na maior parte, pela micrometeorologia. Como exemplos, temos a agrometeorologia, a biometeorologia, a aplicação em produção de energia eólica, entre outros.

O ciclo diário na CLA é altamente variável, como identificado por Stull (1988), principalmente quando há disponibilidade de radiação solar no período diurno e grande emissão de radiação de onda longa a partir da superfície no período noturno. A estrutura bem definida da CLA ocorre em regiões de atuação de sistemas de alta pressão sobre os continentes. Pelo seguinte trecho adaptado de Foken (2008) e acompanhando na figura 1.1 pode-se perceber isso:

“Depois do nascer do Sol, a atmosfera é aquecida pelo fluxo de calor turbulento a partir da superfície e a camada de inversão formada à noite, devido à perda radiativa superficial, é destruída. A nova camada é bastante turbulenta, bem misturada e é chamada de camada limite convectiva. Ela é delimitada superiormente por uma zona de entranhamento. Logo após o pôr do Sol o que se chama CLE se desenvolve próximo à superfície. Esta camada estável tem o caráter de uma inversão de superfície e tem somente uns 100 m de profundidade. Acima desta camada, a camada limite convectiva que se formou de dia é agora muito menos turbulenta. É chamada de camada residual e possui uma pequena borda superior de inversão livre – a borda superior da CLA neste momento. Depois do nascer do Sol, o desenvolvimento da camada limite convectiva rapidamente destrói a CLE e a camada residual. No entanto, em dias nublados e no inverno, quando a radiação solar e o transporte de energia para a superfície são fracos, a camada limite convectiva não perturba a camada

residual, e a camada limite geralmente fica estratificada. Já em dias em que a radiação solar é muito forte, a estrutura da CLA bem definida será destruída por células convectivas.”(FOKEN, 2008, p. 6).

A CLA bem definida é formada, então, por três principais componentes: a camada limite convectiva ou camada de mistura (CLC), a CLE e a camada residual (CR). Acima da CLA, os valores de vento são dirigidos pelo padrão sinótico, que costuma ser chamado de vento geostrófico. Já na atuação de tempestades, a CLA é facilmente modificada, quando ar é retirado ou injetado violentamente. Nestes casos, as previsões podem se deteriorar. Bender e Freitas (2014) mostraram que a posição e a intensidade da precipitação em casos de linha de instabilidade, por exemplo, são mal simuladas dependendo do uso de diferentes esquemas de turbulência.

1.1.1 Equações Básicas da Camada Limite Atmosférica e Parametrização

A situação atual e a previsão do estado da CLA, assim como a descrição e previsão da atmosfera como um todo, são obtidas utilizando-se as equações da mecânica de fluidos que descrevem a dinâmica e a termodinâmica do meio. Entretanto, para a CLA são feitas algumas aproximações, sendo que a principal é o método de decomposição em médias de Reynolds. Nesta decomposição, divide-se uma variável em parte média e parte de perturbação. A parte de perturbação está associada à turbulência, uma forte característica da CLA. Algumas simplificações excluem partes médias ou de perturbação em alguns termos, que se tornam pequenas ou mesmo nulas. O conjunto básico de equações da CLA é formado, deste modo, por cinco equações (STULL, 1988) mais as de conservação de outros gases ou aerossóis:

- Equação de Estado (Lei dos Gases Ideais):

$$\bar{p} = \bar{\rho} R \bar{T}_v \quad (1.1)$$

- Equação da Conservação de Massa (Equação da Continuidade):

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = 0 \quad (1.2)$$

- Equações da Conservação de Momento (Segunda Lei de Newton):

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = f(\bar{v} - \bar{v}_g) - \left(\frac{\partial \overline{u'^2}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \right) + \nu \nabla^2 \bar{u} \quad (1.3)$$

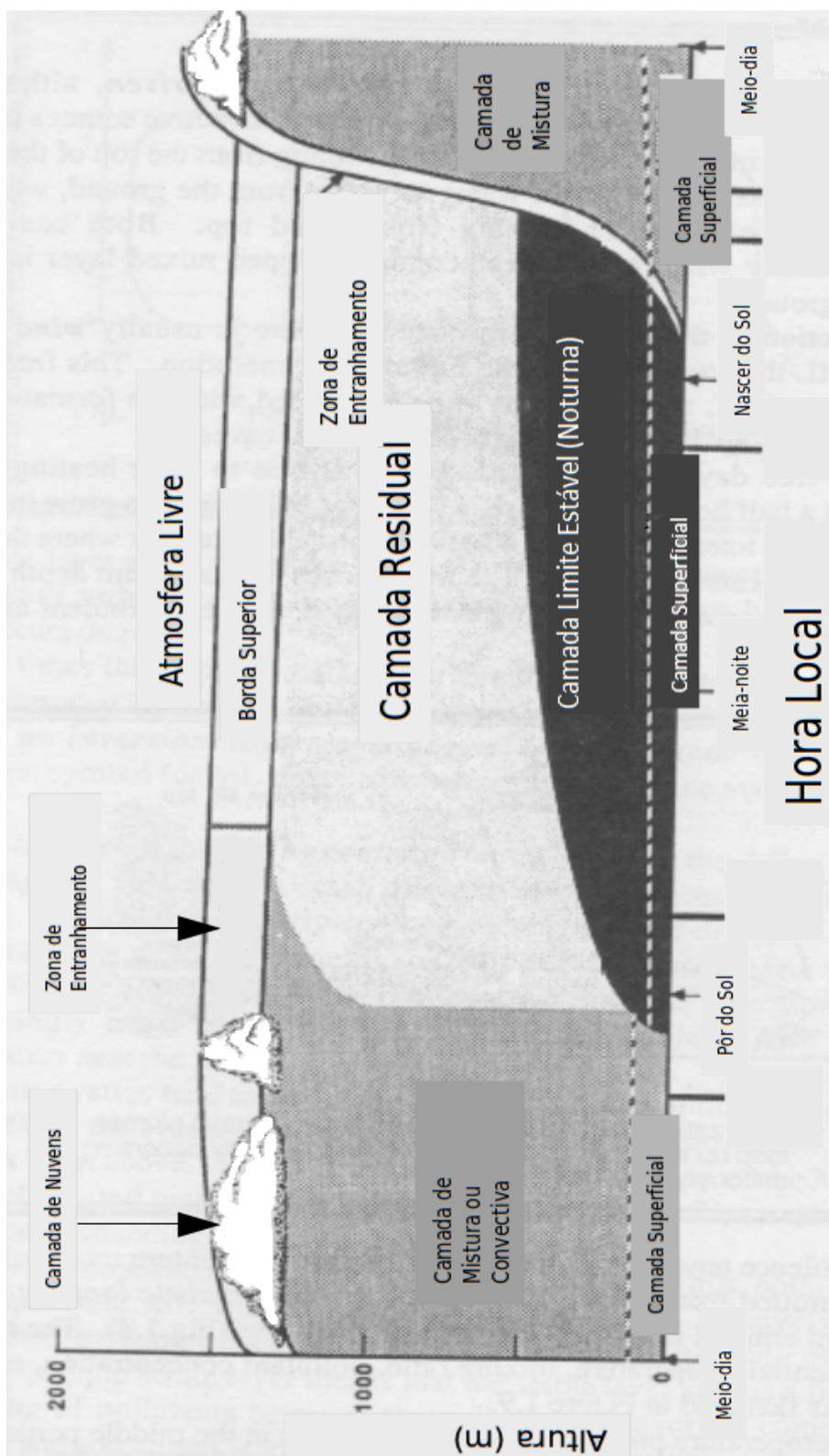


Figura 1.1 - CLA em regiões continentais no interior de sistemas de alta pressão com suas três principais componentes: a camada limite convectiva (sendo bem misturada e com bastante turbulência); a CLE (com turbulência esporádica); e a camada residual (com turbulência mais fraca que a convectiva).
 Fonte: adaptado de Stull (1988).

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} = f(\bar{u} - \bar{u}_g) - \left(\frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'^2}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} \right) + \nu \nabla^2 \bar{v} \quad (1.4)$$

$$\frac{\partial \bar{w}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{w}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{w}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = \frac{\theta_v'}{\theta_v} g - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} - \left(\frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'^2}}{\partial z} \right) + \nu \nabla^2 \bar{w} \quad (1.5)$$

- Equação da Conservação de Umidade:

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = S_q - \left(\frac{\partial \overline{u'q'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'q'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'q'}}{\partial z} \right) + \nu_q \nabla^2 \bar{q} \quad (1.6)$$

- Equação da Conservação de Calor (Primeira Lei da Termodinâmica):

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = S_h - \left(\frac{\partial \overline{u'\theta'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'\theta'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'\theta'}}{\partial z} \right) + \nu_h \nabla^2 \bar{\theta} \quad (1.7)$$

- Equação da Conservação de Outros Gases ou Aerossóis:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{C}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{C}}{\partial z} = S_C - \left(\frac{\partial \overline{u'C'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'C'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'C'}}{\partial z} \right) + \nu_C \nabla^2 \bar{C} \quad (1.8)$$

Nas equações acima, as barras representam a parte média de uma variável e as linhas representam a parte de perturbação. Sendo que p é a pressão; ρ a umidade; R a constante dos gases para o ar seco ($R = 287 J/Kkg$); T_v a temperatura virtual; ∂ a derivada parcial; u o vento horizontal na direção x (zonal, positivo para leste); v o vento horizontal na direção y (meridional, positivo para norte); e w o vento vertical na direção z (positivo para cima); t é o tempo; f é o parâmetro de Coriolis; u_g e v_g os ventos geostroáficos nas direções meridional e zonal, respectivamente; ν a viscosidade cinemática do ar; ν_q a difusividade molecular da água no ar; ν_h a difusividade térmica; ν_C a difusividade molecular da quantidade; θ_v a temperatura potencial virtual; g a gravidade; ∇^2 o laplaciano; q a umidade, sendo que pode ser sólida, líquida ou gasosa; S_q representa a soma de outros termos adicionais de fontes ou sumidouros de umidade; θ a temperatura potencial; S_h termos diabáticos; C outros gases ou aerossóis; e S_C representa outras fontes ou sumidouros da quantidade, como mudanças de estado, transformações químicas, precipitação, sedimentação (PIELKE, 2002).

Nas equações de conservação, o primeiro termo à esquerda indica variação local, os demais termos à esquerda indicam advecção; os termos à direita entre os parênteses maiores representam as divergências dos fluxos turbulentos da quantidade considerada; e o último termo representa viscosidade para o momento ou difusão molecular para os demais. Para as equações do momento, os primeiros termos à direita indicam o efeito da força de Coriolis (duas primeiras equações), a flutuabilidade do ar (terceira equação) e a força de gradiente de pressão; esta implícita nas duas primeiras equações.

Para o estudo da CLA, é de primordial importância também sabermos a intensidade total da turbulência presente no local. Para isso, desenvolveu-se em micrometeorologia a equação do saldo de energia cinética turbulenta (ECT). Tomando um sistema de coordenadas alinhado com o vento médio, assumindo homogeneidade horizontal e negligenciando a subsidência, a equação da ECT pode ser escrita como:

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \frac{g}{\theta_v} \left(\overline{w'\theta_v'} \right) - \overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \frac{\partial (\overline{w'e'})}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial (\overline{w'p'})}{\partial z} - \varepsilon \quad (1.9)$$

Em que:

- 1º termo à esquerda: armazenamento local ou tendência de ECT;
- 1º termo à direita: produção ou destruição térmica;
- 2º termo à direita: produção ou destruição mecânica pelo cisalhamento. O fluxo de momento, $\overline{u'w'}$, tem normalmente sinal oposto ao cisalhamento do vento médio, pois o momento do vento normalmente é perdido para baixo, em direção ao solo;
- 3º termo à direita: transporte turbulento de ECT;
- 4º termo à direita: correlação de pressão que mostra como a ECT é redistribuída por perturbações na pressão, como por meio de flutuabilidade ou ondas de gravidade;
- 5º termo à direita: representa a dissipação viscosa da ECT, que é convertida em calor.

Os termos acima representam processos físicos que produzem ou destroem turbulência, permitindo averiguar-se se haverá ou não turbulência em algum local. Parâmetros de escala ou termos adimensionais muito usados em micrometeorologia são baseados em termos da equação 1.9.

O conjunto de equações que descrevem a CLA de forma bem detalhada, portanto, foi construído. Lembrando que a ECT é uma ferramenta que auxilia no estudo da CLA e que já tínhamos este conjunto de equações sem ela. Infelizmente o número de incógnitas é maior que o número de equações e não é possível obter uma solução analítica. Isso ocorre porque os termos que contém momentos estatísticos de variáveis turbulentas, e que em geral representam os fluxos turbulentos, caracterizam incógnitas adicionais em relação ao sistema de equações inicial. Se escrevermos novas equações para as novas incógnitas, novas incógnitas surgem, sendo que a completa descrição estatística da turbulência exige um número infinito de equações. Esta questão é conhecida como problema de fechamento. Para solucioná-lo, os termos desconhecidos são parametrizados em função das quantidades e parâmetros conhecidos da equação.

Como define Stull (1988), parametrização é uma aproximação da natureza. É necessário quando a verdadeira física ainda não é conhecida ou é muito complicada. Para o mesmo problema, diferentes formas de parametrizar podem ser propostas por diferentes pesquisadores. A investigação do comportamento das diversas parametrizações é de vital importância e necessidade para a previsão numérica do tempo (PNT) (STENSRUD, 2007).

O tipo de parametrização feita recebe um nome que depende da ordem dos termos das equações de momentos estatísticos mais altos que não serão alterados. Por exemplo, na equação do momento 1.3 o vento médio \bar{u} depende de fluxos (momentos estatísticos de 2ª ordem) como $\overline{u'w'}$. No fechamento de 1ª ordem os fluxos serão reescritos em função dos parâmetros de 1ª ordem. Os termos de 1ª ordem serão preservados. No fechamento de 2ª ordem, parâmetros como $\overline{u'w'w'}$ serão reescritos em função dos de 2ª ordem, e assim por diante. Muitas vezes apenas parte das equações disponíveis dentro de uma ordem são utilizadas nas aproximações do fechamento. Por exemplo, se a equação de ECT é utilizada junto com equações de 1ª ordem, o procedimento é classificado como de fechamento de ordem 1.5. Tem, ainda, o fechamento de ordem 0, onde as variáveis, mesmo as médias, são parametrizadas diretamente como função do tempo e do espaço. A teoria da similaridade é um problema de fechamento de ordem 0 e será abordada na subseção 1.3.1.

Outra característica do fechamento de turbulência é ser local ou não-local. No fechamento local, uma incógnita de um determinado ponto do espaço é parametrizada por valores de quantidades conhecidas do mesmo ponto. Na literatura meteorológica, têm-se usado até a 3ª ordem. O fechamento local de 1ª ordem é conhecido como teoria-K. No fechamento não-local uma incógnita de um determinado ponto do espaço é parametrizada por valores de quantidades conhecidas de vários pontos do espaço. Com isso, a contribuição dos grandes turbilhões é levada em conta, o que acaba sendo mais importante para a CLC, onde os turbilhões são maiores. Os usos mais comuns do fechamento não-local são em fechamentos de 1ª ordem e em menor número de ordem 0.5. Os fechamentos de ordem mais alta e não-locais são os mais precisos, mas com o encargo de mais complexidade (STULL, 1988). Uma das causas da complexidade de se estudar a turbulência é que estão associadas interações não-lineares entre as variáveis.

1.2 Estabilidade e Turbulência

A CLA é uma porção da atmosfera que está quase sempre sob turbulência (STULL, 1988). O escoamento turbulento se dá por meio de vórtices que se sobrepõem uns aos outros. Para se analisar a energia associada a cada escala de vórtices costuma-se utilizar,

em micrometeorologia, o chamado espectro de turbulência, que representa a distribuição de energia dos turbilhões de acordo com seus comprimentos de onda ou frequência. A turbulência pode ser gerada mecanicamente pelo cisalhamento do vento junto à superfície e termicamente através do movimento de porções de ar causado pela força de empuxo.

Além do escoamento turbulento, o escoamento pode se tornar laminar na CLA, ou pelo menos com pouca turbulência. Obviamente a instabilidade térmica gera turbulência, enquanto a estabilidade térmica tende a destruí-la. Já em relação à estabilidade mecânica, uma forma de relacioná-la com a turbulência é pensar na produção desta pelo escoamento: "Escoamentos instáveis tornam-se ou permanecem turbulentos. Escoamentos estáveis tornam-se ou permanecem laminares" (STULL, 1988, pg 169, tradução nossa). Portanto, para a investigação do escoamento, analisa-se o saldo líquido dos fatores que contribuem para produzir ou destruir turbulência, fatores estes que podem ser interpretados como os termos da equação do saldo de ECT. No entanto, para deixar essa tarefa mais simples, foram desenvolvidos parâmetros que comparam um fator desestabilizante com outro estabilizante, expressando estes fatores como uma razão adimensional. Existem muitos deles, como número de Reynolds, número de Rossby, comprimento de Obukhov e o número de Richardson para a análise de estabilidade. Lembrando que a CLA pode ser estaticamente estável, neutra ou instável, dependendo da convecção e da flutuabilidade do ar. Estabilidade neutra exige, além de uma taxa de variação vertical de temperatura adiabática, que não haja convecção (STULL, 1988).

A análise de estabilidade por meio do uso destes parâmetros é muito eficaz para explicar o comportamento da CLE, portanto, da temperatura ao longo da noite (CAUGHEY; WYNGAARD; KAIMAL, 1979), notadamente a temperatura mínima. Muitas vezes alguns destes parâmetros, como o comprimento de Obukhov, não indicam de forma direta a estabilidade, sendo mais conveniente chamá-los de parâmetros de escala, apesar de serem conhecidos também como parâmetros de estabilidade. Além da estabilidade, é comum analisar-se também a turbulência pelo uso de parâmetros o que novamente é muito útil para explicar o comportamento da CLE. Um parâmetro muito usado para caracterizar a turbulência quando esta é induzida mecanicamente é a velocidade de fricção. E para o nosso estudo, que se concentra na CLE, caracterizada pela falta de turbulência térmica, esta variável passa a ser importante. Estes parâmetros são definidos adiante. Juntamente com o comprimento de Obukhov.

1.2.1 Velocidade de Fricção

A tensão é definida como a força que tende a produzir deformação em uma porção de matéria. Nos estudos atmosféricos, geralmente três tipos de tensão são usados: pressão, tensão de Reynolds, $\tau_{Reynolds}$, e a tensão de cisalhamento viscosa.

A tensão de Reynolds foi definida como o fluxo de momento turbulento, ou seja, o transporte de momento vindo da parte de perturbação do escoamento. Quando turbulência for gerada ou modificada pelo cisalhamento do vento próximo à superfície, a magnitude da tensão de Reynolds mostra ser uma variável de escala muito importante. Para o fluxo vertical de momento horizontal, temos:

$$|\tau_{Reynolds}| = \bar{\rho} \sqrt{(\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2})} \quad (1.10)$$

A partir deste princípio, foi definido uma escala de velocidade chamada velocidade de fricção, u_* , expressa como (STULL, 1988; FOKEN, 2008):

$$u_*^2 \equiv \frac{|\tau_{Reynolds}|}{\bar{\rho}} = \sqrt{\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2}} \quad (1.11)$$

Assim, a velocidade de fricção é usada como um parâmetro de turbulência que depende do escoamento, o que se torna de grande interesse para a investigação da CLE. É usada especialmente na teoria da similaridade, uma das ferramentas mais importantes da CS, pois é utilizada como a principal escala de velocidade do escoamento atmosférico noturno.

1.2.2 Comprimento de Obukhov

Multiplicando o termo de perda ou produção térmica da ECT por $(-kz/u_*^3)$ para torná-lo adimensional, equação geralmente representada por ζ , temos:

$$\zeta = \frac{z}{L} = -\frac{\kappa z g (\overline{w'\theta_v'})}{\overline{\theta_v} u_*^3} \quad (1.12)$$

Em que z é a altura, κ é a constante de von Karman, adimensional com valores entre 0.35 e 0.42, e L o comprimento de Obukhov, dado por (STULL, 1988; FOKEN, 2008):

$$L = -\frac{\overline{\theta_v} u_*^3}{\kappa g (\overline{w'\theta_v'})} \quad (1.13)$$

O comprimento de Obukhov é um parâmetro de escala e como é baseado em fluxos turbulentos constantes, é muito útil para a CS. É interpretado como sendo proporcional à altura acima da superfície na qual a flutuabilidade domina sobre a produção mecânica de turbulência (ARYA, 2001).

Uma forma alternativa de expressar-se ζ sem a presença de termos com partes turbulentas, os quais exigem mais dificuldade nos cálculos, é:

$$\zeta = \frac{z}{L} = -\frac{\kappa z w_*^3}{z_i u_*^3} \quad (1.14)$$

Em que w_* é a escala de velocidade convectiva que faz a substituição na equação 1.12 e z_i a altura média da CLC.

Portanto, a escala de velocidade característica para a CS é u_* e a escala de comprimento característico é z . A partir disso, o cisalhamento do vento adimensional é dado por (ARYA, 2001):

$$\left(\frac{z}{u_*}\right) \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right) = \text{constante} = 1/\kappa \quad (1.15)$$

z/L será usada na subseção 1.3.1 para definir a teoria de similaridade de Monin-Obukhov.

1.2.3 Número de Richardson

Na CLE, ao tomar-se os termos da equação do saldo de ECT, o termo de produção/destruição térmica age de forma a destruir a turbulência e se houver cisalhamento do vento, o termo de produção mecânica contribui para produzir turbulência. Apesar de outros termos da equação da ECT serem importantes, com a comparação entre estes dois termos já é possível de forma aproximada estimar a existência de turbulência. Assumindo, ainda, homogeneidade horizontal e negligenciando a subsidência, que faz com que alguns termos de produção mecânica sejam cortados, uma forma aproximada desta comparação, o número de Richardson fluxo, R_f , fica:

$$R_f = \frac{\left(\frac{g}{\theta_v}\right) (\overline{w'\theta'_v})}{(\overline{u'w'}) \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + (\overline{v'w'}) \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}} \quad (1.16)$$

Como esta relação envolve termos turbulentos, podemos verificar apenas se um escoamento turbulento tornar-se-á laminar e não o contrário. Com isso, através da idéia de que turbulência envolve movimento e, portanto, transporta quantidades e gera um fluxo, assumimos que $-\overline{u'w'}$ é proporcional à $\partial \bar{u}/\partial z$ e $-\overline{v'w'}$ proporcional à $\partial \bar{v}/\partial z$. Substituindo em 1.16 temos o chamado número de Richardson gradiente, Ri :

$$Ri = \frac{\frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}}{\left[\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}\right)^2\right]} \quad (1.17)$$

Para a equação acima existe um valor de Ri crítico, Ri_c , em que o escoamento laminar torna-se turbulento quando $Ri < Ri_c$. A partir de experimentos, costuma-se trabalhar com Ri_c entre 0.21 a 0.25. Devido a existência de uma histerese, no entanto,

para o escoamento turbulento se tornar laminar, Ri deve ser maior que Ri_T , em que considera-se $Ri_T = 1$.

Contudo, esta equação também possui uma ressalva. Os dados meteorológicos para o perfil atmosférico, geralmente por meio de radiossondas, possuem dados pontuais e não contínuos. Portanto, para facilitar o cálculo do número de Richardson, aproxima-se $\partial\bar{\theta}_v/\partial z$ por $\Delta\bar{\theta}_v/\Delta z$, $\partial\bar{u}/\partial z$ por $\Delta\bar{u}/\Delta z$ e $\partial\bar{v}/\partial z$ por $\Delta\bar{v}/\Delta z$. Com isso, define-se a forma do número de Richardson mais usada em meteorologia, o número de Richardson *bulk*, Rb (STULL, 1988; FOKEN, 2008):

$$Rb = \frac{g \frac{\Delta\bar{\theta}_v}{\Delta z}}{\bar{\theta}_v \left[\left(\frac{\Delta\bar{u}}{\Delta z} \right)^2 + \left(\frac{\Delta\bar{v}}{\Delta z} \right)^2 \right]} \quad (1.18)$$

Tomando a velocidade do vento na direção de u e simplificando, temos:

$$Rb = \frac{g \Delta\bar{\theta}_v \Delta z}{\bar{\theta}_v (\Delta\bar{u})^2} \quad (1.19)$$

Esta será a forma usada neste trabalho. Daqui por diante Rb também será tratado como Ri para facilitar as discussões.

1.3 Camada Limite Estável

Como definido anteriormente, a CLE se forma quando a superfície está mais fria que o ar adjacente e, dessa forma, a atmosfera se resfria a partir do solo, e cria um ambiente de inversão térmica, o que leva a uma estabilidade estática do ar. O fluxo $\overline{w'\theta'_v}$ é negativo. Possui um topo fracamente definido que se confunde com a CR. É basicamente a CLA noturna, mas pode durar o dia inteiro no inverno.

O escoamento, vento, pode ser dividido em parte média, turbulenta, já tratados aqui, e onda. As ondas são frequentes na CLE (STULL, 1988), sendo que transportam pouco calor, umidade e outros escalares, mas são importantes no transporte de momento e energia. Elas podem ser geradas localmente por cisalhamento do vento médio ou pelo escoamento sobre obstáculos. Assim como na turbulência, as ondas também são estudadas extraindo-se a parte de perturbação da parte média de uma variável, mas ao contrário da turbulência, tratam de interações lineares entre as variáveis.

Devido à forte estabilidade, a dispersão de contaminantes é dificultada na vertical e ocorre mais na horizontal. Ela acompanha a taxa de dissipação de turbulência e muitas vezes ocorre por meio de meandros (DEGRAZIA et al., 2008). O vento no nível do solo frequentemente é fraco no período noturno, mas os ventos acima podem acelerar até as velocidades supergeostróficas, fenômeno conhecido como jato noturno ou jato de

baixo nível. Costuma se localizar em torno de 200 m de altura e atinge de 10 a 30 m s^{-1} (STULL, 1988). A estabilidade estática inibe a turbulência, enquanto o jato tende a gerá-la devido ao cisalhamento. Como resultado, a turbulência costuma ocorrer em curtas erupções, de forma esporádica ou intermitente, que podem causar mistura na CLE. Sun et al. (2004) identificou também, além do jato noturno, outras causas de turbulência esporádica, como ondas de gravidade e instabilidades Kelvin-Helmholtz. Costa et al. (2011) descreve a turbulência intermitente e propõe uma equação prognóstica da ECT para determinar a intensidade da turbulência. Este trabalho sugere que eventos intermitentes de pequena intensidade podem se originar como um modo natural do sistema. Oliveira (2011), ao estudar florestas de coníferas, e Santos (2012), ao estudar florestas de coníferas e tropicais, mostraram que os fluxos de escalares como CO_2 são afetados pela intermitência do período noturno em regiões com vegetação mais alta. Encostado ao solo, é muito comum ocorrer outro fenômeno característico da CLE que se chama ventos catabáticos ou de drenagem (STULL, 1988), ou escoamentos de ar frio. São causados pelo ar adjacente ao solo, mais frio, portanto, mais denso, que flui cerro abaixo devido à gravidade e se acumula em vales e baixadas.

Uma das variáveis de maior interesse na previsão do tempo e que está diretamente ligada à CLE é a temperatura mínima. Fenômenos como geadas, nevoeiros e conforto térmico dependem diretamente desta variável, que é afetada por processos de interação entre a superfície e a atmosfera. Assim, características locais da superfície, como tipo de cobertura, orografia e proximidade a obstáculos passam a exercer o controle sobre ela, o que aumenta bastante a variabilidade horizontal (ACEVEDO; FITZJARRALD, 2003) e dificulta muito a previsão. É comum observar que em uma região razoavelmente pequena no período noturno, de poucos quilômetros quadrados, a temperatura mínima apresenta uma enorme variabilidade espacial, com regiões mais altas e desprotegidas de obstáculos se mantendo mais quentes que regiões baixas e abrigadas, como mostrado por Battisti et al. (2012), ao estudarem estações do Sul-Brasileiro e mostrarem a diferença entre dois pontos próximos na cidade de Santa Maria. Isso é explicado pelo fato do vento favorecer mistura durante a noite e transportar ar aquecido de níveis mais altos para junto à superfície, o que deixa todo o ambiente da CLA conectado, sendo que este processo é facilitado em regiões mais abertas. Por outro lado, quando não há vento suficiente, o esfriamento superficial causa o desacoplamento entre a superfície e os níveis superiores da atmosfera. Ao estudarem quatro formulações para representar as trocas turbulentas em uma CLE idealizada, Acevedo, Costa e Degrazia (2012) mostraram que o vento no topo da camada é um importante controlador do estado acoplado ou desacoplado do sistema.

Entretanto, os modelos de previsão do tempo têm tido dificuldade em reproduzir bem estes processos de pequena escala que ocorrem dentro da CLE. Brum et al. (2011), por exemplo, mostraram a dificuldade do modelo *Brazilian developments on the Regional*

Atmospheric Modelling System (BRAMS) em reproduzir episódios de desacoplamento, o que evidencia os erros causados em condições de vento fraco e em diferentes tipos de topografia. Já que o desacoplamento geralmente ocorre quando a velocidade do vento é fraca e em regiões protegidas, como baixadas, de modo que os níveis bem próximos do solo se desconectam dos níveis mais altos.

Os modelos também têm mostrado grande sensibilidade ao modo de formulação de mistura em condições estratificadas. As atuais parametrizações de CLE em modelos de previsão são ainda muito pobres e os melhoramentos acontecem de forma lenta (STEENEVELD; WIEL; HOLTSLAG, 2006). Uma das dificuldades apontadas, por exemplo, por Beare et al. (2006), é a característica dos turbilhões serem muito menores na CLE em comparação à CLC, o que exige mais resolução e gasto computacional nas simulações. Com leves modificações em funções de estabilidade, Viterbo et al. (1999) encontraram diferenças de até 10 K na temperatura média de inverno à 2 m sobre áreas continentais ao estudarem a mistura vertical no modelo do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) em condições estáveis. Os autores também notaram que a magnitude do ciclo diário de temperatura é subestimada, o que indica problemas no esquema de camada limite em condições estáveis.

Ainda, os modelos operacionais geralmente produzem mais mistura do que de fato ocorre e, com isso, aumentam o atrito de superfície e subestimam o giro do vento na baixa atmosfera. Entretanto, se a mistura e o atrito forem diminuídos, a dinâmica será afetada e os ciclones simulados, por exemplo, podem se tornar mais ativos devido ao aumento da velocidade do vento e produzir mais precipitação nos modelos (HOLTSLAG, 2006).

Os experimentos com modelagem de coluna única feitos pelo *Global Energy and Water Cycle Experiment* (GEWEX) *Atmospheric Boundary-layer Study* (GABLS) mostram que tanto para a 1ª (CUXART et al., 2006) como para a 2ª (SVENSSON; HOLTSLAG, 2006) intercomparação de modelos, existe significativa variabilidade nos perfis de temperatura e de velocidade do vento. E esta variabilidade estaria associada às diferentes parametrizações usadas. Além disso, Holtslag, Steeneveld e Wiel (2007) mostraram que para o modelo resultar em condições atmosféricas estáveis estaria fortemente influenciado por feedbacks não-lineares em que a velocidade do vento geostrófico e a temperatura da superfície têm um importante papel.

Portanto, percebe-se que existe uma grande necessidade de que os modelos operacionais de previsão do tempo representem de maneira mais satisfatória os processos de pequena escala peculiares à CLE. Com isso, os fenômenos associados, como os que dependem da temperatura mínima, poderão ser previstos mais facilmente.

1.3.1 Camada Superficial

A região mais próxima à superfície é muito importante para a descrição do escoamento turbulento na CLA. Essa região é a CS que é definida como a porção mais baixa da atmosfera onde os fluxos turbulentos variam menos de 10% de sua magnitude (STULL, 1988). Portanto, equivale a aproximadamente 10% do domínio vertical total da CLA, localizado logo acima da superfície. É o principal objeto de estudo da micrometeorologia, pois é o meio onde vive a humanidade (FOKEN, 2008).

Muitas vezes a física conhecida não é suficiente para descrever os processos da CLA. No entanto, por meio de observações percebeu-se que muitos destes processos apresentam características repetitivas. Com isso, desenvolveu-se uma técnica conhecida como teoria da similaridade, onde as variáveis são organizadas e agrupadas adimensionalmente. Além disso, ajuda a ter em mente como organizar melhor novos experimentos, para obter o máximo de informação. Para a CS é bastante usada a famosa teoria da similaridade de Monin-Obukhov, às vezes chamada de similaridade da CS. Nesta teoria considerou-se que a CS é uma camada de fluxo constante, já que os fluxos variam menos de 10% de sua magnitude nesta porção da atmosfera. Assim, para simplificar sua descrição, utiliza-se valores de fluxo para só uma altura, geralmente da própria superfície.

A hipótese básica da teoria de similaridade de Monin-Obukhov é que em uma CS horizontalmente homogênea o fluxo médio e as características da turbulência dependem somente de quatro variáveis independentes: a altura acima da superfície; a tensão superficial; o fluxo de calor cinemático superficial; e a flutuabilidade. Por causa dessas quatro variáveis independentes envolverem três dimensões fundamentais (comprimento, tempo e temperatura), de acordo com o teorema de Buckingham, pode-se formular apenas uma combinação adimensional independente fora delas. A tradicionalmente escolhida na teoria de similaridade de Monin-Obukhov é z/L , definido anteriormente (ARYA, 2001).

Na CS estável, a teoria de similaridade de Monin-Obukhov descreve os perfis verticais de algumas variáveis como uma função do grupo adimensional z/L (DYER; HICKS, 1970). O número de Richardson *bulk*, Rb também é usado, já que os valores entre os dois são bem próximos e com comportamento similar (DYER; HICKS, 1970; PAULSON, 1970; ZHANG; ANTHES, 1982).

As seguintes escalas características de comprimento, velocidade e temperatura são usadas para formar grupos adimensionais na teoria de similaridade de Monin-Obukhov: escala de comprimento, z e L ; escala de velocidade, u_* ; e escala de temperatura, θ_* , dada por $\theta_* = -\overline{w'\theta'_0}/u_*$, sendo $\overline{w'\theta'_0}$ o fluxo de calor sensível na superfície. Um escoamento médio ou um fluxo turbulento na CS, quando normalizados por uma combinação apropriada das escalas acima, devem ser função de z/L apenas. A partir disto pode-se escrever relações de similaridade, muitas vezes chamadas de funções de estabilidade, para diversas variáveis dependentes.

As formas das funções de estabilidade são determinadas empiricamente, por meio de experimentos cuidadosamente conduzidos em regiões com terreno plano e homogêneo. As formas mais encontradas em experimentos e aceitas para o momento, ϕ_m , e o calor, ϕ_h , são (ARYA, 2001):

$$\phi_m = \begin{cases} (1 - \gamma_1 \zeta)^{-1/4} & \text{para } \zeta < 0 \text{ (instável)} \\ 1 + \beta_1 \zeta & \text{para } \zeta \geq 0 \text{ (estável)} \end{cases} \quad (1.20)$$

$$\phi_h = \begin{cases} \alpha (1 - \gamma_2 \zeta)^{-1/2} & \text{para } \zeta < 0 \text{ (instável)} \\ \alpha + \beta_2 \zeta & \text{para } \zeta \geq 0 \text{ (estável)} \end{cases} \quad (1.21)$$

As constantes são diferentes para cada experimento, pois é improvável de se atingir todas as condições ideais. Para o que se considera um dos melhores experimentos, o trabalho de campo Kansas de 1968, as constantes têm os seguintes valores:

$$\alpha = 0.74; \beta_1 = \beta_2 = 4.7; \gamma_1 = 15; \gamma_2 = 9 \quad (1.22)$$

Pode-se usar também o número de Richardson nas funções de estabilidade, pois é relacionado à z/L da seguinte forma:

$$Ri = \frac{\zeta \phi_h(\zeta)}{\phi_m^2(\zeta)} \quad (1.23)$$

Com isso, quando Ri é conhecido, pode-se obter z/L a partir da relação acima.

Para achar os coeficientes de difusão turbulenta para o momento, K_m , e para o calor, K_h , pela teoria de similaridade de Monin-Obukhov, utiliza-se as funções de estabilidade:

$$K_m = \frac{\kappa z u_*}{\phi_m} \quad (1.24)$$

$$K_h = \frac{\kappa z u_*}{\phi_h} \quad (1.25)$$

A teoria de similaridade assume que a CLE está continuamente com turbulência, quando esta estiver presente, no tempo e no espaço, sem intervalos de não-turbulência. Entretanto, sabe-se que a turbulência pode apresentar um padrão de intermitência (COSTA et al., 2011), o que mostra as limitações desta teoria.

1.4 Modelagem Atmosférica

Os modelos atmosféricos de PNT são usados para a previsão do tempo e para a pesquisa e experimentos científicos. A previsão do tempo por meio de modelos integrados em computador teve seu advento a partir dos anos 1950. Em primeiro de Novembro de 1950 foi submetida para publicação a primeira PNT. O trabalho durou 33 dias e foi realizado em Aberdeen, Maryland, Estados Unidos da América (EUA), com o uso do computador ENIAC. Em Setembro de 1954 na Suécia, ocorreu a primeira PNT operacional. Seis meses depois, a partir de 1955, o *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) fazia previsões para o hemisfério norte, passando para o globo a partir de 1973 (KALNAY, 2003). Com o passar dos anos a melhora das previsões aumentou continuamente, devido principalmente aos seguintes fatores: melhora computacional; melhor representação de processos físicos de pequena escala, por meio de parametrizações; métodos mais precisos para a assimilação de dados, que resultaram em condições iniciais superiores; e aumento na disponibilidade de dados, principalmente com os satélites e aviões (KALNAY, 2003; STENSRUD, 2007). As previsões feitas pelos humanos são superiores aos modelos, mas elas se beneficiam com a melhora da PNT (KALNAY, 2003).

Assim, como foi enunciada na seção 1.1, a atmosfera costuma ser representada pelas equações primitivas nos modelos. A resolução das equações contínuas de movimentos se dá por meio de discretizações no tempo e no espaço, muitas vezes por diferenças finitas. O aumento de resolução melhora muita a precisão das previsões, mas é muito custoso computacionalmente. Por isso, um dos principais usos dos melhores supercomputadores do mundo é para a previsão do tempo (KALNAY, 2003).

Para as equações de conservação, é necessário adicionar termos de fontes ou sumidouros, que são os processos físicos como a evaporação, a condensação e a radiação. São processos de pequena escala e não podem ser resolvidos explicitamente, como comentado no problema de fechamento e, portanto, são parametrizados em função das variáveis representadas explicitamente. Esses termos representam a chamada "física" do modelo.

Existem modelos de vários tipos. Em relação à dimensão, eles podem ser de dimensão 0 (0D), 1 (1D), 2 (2D) e 3 (3D). Em um modelo 0D, ou modelo de caixa, transformações físicas e ou químicas são processadas. Um modelo 1D é um conjunto de modelos de caixa alinhados vertical ou horizontalmente. O modelo 1D vertical é conhecido como modelo de coluna única. Ele é usado muito para estudos sobre troca entre a superfície e a atmosfera, transporte vertical de escalares, transferência radiativa, convecção. Já um modelo 2D é um conjunto de modelos 1D conectados um do lado do outro. A vantagem em relação ao modelo 1D é que o transporte pode ser tratado de forma mais realística e uma grande área pode ser simulada. E um modelo 3D é um conjunto de camadas de modelo 2D dispostas uma em cima da outra. Sua vantagem é que não apenas o transporte,

mas também a dinâmica é tratada de forma muito mais realística (JACOBSON, 2005). Os modelos 3D são usados na operação de previsão do tempo e necessitam de ferramenta computacional bastante sofisticada. Portanto, são representados pelos modelos globais e de mesoescala.

A previsão do tempo integrada para o planeta todo é feita, então, pelos modelos globais. No entanto, como abrangem uma área muito extensa, não é possível operacionalmente que eles tenham uma resolução muito alta. O modelo global *Global Forecast System* (GFS) do *National Climatic Data Center* (NCDC) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) é integrado com resolução horizontal de 25 km para a primeira semana e o ECMWF em torno de 28 km (NCDC-NOAA, 2014; ECMWF, 2014). Por isso, os modelos globais alimentam os chamados modelos de mesoescala ou regionais que possuem maior riqueza de detalhes, e por isso, são rodados para regiões limitadas, como para a América do Sul ou um estado em particular. O modelo WRF, usado neste trabalho, é um deles. Estes modelos necessitam, além das condições iniciais que informam como a atmosfera se apresenta no início da previsão, de condições de contorno, ambas fornecidas por modelos globais. Operacionalmente, o Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) roda atualmente o BRAMS com resolução de 5 km e o Eta com resolução de 15 km (CPTEC/INPE, 2014). Com mais detalhamento, os modelos regionais conseguem reproduzir fenômenos de mesoescala como frentes e linhas de instabilidade, além de permitir estudos, a partir de simulações, de processos locais (KALNAY, 2003).

Um procedimento muito comum hoje é realizar integrações em um modelo aninhado, que é um modelo que possui dois ou mais domínios de grade 3D. Um principal, mais grosseiro, e os descendentes, com área mais específica, que possuem melhor resolução. O domínio principal fornece as condições de contorno para o domínio descendente, que por sua vez (agora passa a ser o principal) pode fornecer informações para um domínio com ainda mais detalhamento, e assim por diante, se for o caso. O aninhamento pode ter um ou dois caminhos. Em um modelo aninhado de caminho único, apenas o domínio principal fornece informação e em um modelo aninhado de dois caminhos a informação é passada em ambas as direções.

Uma das aproximações mais usadas nos modelos de previsão é a aproximação hidrostática, onde as acelerações verticais na equação de momento vertical são negligenciadas por serem bem menores comparadas à aceleração horizontal ou ao gradiente de pressão (PIELKE, 2002). Esta aproximação é feita quando as escalas de movimento horizontais são maiores que as escalas verticais de movimento. Por isso, é utilizada mais em modelos com grade horizontal da ordem de 100 km, geralmente os globais, sendo que os de mesoescala normalmente são utilizados na forma não-hidrostática. Como os modelos globais estão sendo rodados com resoluções cada vez maiores, a tendência é que também sejam rodados sem a aproximação hidrostática. A principal vantagem desta

aproximação é a filtragem das ondas de som, que possuem o problema de propagarem variações de pressão muito fortes. Sem esta filtragem, é necessário fazer um tratamento para as perturbações de pressão de menor escala.

Ao fazer testes com um modelo atmosférico Lorenz (1969) concluiu e concebeu uma descoberta fundamental: mesmo com modelos e observações perfeitas, a natureza caótica da atmosfera impõe um limite de aproximadamente duas semanas na previsibilidade do tempo. Lorenz (1969) comenta que Arnold Glaser em 1955 já propusera que a atmosfera teria um limite de previsibilidade. A descoberta de Lorenz inicia a teoria do caos e os estudos no assunto (KALNAY, 2003). A previsão por *ensemble*, onde varia-se levemente as condições iniciais para se obter vários membros de previsões, tenta atenuar essa imprevisibilidade imposta pelo caos, tornando-se operacional em Dezembro de 1992 tanto no ECMWF como no NCEP (TOTH; KALNAY, 1993).

Para simulações explícitas ainda mais locais, na escala de micrometeorologia, é muito utilizada a técnica Simulação de Grandes Turbilhões (LES, do inglês *Large-Eddy-Simulation*). Nela os grandes turbilhões são simulados e os efeitos dos menores são parametrizados, mas com custo computacional elevado. Na CLA, o espectro do tamanho dos turbilhões vai de quilômetros a milímetros. Existe, ainda, um método em que todos os tamanhos de turbilhões são simulados, conhecido como Simulação Numérica Direta (DNS, do inglês *Direct Numerical Simulation*). Entretanto, valor computacional é ainda mais necessário, sendo que esta técnica só é possível para valores de número de Reynolds baixos, várias ordens de grandeza abaixo dos observados na CLA (FOKEN, 2008).

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste trabalho foram realizadas integrações com o modelo WRF, do mesmo modo que são feitas em uma previsão operacional. Para isso, utilizou-se como condições iniciais e de contorno a análise e as previsões de 6 em 6 horas do modelo global GFS para os dias estudados. Dois domínios são utilizados, sendo que o menor, de maior resolução, está aninhado no maior, com menos resolução. Como pode-se ver na figura 2.1, o domínio maior varia de 74 a 32 graus de longitude oeste e de 39 a 14 graus de latitude sul, com espaçamento de grade de 48 km. O domínio menor varia de 59 a 42 graus de longitude oeste e de 35 a 20 graus de latitude sul, com espaçamento de grade de 12 km (Figura 2.2). A projeção usada é a de Lambert. Os dois domínios possuem 27 níveis na vertical com passo de tempo de 288 segundos. A resolução do relevo utilizada para os dois domínios é em torno de 4 km. Nas figuras elas aparecem diferentes, pois só utilizam informação do relevo nos pontos de grade. As simulações foram realizadas para todos os dias do mês de Julho de 2012, com início às 00 UTC (Tempo Universal Coordenado, do inglês *Universal Time Coordinated*) e término às 12 UTC de cada dia, ou seja, das 21 às 09 (hora local).

São comparadas quatro parametrizações: Bougeault-Lacarrère (BOU); Bougeault-Lacarrère-Modificada (BOU-Mod); Mellor-Yamada-Janjic (MYJ); e Yonsei-University (YSU); num total de 120 integrações. Os valores das variáveis próximo à superfície, temperatura, vento e chuva, são analisados e comparados entre si e com estações automáticas (ver seção 2.3). Além disso, os erros são confrontados com o vento, a topografia e com parâmetros de estabilidade e turbulência.

2.1 O Modelo *Weather Research and Forecasting* - WRF

O modelo WRF é um sistema de PNT e simulação atmosférica desenvolvido para aplicações na pesquisa e na operação de previsão que pode ser usado em diferentes escalas de resolução.

Existem dois núcleos dinâmicos no sistema WRF, chamados de núcleo *Advanced Research WRF* (ARW, em português Pesquisa Avançada WRF) e núcleo *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (NMM, em português Modelo de Mesoescala Não-Hidrostático). O ARW tem sido desenvolvido e melhorado pela *Mesoscale & Microscale Meteorology Division* (MMM) do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), que é um centro voltado à pesquisa. E o NMM foi desenvolvido pelo NCEP, um centro mais voltado à previsão ambiental (NCAR, 2014). Ambos podem ser usados tanto para a pesquisa como

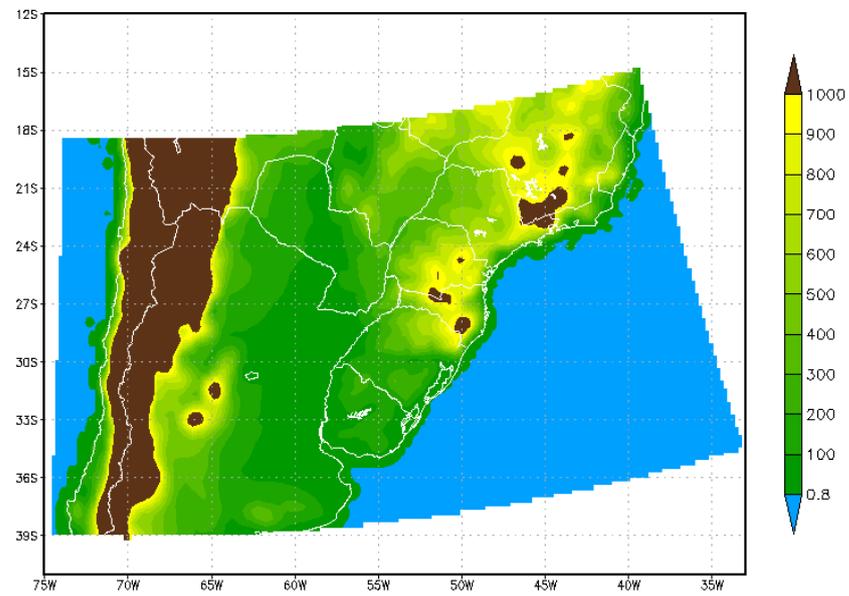


Figura 2.1 - Domínio da grade com resolução de 48 km e topografia (m).

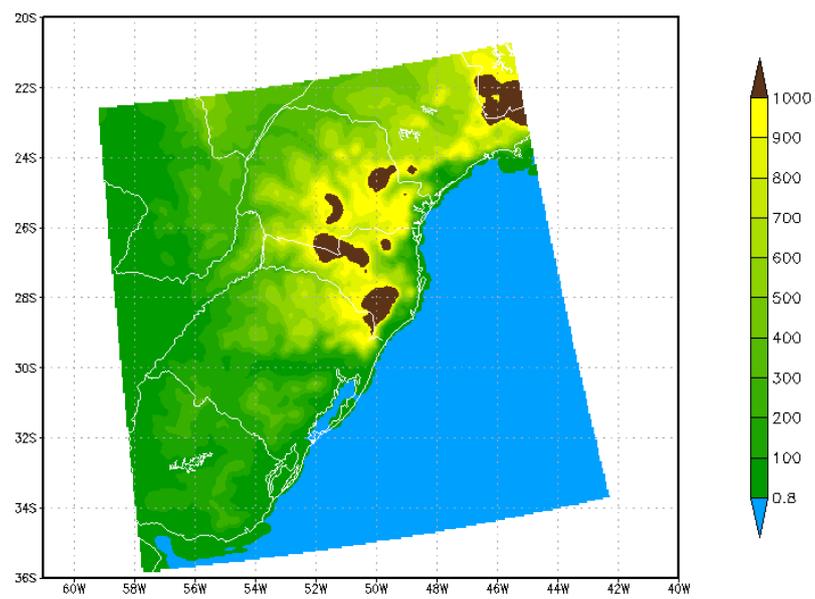


Figura 2.2 - Domínio da grade com resolução de 12 km e topografia (m).

para a previsão operacional (JANJIC; GALL; PYLE, 2010; JANJIC; GALL, 2012; SKAMAROCK et al., 2008; WANG et al., 2012). Neste trabalho utilizou-se o núcleo ARW, que também é usado operacionalmente pelo Grupo de Modelagem Atmosférica de Santa Maria (GruMA), do curso de Meteorologia da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM).

O WRF é disponibilizado como uma ferramenta comum às comunidades operacionais e universitárias, para estimular e estreitar os vínculos entre elas e tornar de conhecimento geral as necessidades de cada uma. O desenvolvimento do WRF tem sido um esforço de vários órgãos para fazer uma nova geração de um sistema de modelagem de previsão de mesoescala e assimilação de dados para melhorar o entendimento da previsão do tempo e acelerar o compartilhamento de avanços científicos nas operações. As agências estadunidenses envolvidas no desenvolvimento do WRF são: o NCAR MMM, o NCEP e o *Earth System Research Laboratory* (ESRL) da NOAA, o *Department of Defense's Air Force Weather Agency* (AFWA) e *Naval Research Laboratory* (NRL), o *Center for Analysis and Prediction of Storms* (CAPS) e a *University of Oklahoma*, e a *Federal Aviation Administration* (FAA); além da participação e cooperação de cientistas de outras universidades e instituições de vários países, inclusive do Brasil.

O WRF permite aos pesquisadores fazer simulações que refletem dados reais, mas também condições atmosféricas idealizadas. Proporciona à previsão operacional uma plataforma flexível e computacionalmente eficiente ao mesmo tempo em que propicia avanços na física, nos métodos numéricos e na assimilação de dados pela contribuição das muitas pesquisas feitas pela comunidade de desenvolvedores. Possui um sistema de assimilação de dados variacional de três dimensões e uma arquitetura de software que permite um paralelismo computacional e uma saída em diversas formas de arquivos que podem ser lidos por *softwares* utilizados para a construção de gráficos.

É um modelo completamente compressível, não-hidrostático (com opção de ser hidrostático) e integra as equações de Euler para os fluidos, que correspondem às equações de Navier-Stokes com as simplificações pertinentes. Estas são moldadas na forma de fluxo e usam variáveis com propriedades conservativas. A dinâmica conserva os escalares. Sua coordenada vertical é uma coordenada de pressão hidrostática que acompanha o terreno chamada de coordenada η (SKAMAROCK et al., 2008; WANG et al., 2012).

Para a discretização temporal, o núcleo ARW usa o esquema de integração no tempo Runge-Kutta de terceira ordem para os modos de lentas e baixas frequências; para os modos acústicos de alta frequência utiliza pequenos passos de tempo para manter a estabilidade numérica.

Os modos acústicos que se propagam horizontalmente e as ondas de gravidade são integrados no tempo com um método denominado para-frente-para-trás; os que se propagam verticalmente e as oscilações de flutuabilidade são integrados com um esquema implícito, chamado passo de tempo acústico.

A discretização espacial, através de diferenças finitas, é feita através da Grade C de Arakawa. Nela, as velocidades normais à uma grade são escalonadas meio comprimento de grade longe das variáveis dinâmicas, como temperatura por exemplo. Os termos de advecção (no núcleo ARW) estão na forma de divergência de fluxo, que é discretizada com uma aproximação centrada de 2ª ordem (SKAMAROCK et al., 2008; WANG et al., 2012).

A execução de uma rodada do WRF é feita em quatro etapas:

- 1. Sistema de Pré-processamento WRF (*WRF Preprocessing System*, WPS);
- 2. Assimilação de Dados WRF (*WRF-Data Assimilation*, WRF-DA);
- 3. Integração numérica através do núcleo ARW (*ARW Solver*);
- 4. Pós-processamento e ferramentas de visualização (*Post-processing e Visualization tools*);

A etapa 1 define o domínio de simulação e interpola os dados topográficos, climatológicos e meteorológicos. A etapa 2 é opcional e serve para modificar e melhorar a interpolação dos dados de entrada, quando se considerar que não estão com a qualidade ou a quantidade desejada, não tendo sido utilizada neste estudo. Na parte 3 é feita a previsão ou simulação propriamente dita. E na 4, o programa envolvido lê os dados de saída e os disponibiliza para uma ferramenta gráfica, como o *Grid Analysis and Display System* (GrADS). Neste trabalho, o GrADS foi utilizado para separar os dados que serão analisados. Para a análise, utilizou-se a linguagem R. O atual lançamento do WRF-ARW é a versão 3 disponível desde Abril de 2008. Utilizou-se aqui a atualização 3.3.

O WRF, como os outros modelos, faz uso de parametrizações; Stensrud (2007) define parametrização como o processo de representação de importantes processos que não podem ser resolvidos diretamente por um modelo numérico. Existem processos atmosféricos muito importantes para a dinâmica total do tempo e que estão na escala microscópica. Não existe algum modelo de previsão que resolva esta escala, pois demandaria custo computacional imenso apenas para uma pequena parcela de ar. A transferência de radiação através da atmosfera, com forte influência na temperatura da superfície, e a formação de gotas de nuvens são exemplos de processos físicos microscópicos. Existem outros de maior escala, como a formação de nuvens cumulus, que possuem algumas centenas de metros e também não podem ser resolvidos em modelos operacionais. Portanto, evidencia-se a importância da existência de esquemas de parametrização no código de um modelo de PNT, já que os processos que eles representam são alguns dos principais responsáveis pela adequada representação da atmosfera. Outra característica das parametrizações é focarem nos efeitos dos processos para a coluna vertical de cada célula individual do modelo (Figura 2.3), sendo que, em geral, examinam menos o que acontece

nas células vizinhas. Isso se explica porque, por natureza, estes processos espalham energia preferencialmente nesta direção. Entretanto, hoje, a contribuição dos processos de troca horizontal já é bastante usado, como, por exemplo, radiação, convecção e percolação.

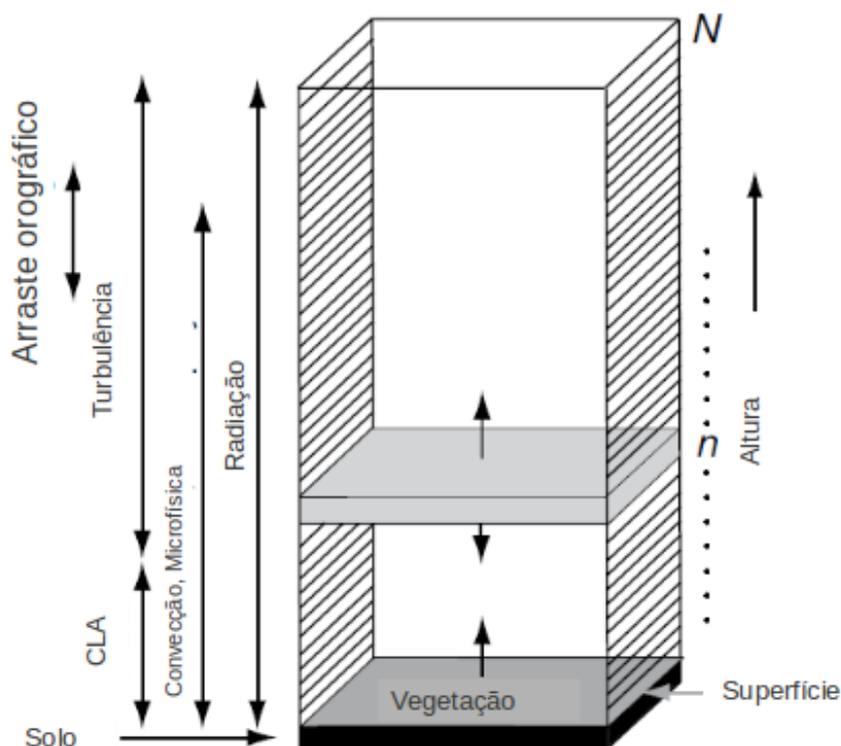


Figura 2.3 - Coluna vertical idealizada de uma célula de grade de um modelo, com N níveis verticais e as camadas de solo em preto. As camadas verticais onde as parametrizações de radiação, convecção, microfísica, CLA (turbulência), arraste orográfico e vegetação afetam as variáveis são indicadas pelas setas. Elas enfatizam o impacto das parametrizações apenas na coluna vertical, o que ocorre geralmente nos modelos.

Fonte: adaptado de Stensrud (2007).

Como foi comentado anteriormente, as parametrizações devem relacionar os processos de subgrade às variáveis conhecidas do modelo. Este não possui informações diretas a respeito dos termos a serem parametrizados para serem fornecidas na hora do cálculo. Ao contrário das variáveis conhecidas, que possuem medidas observacionais mais diretas. Os fluxos turbulentos, de momento por exemplo, são parametrizados em relação à variação local do vento, $\partial \bar{u} / \partial z$; a quantidade de radiação que atravessa a atmosfera pode ser relacionada à cobertura de nuvens e ao conteúdo de umidade do ar. Note-se que as parametrizações são sempre em relação às variáveis conhecidas do modelo.

Para avançar um passo no tempo, o modelo precisa das saídas fornecidas pelas

parametrizações, em sua maioria como contribuições para as derivadas temporais das variáveis, como temperatura, umidade, componentes do vento, para cada ponto de grade e nível vertical. Estas tendências são adicionadas às tendências devido à advecção, aos outros termos forçantes nas equações de movimento e a todos os outros termos resolvidos pelos esquemas de parametrização, para dar uma tendência temporal total para cada variável do modelo.

Os principais componentes atmosféricos parametrizados são microfísica, convecção, CLA, superfície e radiação. Para cada um deles, o WRF oferece diferentes esquemas para serem usados.

2.2 As Parametrizações de Camada Superficial

O WRF utiliza uma parametrização de CS, à parte da parametrização de CLA. Ela serve para calcular as velocidades de fricção e os coeficientes de troca que permitem o cálculo dos fluxos de calor e umidade pelos esquemas de terra-superfície e o cálculo da tensão de cisalhamento pelos esquemas de CLA. Os esquemas de CS não fornecem tendências, e sim apenas a informação da estabilidade que é repassada aos esquemas de terra-superfície e CLA. Sobre a água os fluxos de superfície e os campos diabáticos deste local são feitos na própria parametrização de CS. Cada esquema de CLA no WRF funciona com apenas um ou alguns determinados esquemas de CS (SKAMAROCK et al., 2008).

No modelo WRF, como foi comentado anteriormente, ao se usar determinado esquema de CLA é necessário escolher o esquema de CS que se encaixa a ele. Alguns oferecem mais de um esquema de CS a ser escolhido para ser rodado conjuntamente. A seguir são apresentadas os dois esquemas de CS utilizados nas simulações.

2.2.1 Camada Superficial MM5

O esquema CS *Fifth-Generation NCAR / Penn State Mesoscale Model* (MM5) deve ser rodado juntamente com a CLA BOU e a CLA YSU. Ele usa funções de estabilidade que são utilizadas no cálculo dos coeficientes de troca da superfície para calor, momento e umidade. Estas funções de estabilidade seguem Dyer e Hicks (1970), Paulson (1970), Zhang e Anthes (1982). Uma relação de Charnock é aplicada para o comprimento de rugosidade e a velocidade de fricção sobre a água (SKAMAROCK et al., 2008). Há quatro regimes de estabilidade que seguem Zhang e Anthes (1982), de acordo com o número de Richardson: menor que 0; igual a 0; entre 0 e 0.2; e maior que 0.2. Ri_c é assumido

como 0.2.

2.2.1.1 Camada Superficial Eta

O esquema CS Eta é baseado na teoria de similaridade de Monin-Obukhov de 1954. Inclui a parametrização da sub-camada viscosa. Sobre a água, a sub-camada viscosa é parametrizada explicitamente de acordo com Janjic (1994). Para levar em conta os seus efeitos sobre a terra, ela utiliza o comprimento de rugosidade para a temperatura e umidade, proposto por Zilitinkevich (1995), e resolve os fluxos superficiais por um método iterativo. Como deve ser rodada em conjunto com o esquema CLA Eta, ela é conhecida também como parametrização CS MYJ (SKAMAROCK et al., 2008).

2.3 As Parametrizações de Camada Limite Atmosférica

A partir das equações governantes do escoamento atmosférico, cada tipo de esquema de CLA parametriza os termos de divergências de fluxos destas equações, ou seja, a parte turbulenta, de uma forma diferente, para produzir a tendência das variáveis devido a estes termos. E fazem isso não só para a CLA, mas para a coluna atmosférica como um todo. Isso ocorre porque também existe turbulência acima da CLA, como a turbulência de céu claro, apesar de não ser uma característica tão marcante quanto próximo da superfície. Os esquemas são unidimensionais (focam em efeitos na coluna vertical). Normalmente utiliza-se um esquema de fechamento de turbulência para resolver a turbulência em todo o domínio vertical do modelo, mas às vezes é utilizado um esquema na CLA e outro para a atmosfera livre. Zhang e Anthes (1982) propõem um esquema de fechamento não-local para o período diurno e um local de 1ª ordem para condições estáveis e acima da CLA.

Blackadar (1978) desenvolveu um modelo de turbulência em que a troca de calor se dá entre o solo e cada nível da camada, o que caracteriza um esquema não-local. Zhang e Anthes (1982) fizeram simulações que seguem este modelo e verificaram os resultados com um conjunto de dados experimentais. Acharam bons resultados, apesar de as previsões para o período noturno possuírem mais falhas. Hong e Pan (1996) descrevem um esquema de difusão não-local, que se baseia em Troen e Mahrt (1986), e mostram que este esquema produz melhores estruturas de CLA do que um esquema local. Isso porque leva em conta os efeitos dos grandes turbilhões que ocorrem na CLA.

Os esquemas de fechamento locais são mais limitados. Um problema é que a estabilidade local não está necessariamente relacionada à quantidade de turbulência e

mistura que ocorre ali. Esta mistura muitas vezes está relacionada a grandes turbilhões, que podem ocupar toda a coluna da CLA (STENSRUD, 2007). Este problema tende a ser menos importante na CLE, que apresenta turbilhões pequenos.

Nos esquemas locais de 1ª ordem, os fluxos são parametrizados da seguinte forma, para uma variável x :

$$\overline{w'x'} = -Kdx/dz, \quad (2.1)$$

em que K é o coeficiente de difusão turbulenta e que muitas vezes tem valores diferentes para cada equação, como K_h para o calor e K_m para o momento.

Para a determinação de K , é muito usada, por exemplo, a teoria do comprimento de mistura (STULL, 1988), em que:

$$K_h = l^2 |du/dz|, \quad (2.2)$$

onde K_h é o coeficiente de difusão turbulenta para variáveis mássicas; e l é o comprimento de mistura, por exemplo, para o caso neutro (FOKEN, 2008):

$$l = \kappa z \quad (2.3)$$

Existem outras formas de calcular-se os K s e esse é um dos motivos de existir diferentes propostas para resolver a turbulência. De maneira geral cada uma funciona melhor para diferente situação, dependendo da estabilidade (SCHMENGLER, 2012). Outra diferença nas formulações é como são escritas as funções de estabilidade. Elas servem para informar ao esquema como está a estabilidade no local, geralmente em função do número de Richardson, e para associar a intensidade turbulenta ao valor de estabilidade.

Nos fechamentos locais de ordem 1.5 as parametrizações incluem equações prognósticas não somente para as variáveis médias, como \bar{u} , \bar{v} , $\bar{\theta}$ e \bar{q} , mas normalmente também para a variância da temperatura potencial e a ECT. Entretanto, alguns termos de momentos estatísticos de 2ª ordem são parametrizados. Um dos benefícios dos esquemas de fechamento de ordem 1.5 ou mais alta é que eles obtêm a intensidade da ECT, muito útil para a explicação dos valores médios das variáveis (YAMADA; MELLOR, 1975). Stensrud (2007) lembra que é preciso ter cuidado na hora de interpretar esquemas de fechamento não inteiros, como 1.5, pois a aplicação exata das aproximações é muitas vezes duvidosa.

Já os fechamentos locais de 2ª ordem escrevem equações prognósticas para todos os fluxos, como $\overline{u'w'}$, $\overline{u'\theta'}$, e adicionam um pouco mais de complexidade.

A seguir é apresentada uma descrição geral de cada parametrização de CLA usada neste trabalho.

2.3.1 Bougeault-Lacarrère (BOU)

A parametrização CLA BOU é descrita em Bougeault e Lacarrère (1989). É um esquema de fechamento não-local de ordem 1.5 que utiliza uma equação prognóstica para a ECT. Examina a turbulência para toda a troposfera, sendo que mostraram bons resultados para a turbulência nos níveis altos gerada pelo escoamento sobre regiões montanhosas.

Os momentos de 2ª ordem, ou seja, os fluxos, são parametrizados da seguinte forma:

$$-\overline{w'u'} = K_m \frac{\partial u}{\partial z} \quad (2.4)$$

$$-\overline{w'v'} = K_m \frac{\partial v}{\partial z} \quad (2.5)$$

$$-\overline{w'e'} = K_e \frac{\partial e}{\partial z} \quad (2.6)$$

$$-\overline{w'\theta'} = \begin{cases} K_h \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} - \gamma_c \right), & \text{para a CLC} \\ K_h \frac{\partial \theta}{\partial z}, & \text{para os demais casos} \end{cases} \quad (2.7)$$

Os coeficientes de difusão vertical são relacionados à ECT:

$$K_m = C_K l_K e^{1/2}, \quad K_h = \alpha_h K_m, \quad K_e = \alpha_e K_m \quad (2.8)$$

Em que K_e é o coeficiente de difusão turbulenta para a ECT; C_K é um coeficiente numérico e l_K um comprimento característico dos turbilhões. Considera-se os números de Prandtl turbulentos, α_h e α_e iguais a 1. A constante γ_c é o chamado fluxo contragradiente, que é aplicado somente na CLC, e permite que uma estratificação levemente estável persista com um fluxo de calor para cima.

Este esquema não usa funções de estabilidade, elas estão presentes apenas no esquema de CS. Ao contrário da YSU que tem funções de estabilidade também no próprio esquema de CLA. Utiliza o CS MM5 como esquema de CS.

2.3.2 Bougeault-Lacarrère-Modificada (BOU-Mod)

Percebeu-se que a CLA BOU deixa as temperaturas mínimas, em geral, muito altas, pois há muita turbulência (como será mostrado no capítulo 3). Por isso, inseriu-se uma função de estabilidade, f_m , no código para diminuir a turbulência quando Ri fica mais alto e repassar esta informação no cálculo dos coeficientes de difusão turbulenta:

$$K_m = C_K l_K e^{1/2} \cdot f_m \quad (2.9)$$

A função de estabilidade usada segue Louis (1979):

$$f_m = 1/(1 + 4.7Ri) \quad (2.10)$$

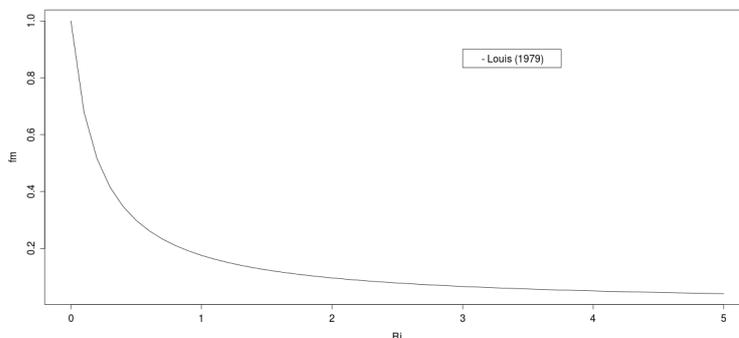


Figura 2.4 - Função de estabilidade seguindo Louis (1979), dada em função de Ri que representa a estabilidade local.

Esta função apresenta o formato observado na figura 2.4. Os valores caem quanto mais estável fica o ambiente, ou seja, maior fica Ri , com isso reduzindo a turbulência. Os resultados são analisados e comparados com as demais formulações.

2.3.3 Mellor-Yamada-Janjic (MYJ)

A CLA MYJ, também chamada de CLA Eta, é uma implementação do esquema de fechamento de turbulência Mellor-Yamada nível 2.5. É um fechamento local de ordem 1.5 que utiliza uma equação prognóstica para a ECT (MELLOR; YAMADA, 1982). Um limite é imposto no comprimento de escala principal, que é proporcional à raiz quadrada do dobro da ECT, bem como dependente da flutuabilidade e do cisalhamento do escoamento. No regime estável, este limite superior é derivado da condição de que a razão entre a variância da perturbação de velocidade vertical e a ECT não pode ser menor que a correspondente ao regime de não-turbulência. Além disso, há a exigência de que a ECT e o comprimento de escala principal sejam positivos. Depois de calculado, o comprimento de escala principal é modificado se não satisfizer às restrições citadas. A equação diferencial de produção ou destruição de ECT é resolvida iterativamente. As constantes empíricas foram revistas e os novos valores tiveram melhores resultados, apesar de não serem definitivos (JANJIC, 2001).

O esquema de fechamento da turbulência de Mellor-Yamada nível 2.5 é governado pelas seguintes equações (MELLOR; YAMADA, 1982; JANJIC, 2001):

$$-\overline{u'w'} = K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}, \quad -\overline{v'w'} = K_m \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \quad (2.11)$$

$$-\overline{w'\theta'_v} = K_h \frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}, \quad -\overline{C'w'} = K_h \frac{\partial \bar{C}}{\partial z} \quad (2.12)$$

$$K_m = l (2\bar{e})^{1/2} S_m, \quad K_h = l (2\bar{e})^{1/2} S_h \quad (2.13)$$

$$S_m (6 A_1 A_2 G_m) + S_h (1 - 3 A_2 B_2 G_h - 12 A_1 A_2 G_h) = A_2 \quad (2.14)$$

$$S_m (1 + 6 A_1^2 G_m - 9 A_1 A_2 G_h) - S_h (12 A_1^2 G_h + 9 A_1 A_2 G_h) = A_1 (1 - 3 C_1) \quad (2.15)$$

$$G_m = \frac{l^2}{2e} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right], \quad G_h = -\frac{l^2}{2e} \beta g \frac{\partial \theta_v}{\partial z} \quad (2.16)$$

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(l q S \frac{\partial \bar{e}}{\partial z} \right) = P_s + P_b - \varepsilon \quad (2.17)$$

$$P_s = -\overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \overline{u'w'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}, \quad P_b = \beta g - \overline{w'\theta'_v}, \quad \varepsilon = \frac{\bar{e}^{3/2}}{B_1 l} \quad (2.18)$$

Onde $S = 0.20$, $\beta = 1/273$, e as constantes A_1 , A_2 , B_1 , B_2 e C_1 são determinadas a partir de dados experimentais e relações internas. Lembrando que as constantes foram revistas (JANJIC, 2001); l é o comprimento de escala principal, como o comprimento de mistura; C representa aqui outras quantidades, inclusive os três estados da água, pois são quantidades passivas; K_m e K_h aqui também são os coeficientes de difusão turbulenta para o momento e o calor; P_s e P_b são termos que descrevem a produção de ECT devido ao cisalhamento e à flutuabilidade; ε é a dissipação viscosa, como definido no primeiro capítulo; G_m e G_h são calculados a partir da equação 2.16 e S_m e S_h a partir da solução do sistema composto pelas equações 2.14 e 2.15.

Nos casos muito estáveis, a turbulência desaparece, sendo isto diagnosticado a partir de um limite da razão $\overline{w'^2}/2e$.

A CLA MYJ é compatível à CS Eta.

2.3.4 Yonsei-University (YSU)

A parametrização CLA YSU é a nova geração da parametrização CLA *Medium Range Forecast Model* (MRF) (HONG; PAN, 1996) que adiciona um tratamento explícito da zona de entranhamento do topo da CLA. É um esquema de fechamento não-local de 1ª ordem, baseado no conceito de difusão não-local de Troen e Mahrt (1986), que adici-

ona um termo contragradiente na CLC para a temperatura potencial e as componentes horizontais do vento, questões não tão importantes para este trabalho, que tem a CLE como objeto de estudo. A YSU CLA fundamenta-se nos estudos de Noh et al. (2003) e no comportamento do algoritmo de Hong e Pan (1996). Aumenta a mistura no regime de convecção livre induzida termicamente e a reduz no regime de convecção forçada induzida mecanicamente, o que reduz problemas anteriores presentes na MRF PBL: a mistura excessiva na CLC na presença de vento forte e o crescimento muito rápido da CLA.

Além disso, como controla a mistura excessiva, as previsões de precipitação são mais realistas em relação à MRF PBL, pois como a CLA não cresce excessivamente rápido com a presença de vento forte, não fica tão seca. Isso ocorre porque a mistura turbulenta mais fraca acumula mais umidade próximo ao solo, que por sua vez, inicia convecção com precipitação leve para depois organizar convecção profunda, o que produz características mais realistas de precipitação. Ela consegue, por exemplo, simular uma linha dupla de intensa precipitação em regiões frontais (HONG; NOH; DUDHIA, 2006).

As equações para as variáveis prognósticas (como u, v, θ, q, C) são da forma:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_C \left(\frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c \right) - \overline{(w'C')}_h \left(\frac{z}{h} \right)^3 \right] \quad (2.19)$$

Em que K_c é o coeficiente de difusividade da variável; γ_c é o fluxo contragradiente usado para a CLC, que representa a contribuição dos turbilhões de grande escala para o fluxo total; $\overline{(w'C')}_h$ é o fluxo na zona de entranhamento; z é a altura a partir da superfície e h é a altura da CLA. O coeficiente de difusividade para o momento é:

$$K_m = \kappa w_s z \left(1 - \frac{z}{h} \right)^{p_e} \quad (2.20)$$

Onde p_e é o expoente da forma do perfil e vale 2. A escala de velocidade w_s é:

$$w_s = \left(u_*^3 + \phi_m \kappa w_*^3 z/h \right)^{1/3} \quad (2.21)$$

Onde ϕ_m é uma função para o perfil do vento calculada no topo da CS; e w_* é a escala de velocidade convectiva dada por:

$$w_* = \left[(g/\theta_{va}) \overline{(w'\theta'_v)}_0 h \right]^{1/3} \quad (2.22)$$

Na CLE assume-se que $w_s = u_*$, pois não há w_* ; uma vez que espera-se que a superfície esteja mais fria que o ar adjacente. Na expressão 2.22 θ_{va} é a temperatura potencial virtual no 1º nível; $\overline{(w'\theta'_v)}_0$ é o fluxo de calor virtual a partir da superfície. Os coeficientes de difusividade para o calor e a umidade, K_h e K_q , são calculados a partir de K_m através de uma relação com o número de Prandtl, Pr , dada por:

$$Pr = 1 + (Pr_0 - 1) \exp \left[-3 (z - r_z h)^2 / h^2 \right] \quad (2.23)$$

Onde Pr_0 é o número de Prandtl no topo da CS e vale $Pr_0 = \phi_h/\phi_m + b\kappa r_z$; b é um coeficiente de proporcionalidade; r_z é a razão entre a altura da CS e a altura da CLA e vale 0.1; ϕ_h e ϕ_m são funções de estabilidade para o calor e o momento utilizadas na física da CS e calculadas na parametrização de CS. A função de estabilidade para a umidade, ϕ_q , é obtida como ϕ_h . A CLA YSU utiliza em conjunto o mesmo esquema de CS que a CLA BOU, o CS MM5.

2.4 Observações

Obtiveram-se dados do ano de 2012 de 26 estações automáticas do INMET instaladas nos municípios de Alegrete, Bagé, Bento Gonçalves, Caçapava do Sul, Camaquã, Canguçu, Cruz Alta, Erechim, Frederico Westphalen, Jaguarão, Lagoa Vermelha, Passo Fundo, Porto Alegre, Quaraí, Rio Grande, Rio Pardo, Santa Maria, Santa Rosa, Santana do Livramento, Santo Augusto, São Borja, São Gabriel, São José dos Ausentes, São Luiz Gonzaga, Torres e Uruguaiana (INMET, 2012). A figura 2.5 mostra a localização destas estações.

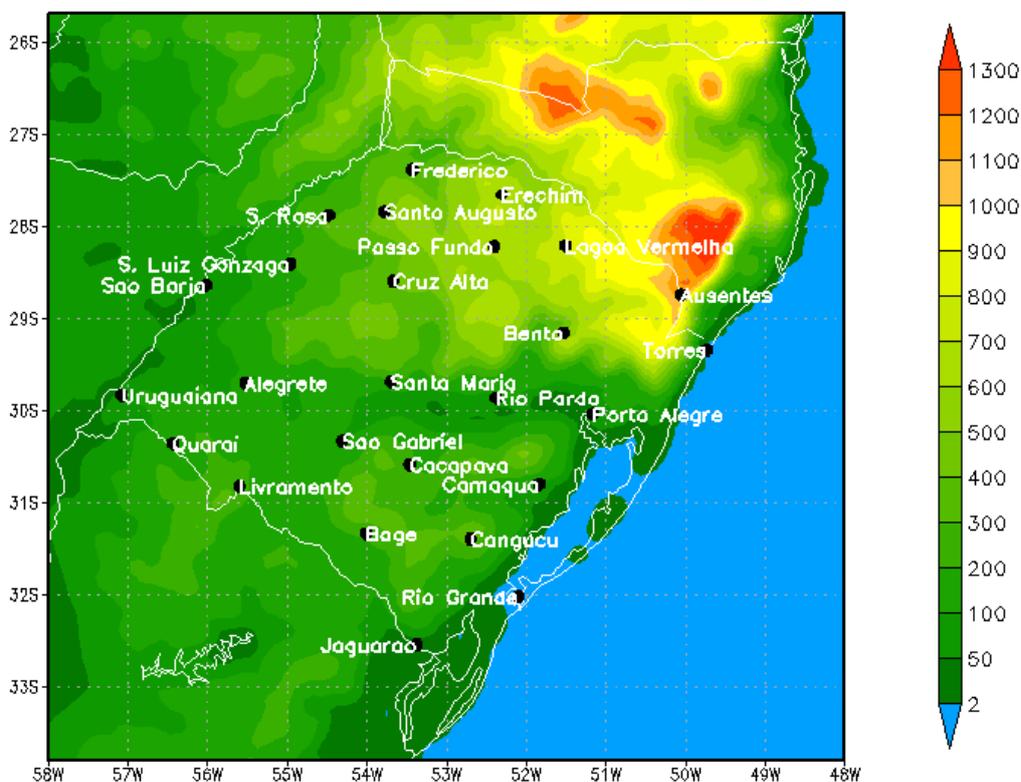


Figura 2.5 - Localização das estações e topografia da região em estudo (m).

A partir desses dados, extrairam-se variáveis, como temperatura e velocidade do vento (estas a 2 e a 10 m, respectivamente) e chuva das 03 às 09 UTC, ou seja, das 00 às 06 (hora local), para cada dia do mês de Julho de 2012, que corresponde ao período em que geralmente ocorre a temperatura mínima.

Para a análise dos resultados, são muito utilizadas também as altitudes de cada estação e do ponto de grade mais próximo à uma coordenada no modelo. A tabela 2.1 apresenta seus valores para cada estação.

Tabela 2.1 - Altitudes real e do modelo, a partir do ponto de grade mais próximo, para cada estação.

Estação	Altitude (m)	Altitude do ponto de grade (m)
Alegrete	121	185
Bagé	230	246
Bento G.	640	494
Caçapava S.	450	253
Camaquã	108	93
Canguçu	464	306
Cruz Alta	432	381
Erechim	765	654
F. Wesphalen	490	334
Jaguarão	47	20
Lagoa V.	842	781
Passo Fundo	684	620
Porto Alegre	47	43
Quarai	124	133
Rio Grande	2	0
Rio Pardo	111	84
Santa Maria	95	168
Santa Rosa	276	303
S. Livramento	328	252
Santo Augusto	550	456
São Borja	83	60
São Gabriel	126	104
S. J. Ausentes	1230	1165
S. L. Gonzaga	145	197
Torres	4	3
Uruguaiana	62	56

A partir dos valores de altitude, toma-se a diferença entre a da estação e do ponto de grade para relacionar aos erros da previsão.

2.5 Análise Estatística

Para fazer uma análise da acurácia das previsões, são utilizados dois métodos estatísticos: erro quadrático médio (EQM) e viés fracionário (FB, do inglês *fractional bias*). São definidos a seguir.

2.5.1 Erro Quadrático Médio (EQM)

EQM é uma medida comum da acurácia de uma previsão. É expresso como (WILKS, 2006):

$$EQM = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N (m_k - o_k)^2 \quad (2.24)$$

Em que N representa a quantidade de dados observados, portanto, também de dados previstos; k é o índice da posição dos dados; p_k representa os diferentes dados previstos; e o_k representa os diferentes dados observados.

2.5.2 Viés Fracionário (FB)

FB é outra medida da acurácia da previsão e indica se esta superestima ou subestima os dados, de acordo com o sinal do resultado, mostrando, ainda, qual o percentual de subestimação ou superestimação. É expresso como (HANNA, 1989):

$$FB = \frac{(\bar{p} - \bar{o})}{0.5(\bar{p} + \bar{o})} \quad (2.25)$$

Em que \bar{p} é a média dos dados previstos e \bar{o} é a média dos dados observados.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados e as discussões serão divididos em quatro partes: análise geral, análise por noite, análise por estação e análise por noite e por estação. Nas últimas três partes procura-se encontrar características predominantes que têm dependência marcante de fatores externos, como vento e topografia.

3.1 Análise Geral

A tabela 3.1 mostra o EQM e o FB entre as temperaturas prevista e observada, considerando todos os dados desta variável, ou seja, todos os horários, todas as noites e todas as estações, para cada esquema utilizado. O FB apresenta os valores bem pequenos porque corresponde ao percentual de erro (obtido em porcentagem apenas multiplicando-se por 100) em relação aos valores médios das variáveis. Como os valores de temperatura estão em K, o que é necessário para não envolver medidas negativas (caso fosse em C), o percentual de erro em relação à valores médios próximos de 300 K fica pequeno. O que não quer dizer que seja pequeno um erro de 3 K por exemplo. Além disso, os valores são obtidos para os dados originais e com correção. Esta correção corresponde à compensação adiabática que foi feita devido à diferença entre a altitude do ponto de grade mais próximo e da estação, ΔH . Por exemplo, a estação de Santa Maria é situada no modelo em torno de 168 m de altitude, enquanto a estação fica à 95 m. Portanto, a temperatura prevista para Santa Maria tem seu valor diminuído por aproximadamente 0,7 °C, que corresponde à variação adiabática associada à maior altura da estação. Apesar de Santa Maria ser utilizada no exemplo, o modelo, ao contrário desta estação, subestima consistentemente a topografia. Se o modelo tivesse a topografia correta, esta correção estaria naturalmente presente nele. Com a melhora da resolução da integração, este problema poderia diminuir.

Para os dados sem correção, MYJ apresentou o menor EQM, sendo que costuma superestimar as temperaturas (FB positivo). Com a correção, BOU, MYJ e YSU ficaram com os erros muito próximos. Entretanto, enquanto a primeira e a última continuam superestimando a temperatura, em menor magnitude, MYJ passou a subestimar. A correção mostrou que, naturalmente, caso estivesse com a topografia correta, o modelo subestimaria a temperatura mais do que os resultados iniciais mostravam. Isso fez com que BOU-Mod que já tinha um FB negativo, ficasse com esta medida ainda mais negativa e aumentasse bastante o erro.

A dificuldade apresentada por modelos de mesoescala em preverem corretamente

temperaturas mínimas foi abordada em diversos trabalhos do Grupo de Micrometeorologia da UFSM (Lumet). Santos et al. (2012), por exemplo, fizeram uma comparação ampla ao envolver 1 ano inteiro de previsões e utilizar o BRAMS, para 13 estações no estado de Santa Catarina (SC). O resultado (Figura 3.1) mostrou uma tendência geral do modelo superestimar a temperatura mínima, e ainda que esta tendência é maior nos casos mais frios. No presente trabalho, quando se fala em superestimação pelo modelo, significa que os valores absolutos da variável em questão estão mais altos no modelo que os valores observados. Subestimação significa valores absolutos do modelo mais baixos. Cabe lembrar que espera-se que os casos mais frios sejam com pouco vento, ou seja, com menos turbulência.

A dificuldade maior que os modelos têm nos casos mais frios se deve ao fato deles não reproduzirem corretamente o fenômeno de desacoplamento entre a superfície e a atmosfera que se verifica quando há muito resfriamento radiativo noturno. Isso foi mostrado por Brum et al. (2010), que relataram que em diversas estações, como as de Santa Maria, São Gabriel e Rio Pardo, o erro da previsão de temperatura mínima aumenta abruptamente quando a velocidade do vento noturno é pequena, condição em que ocorreu o desacoplamento (Figura 3.2).

Aqui foi feita uma análise semelhante com todos os dados de temperatura deste trabalho, provenientes das previsões do WRF. Foram analisados os valores entre as 00 e 06 (hora local), para os 31 dias e 26 estações, o que totalizaria 5642 dados para cada variável e cada parametrização. Este número é um pouco menor pois há dados observados faltantes, o que impossibilita a comparação nestas horas.

Acompanhando pela figura 3.3, nota-se que com o WRF a magnitude do erro em relação ao BRAMS diminuiu. Entretanto, para os casos mais quentes, em que o BRAMS, em geral, superestimava e apresentava um erro menor que o WRF, o WRF passou a errar mais, subestimando consideravelmente a temperatura para todos os esquemas. Note-se que esta característica é mais marcante em BOU-Mod e MYJ. Em relação aos casos mais frios, os esquemas continuam deixando o ambiente mais quente, sendo isto mais marcante para BOU e YSU. Destaca-se o papel da função de estabilidade em BOU-Mod que corrigiu bastante esta dificuldade, apesar de ser a que mais erra com ambiente neutro, turbulento.

Tabela 3.1 - EQM e FB para cada parametrização.

Parametrização	Sem correção		Com correção	
	EQM	FB	EQM	FB
BOU	2,11	0,0022	2,29	0,0006
BOU-Mod	2,14	-0,0009	2,47	-0,0026
MYJ	1,98	0,0005	2,27	-0,0011
YSU	2,07	0,0022	2,26	0,0005

A figura 3.4 é similar à figura 3.3, mas com a correção adiabática mencionada acima. Observando atentamente, é possível notar que com a correção a nuvem de dados foi deslocada em direção à temperatura observada. Naturalmente, o modelo subestima mais a temperatura, o que já era evidenciado pelos valores do FB na tabela 3.1. A partir daqui, toda a análise será feita com esta correção.

Com os mesmos dados foi feita uma figura semelhante, mas em médias de blocos (Figura 3.5). Nela pode-se observar as mesmas características da figura anterior mas, além disso, esta figura sugere que o modelo apresenta menor variabilidade que a natureza, ou seja, superestima os valores mais frios e subestima os mais quentes.

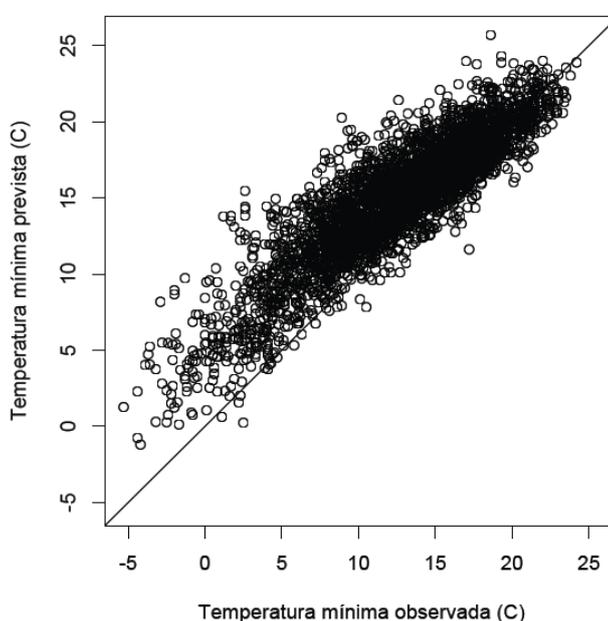


Figura 3.1 - Comparação entre a temperatura mínima observada e prevista pelo BRAMS em 13 estações do INMET no estado de SC.

Fonte: Santos et al. (2012).

As figuras 3.6 e 3.7 são similares às figuras 3.3 e 3.5, mas utilizou-se apenas as temperaturas mínimas de cada noite e cada estação, sendo a forma mais conveniente para a comparação com os trabalhos de Santos et al. (2012) e Brum et al. (2010). Lembra-se que os dados horários utilizados na análise são das 00 às 06 (hora local). Portanto, a mínima corresponde a este período.

O comportamento descrito para os dados em geral ocorre também para as mínimas. Uma diferença que se observa na figura 3.7 é que os esquemas BOU e YSU estão com uma boa previsão média para os casos mais quentes. Isso não sugere, necessariamente, menor variabilidade em relação aos dados observados, pois a média de blocos atenua muito a variabilidade dos pontos.

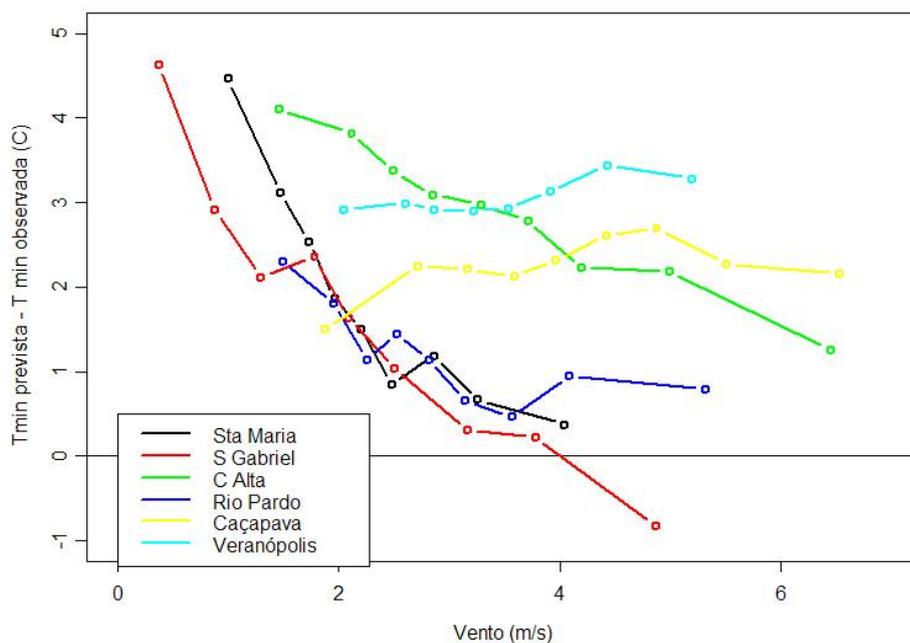


Figura 3.2 - Erro da previsão de temperatura mínima (T_{min}) do BRAMS em função do vento para cada estação.

Fonte: Brum et al. (2010).

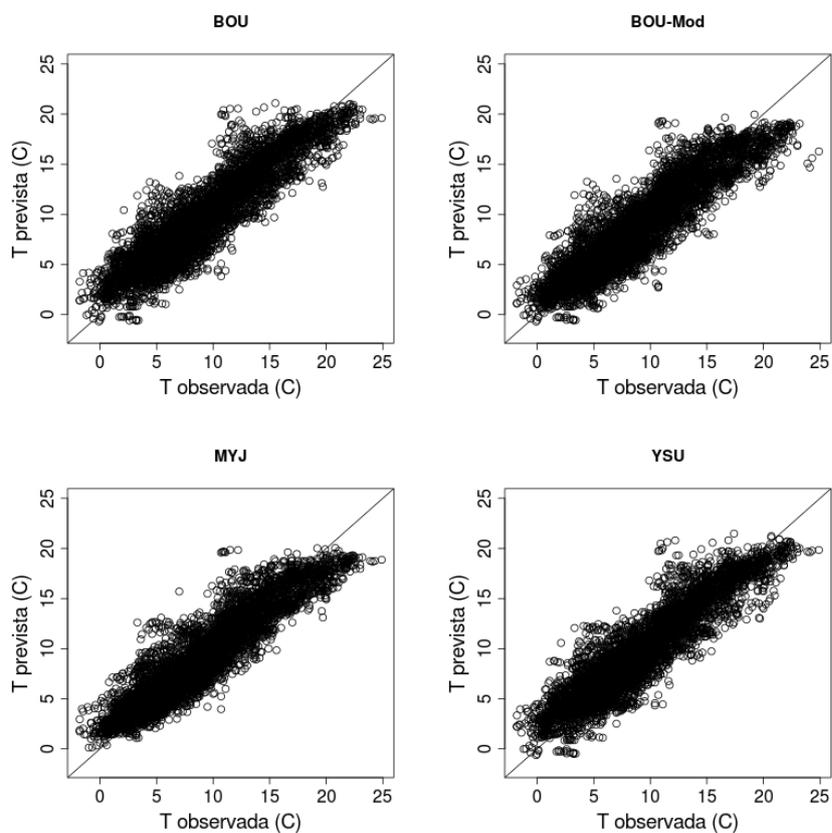


Figura 3.3 - Comparação entre a temperatura (T) observada e prevista pelo WRF para cada parametrização.

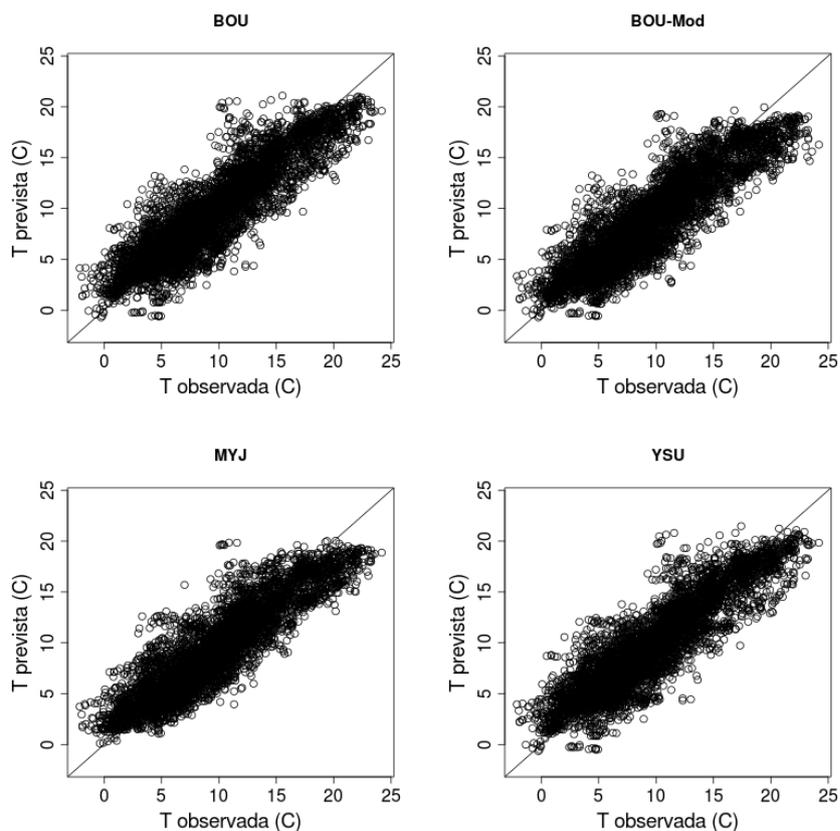


Figura 3.4 - Comparação entre a temperatura (T) observada e prevista pelo WRF para cada parametrização com a correção adiabática de ΔH (as próximas figuras sempre possuem esta correção).

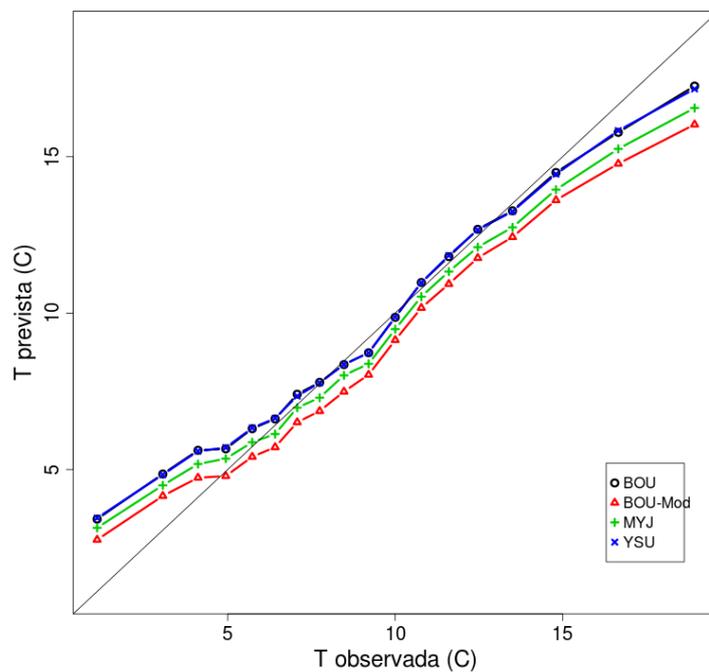


Figura 3.5 - Comparação em blocos entre a temperatura (T) observada e prevista pelo WRF para cada parametrização, sendo que cada ponto representa 300 dados, observados e previstos.

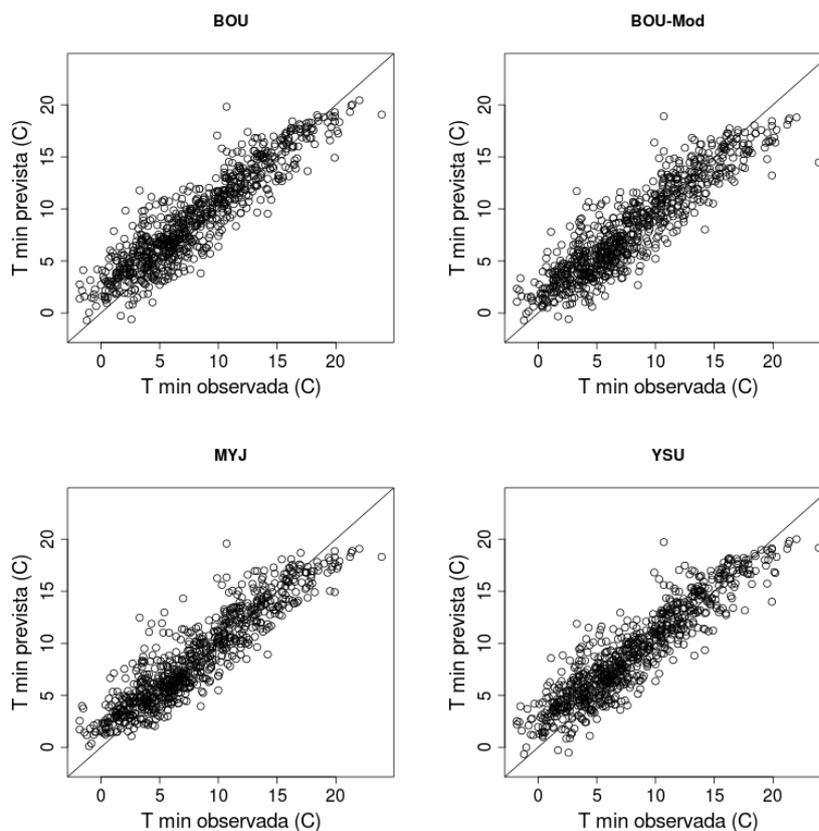


Figura 3.6 - Comparação entre a temperatura mínima (T min) observada e prevista pelo WRF para cada parametrização.

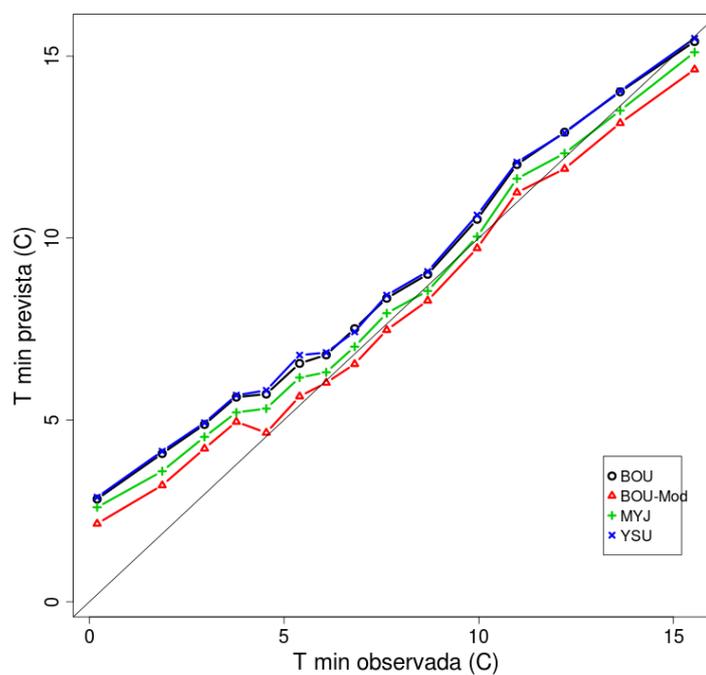


Figura 3.7 - Comparação em blocos entre a temperatura mínima (T min) observada e prevista pelo WRF para cada parametrização, sendo que cada ponto representa 50 dados, observados e previstos.

Para investigar se o modelo apresenta de fato menor variabilidade, como sugerem as figuras 3.5 e 3.7, confrontou-se os desvios padrões das temperaturas observadas com os desvios padrões das previstas em relação à todas as 26 estações, para cada noite e cada horário. O resultado é apresentado na figura 3.8. A análise é feita com a conversão das temperaturas para os seus valores potenciais. Pode-se observar a forte diferença entre os dados observados e previstos. Consistentemente, em todas as formulações, há menos variabilidade espacial e temporal no modelo que no mundo real. Isso se traduz na tendência de superestimar os menores valores, subestimando os maiores.

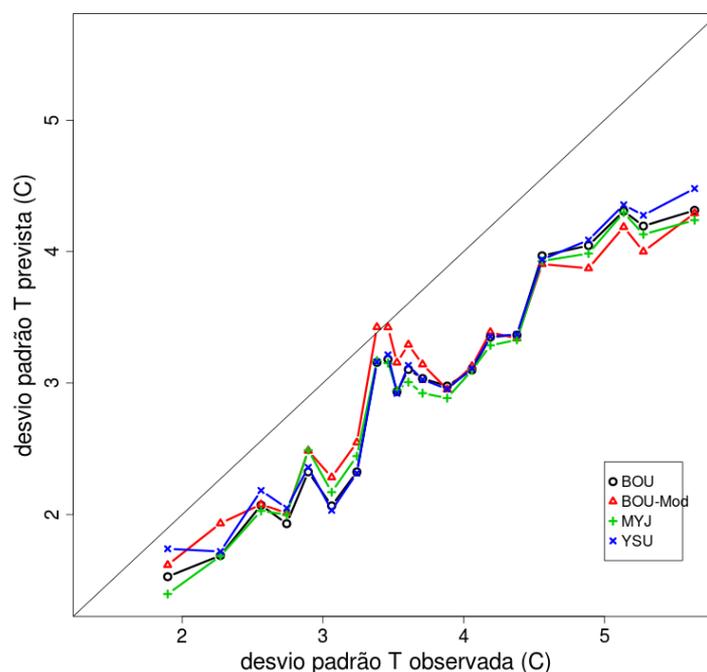


Figura 3.8 - Comparação em blocos entre os desvios padrões (calculados entre as 26 estações) da temperatura (T) observada e prevista pelo WRF para cada parametrização, sendo que cada ponto representa 10 dados, observados e previstos.

Outra análise feita foi em relação ao horário da mínima, considerando os dados das 00 às 06 (hora local). Percebe-se que a frequência está bem distribuída entre as 00 e às 05 horas para os dados observados (Figura 3.9). Além disso, como é esperado para a CLE, a maioria das mínimas ocorreu no final da noite, às 06 horas. Já o modelo apresentou um comportamento distinto (Figura 3.10). Apresentou, além do pico esperado das 06, outro pico às 00 horas. Este resultado sugere que se o modelo inicia a madrugada turbulento, permanece turbulento ao longo da noite, ou seja, segue esquentando; se inicia mais estável, permanece mais estável e segue esfriando. Falta, portanto, algo que informe ao modelo quando a turbulência muda de comportamento. Esta dificuldade parece ser maior com BOU e YSU.

A intensidade turbulenta de cada formulação é a sua característica mais impor-

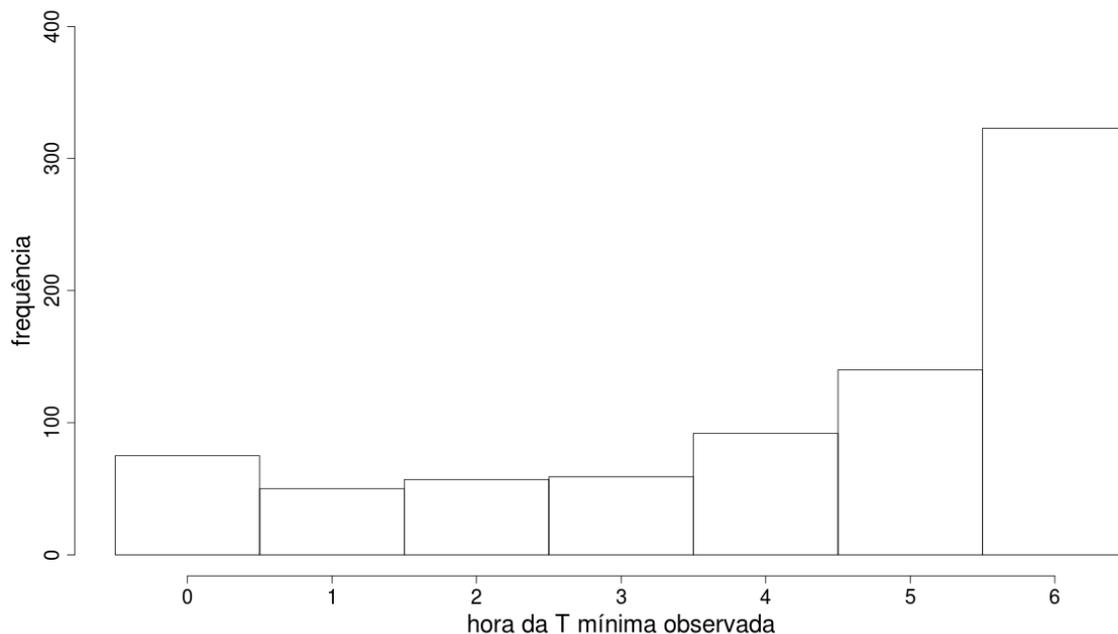


Figura 3.9 - Frequência de ocorrência da temperatura mínima em cada hora com os dados observados.

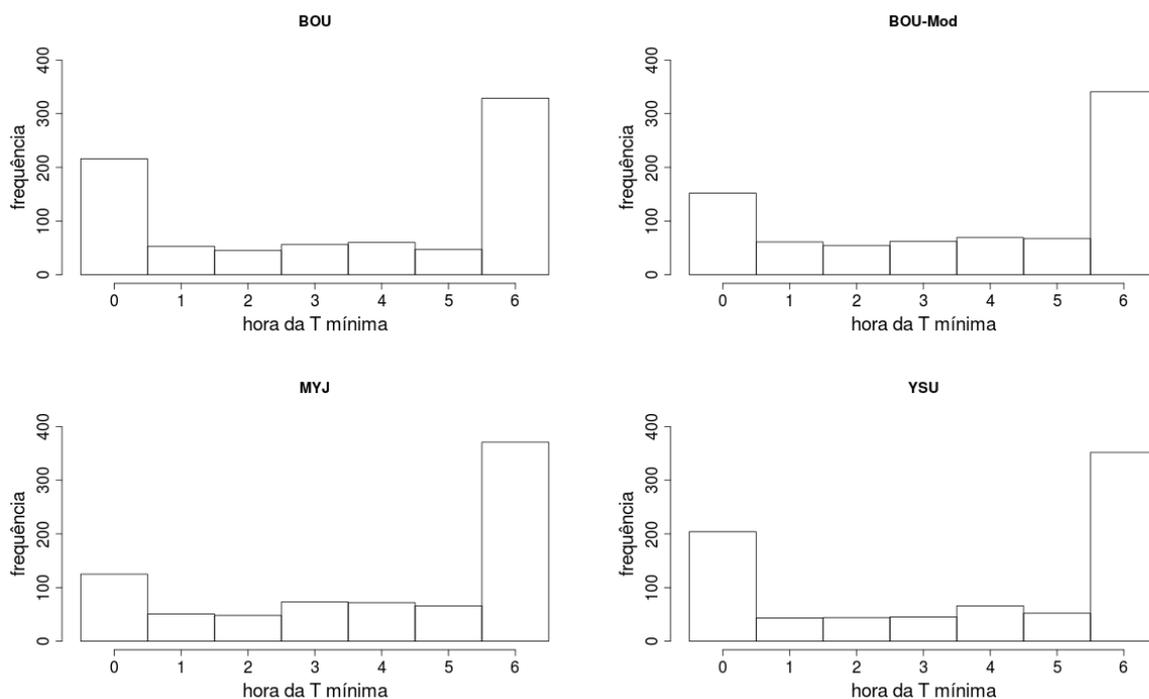


Figura 3.10 - Frequência de ocorrência da temperatura mínima em cada hora com os dados previstos.

tante no que diz respeito aos valores previstos de temperatura. Por isso, antes de prosseguirmos com a análise dos erros é conveniente verificar como a turbulência depende da estabilidade em cada caso. Assim, representando estabilidade e turbulência por z/L e u_* , respectivamente, a figura 3.11 mostra que as duas variáveis têm uma forte correlação ne-

gativa, ou seja, estão bem ligadas uma à outra. Além disso, BOU e YSU apresentam um comportamento diferente de BOU-Mod e MYJ. É importante notar que as duas primeiras são mais turbulentas que as últimas, principalmente na situação neutra, o que mostra que o modelo tem maior sensibilidade nestes casos. Essa menor turbulência ajuda a explicar o fato porque BOU-Mod subestimou as temperaturas mais que BOU e YSU, já que estas duas são mais turbulentas.

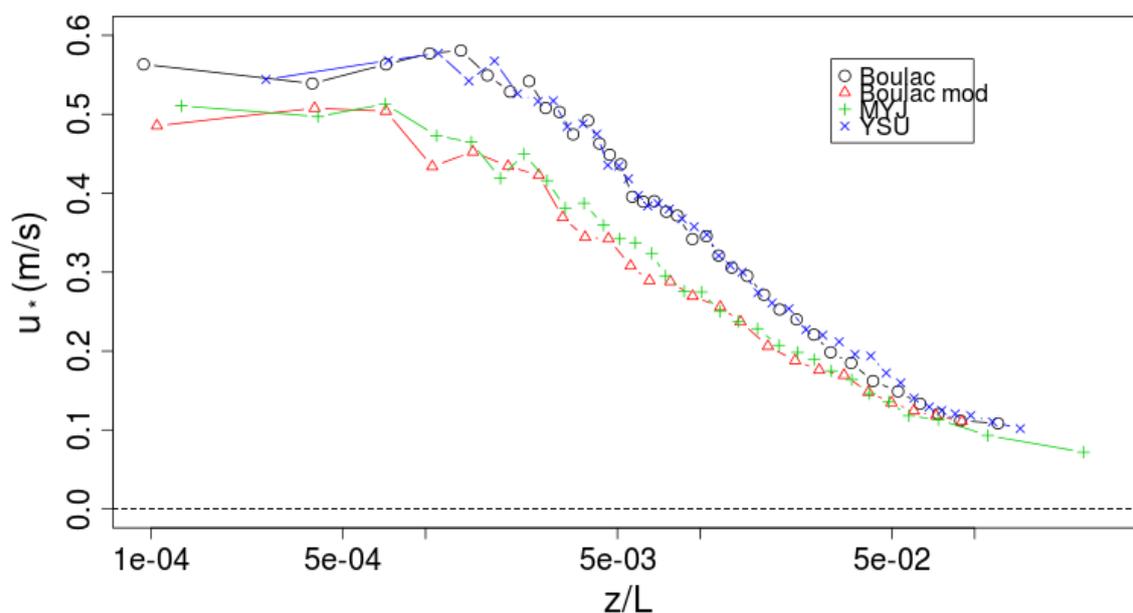


Figura 3.11 - u^* em função de z/L em blocos a partir do WRF para cada parametrização, sendo que cada ponto representa 100 dados.

A figura 3.12 tem como medida estatística o erro médio (EM) da temperatura, que é simplesmente a média da diferença entre cada dado previsto e seu correspondente observado. Existem dois comportamentos. Os erros de BOU e YSU são maiores para os casos mais estáveis, de vento fraco, assim como ocorria no BRAMS. Com BOU-Mod e MYJ os erros são maiores para os casos mais turbulentos, mostrando que estas duas são parametrizações menos turbulentas, com maior dificuldade de previsão com vento de magnitude maior. Estas têm dificuldade em produzir turbulência, enquanto as outras têm maior dificuldade em desacoplar. Novamente evidencia-se o papel da função de estabilidade, tornando BOU-Mod a parametrização menos turbulenta entre as quatro. Também é importante notar que todas as formulações subestimam temperatura em condições de vento mais intenso. Isso mostra que mesmo as parametrizações mais turbulentas (BOU e YSU) não têm mistura suficiente nas situações mais próximas à neutralidade. Outra questão interessante é que a partir de um determinado valor de velocidade do vento, em torno de 2.5 m/s, o ambiente já estaria bem misturado, sendo que o aumento da velocidade do

vento não causa diferença no erro de previsão de temperatura.

A análise do erro de temperatura em função de um Ri regional, $Ri_{regional}$, comprova isto, sendo que este foi definido aqui como:

$$Ri_{regional} = \frac{\theta_{max} - \theta_{obs}}{V_{obs}} \quad (3.1)$$

Em que θ_{max} é a temperatura potencial máxima entre as 26 estações; θ_{obs} é a temperatura potencial de cada estação; e V_{obs} é a velocidade do vento à 10 m de cada estação; isso para todos os dados, ou seja, para cada horário de cada noite e para cada estação. Este $Ri_{regional}$ é usado com o propósito de quantificar a estabilidade atmosférica a partir dos dados observados.

Observa-se que no modelo WRF, utilizado neste trabalho, existe uma grande dificuldade de as parametrizações de CLA se comportarem bem nos dois extremos de turbulência. As que apresentam melhor previsão para os casos estáveis, têm maior dificuldade nos casos turbulentos (Figura 3.13). E assim reciprocamente.

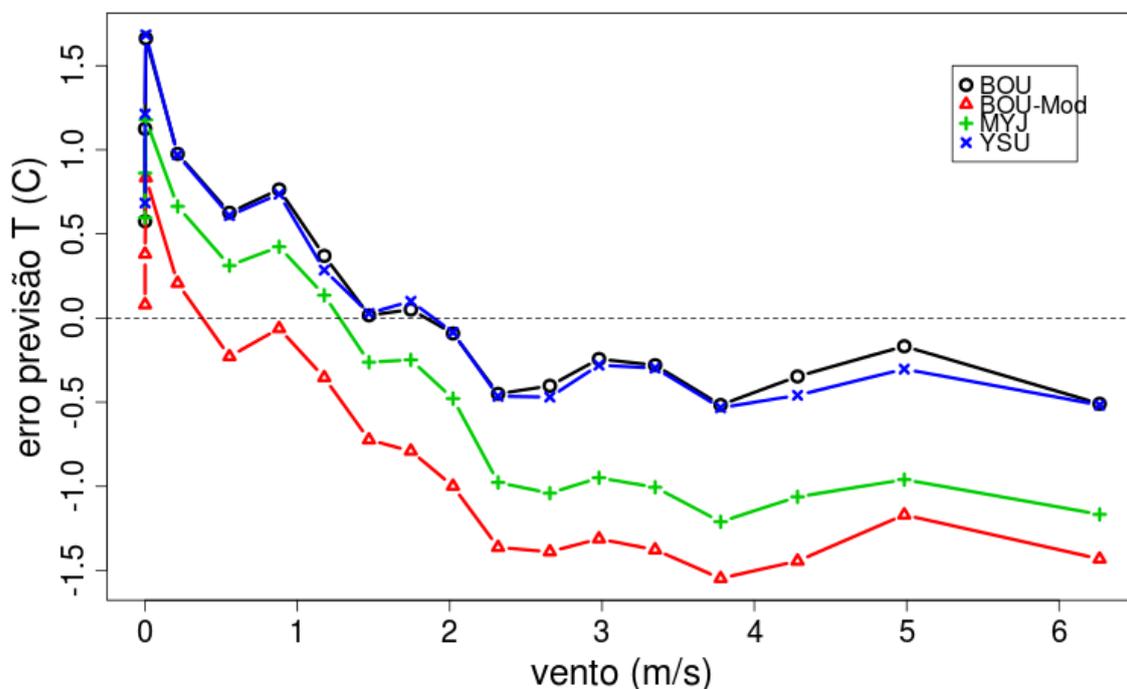


Figura 3.12 - EM em blocos da previsão de temperatura (T) em função do vento observado, sendo que cada ponto representa 300 dados, observados e previstos.

Todas parametrizações superestimam temperatura nos casos mais estáveis e su-

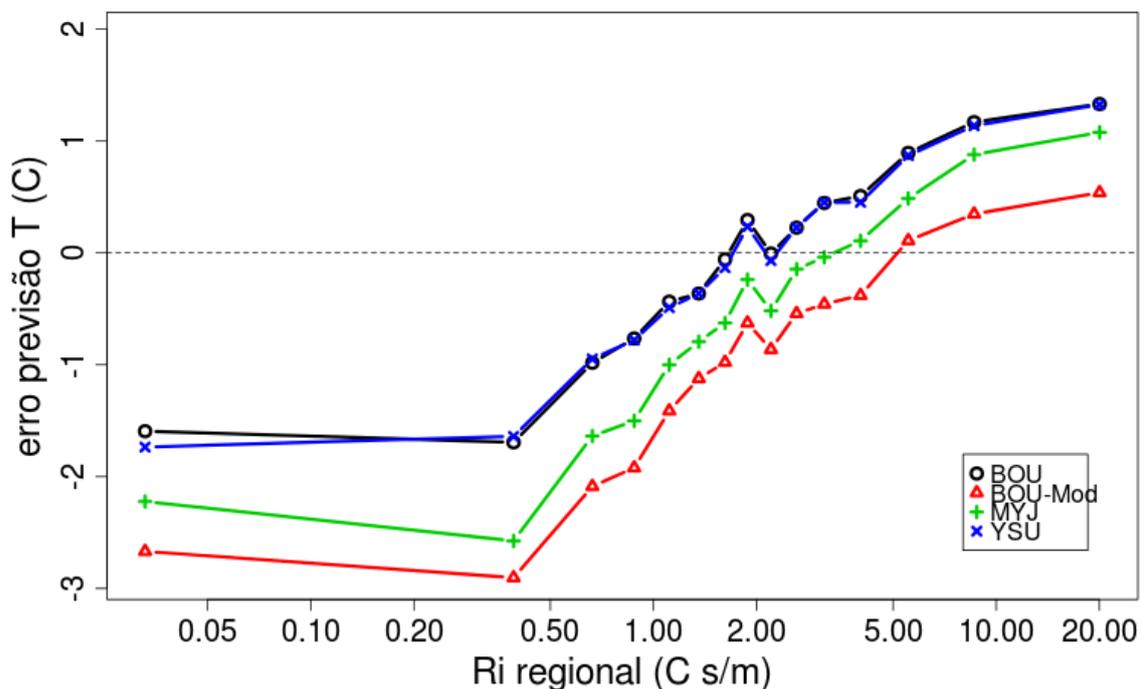


Figura 3.13 - O mesmo que a figura 3.12, mas em função do $Ri_{regional}$.

bestimam em condições pouco estáveis, de acordo com os resultados observados na figura 3.13.

3.2 Análise por Noite

Aqui foi feita uma análise por noite, o que permite observar como os erros se comportam de acordo com o regime de turbulência presente em cada uma delas. A tabela 3.2 mostra o EQM e o FB entre as temperaturas previstas e observadas, considerando todos os dados desta variável para cada noite.

Pode-se observar uma grande variabilidade nos valores estatísticos, com EQM de 1,26 (YSU) a 4,16 (BOU-Mod) e FB de -0,0131 (BOU-Mod) a 0,0046 (BOU). Os valores extremos de FB, mesmo que não sejam para a mesma noite, notoriamente, mostram o impacto da função de estabilidade. As figuras 3.14 e 3.15 ajudam a entender essa variação.

Tabela 3.2 - EQM e FB para cada noite e cada parametrização.

Noite	BOU		BOU-Mod		MYJ		YSU	
	EQM	FB	EQM	FB	EQM	FB	EQM	FB
1	2,04	-0,0035	2,60	-0,0069	2,27	-0,0053	2,10	-0,0037
2	2,66	-0,0066	4,16	-0,0131	3,21	-0,0093	2,90	-0,0067
3	2,77	0,0007	2,83	-0,0016	2,64	-0,0009	2,81	0,0038
4	1,98	0,0017	1,93	0,0002	1,73	0,0006	1,90	0,0017
5	1,55	0,0000	2,48	-0,0037	2,23	-0,0035	1,61	0,0007
6	1,59	0,0027	1,43	0,0002	1,44	-0,0001	1,50	0,0021
7	1,48	0,0046	1,44	0,0024	1,39	0,0015	1,62	0,0034
8	2,34	0,0002	2,21	-0,0010	2,09	0,0010	2,40	0,0006
9	2,27	0,0008	2,84	-0,0062	2,39	-0,0025	2,38	0,0005
10	1,62	-0,0013	2,08	-0,0045	1,87	-0,0032	1,65	-0,0017
11	1,89	0,0037	1,64	0,0019	1,54	0,0010	1,77	0,0030
12	2,15	0,0001	2,18	-0,0007	2,01	0,0012	2,10	0,0007
13	1,78	0,0030	1,85	-0,0021	1,66	-0,0004	1,70	0,0025
14	2,61	-0,0004	2,99	-0,0054	2,58	-0,0033	2,57	-0,0008
15	2,01	0,0041	1,74	0,0015	1,65	0,0021	1,96	0,0039
16	1,90	0,0033	1,91	-0,0007	1,84	-0,0001	1,86	0,0025
17	1,77	0,0014	1,76	-0,0014	1,80	-0,0001	1,76	0,0012
18	2,39	-0,0020	2,50	-0,0029	2,43	-0,0021	2,35	-0,0014
19	2,47	0,0018	2,45	-0,0014	2,58	0,0016	2,52	0,0028
20	2,93	-0,0016	2,88	-0,0056	2,56	-0,0013	2,96	-0,0009
21	2,27	-0,0010	2,92	-0,0069	2,51	-0,0029	2,26	-0,0003
22	2,93	-0,0042	3,13	-0,0065	2,93	-0,0040	2,92	-0,0035
23	2,66	0,0010	2,77	-0,0024	2,70	-0,0009	2,44	0,0014
24	2,78	0,0015	2,80	-0,0025	2,79	-0,0006	2,76	0,0013
25	1,91	0,0032	1,75	0,0018	1,68	0,0013	1,82	0,0028
26	2,59	-0,0003	2,68	-0,0010	2,56	0,0015	2,71	0,0007
27	2,67	0,0013	2,61	0,0001	2,52	0,0027	2,65	0,0016
28	2,79	-0,0040	3,19	-0,0063	2,77	-0,0034	2,44	-0,0024
29	2,80	0,0043	2,62	0,0007	2,65	0,0013	2,74	0,0036
30	2,16	0,0031	1,95	-0,0005	1,80	0,0000	2,07	0,0023
31	1,40	0,0010	1,87	-0,0043	1,81	-0,0042	1,26	0,0001

As figuras desta seção apresentam outro tipo de Ri , um Ri estadual, $Ri_{estadual}$, usado para caracterizar a estabilidade de uma dada noite para a rede de estações. Foi definido como:

$$Ri_{estadual} = \frac{\theta_{max} - \theta_{min}}{\overline{V_{obs}}} \quad (3.2)$$

Em que θ_{max} é a temperatura potencial máxima entre as 26 estações e entre os 7 horários; $Ri_{estadual}$ é calculado para cada noite; θ_{min} é a temperatura potencial mínima da noite; e $\overline{V_{obs}}$ é a velocidade média do vento à 10 m, médio da noite. Portanto, a classificação das noites foi feita por um critério de estabilidade. É o $Ri_{estadual}$ que caracteriza cada

uma delas.

Analisando os gráficos (Figuras 3.14 e 3.15) é possível notar que nas noites estáveis os erros sempre são grandes, enquanto as mais estáveis possuem tanto erros grandes como erros pequenos. Além disso, BOU-Mod apresentou a maior variação de erros nos casos mais instáveis, confirmando que ela se comportou melhor com ambiente estável. Na figura 3.15 observa-se mais uma vez a tendência geral de subestimar temperatura nos casos pouco estáveis, para todas parametrizações, mas especialmente para BOU-Mod e MYJ. Também é interessante notar uma tendência de redução do FB nos casos mais estáveis. Isso, porém, não indica melhoria do desempenho do modelo nesses casos, como atestado na figura 3.14, que mostra que o EQM não é reduzido nessas situações. Assim, a redução do FB para grandes valores de estabilidade indica que, nesses casos, a subestimativa das estações com mais ventos é compensada por superestimativa nas estações mais calmas.

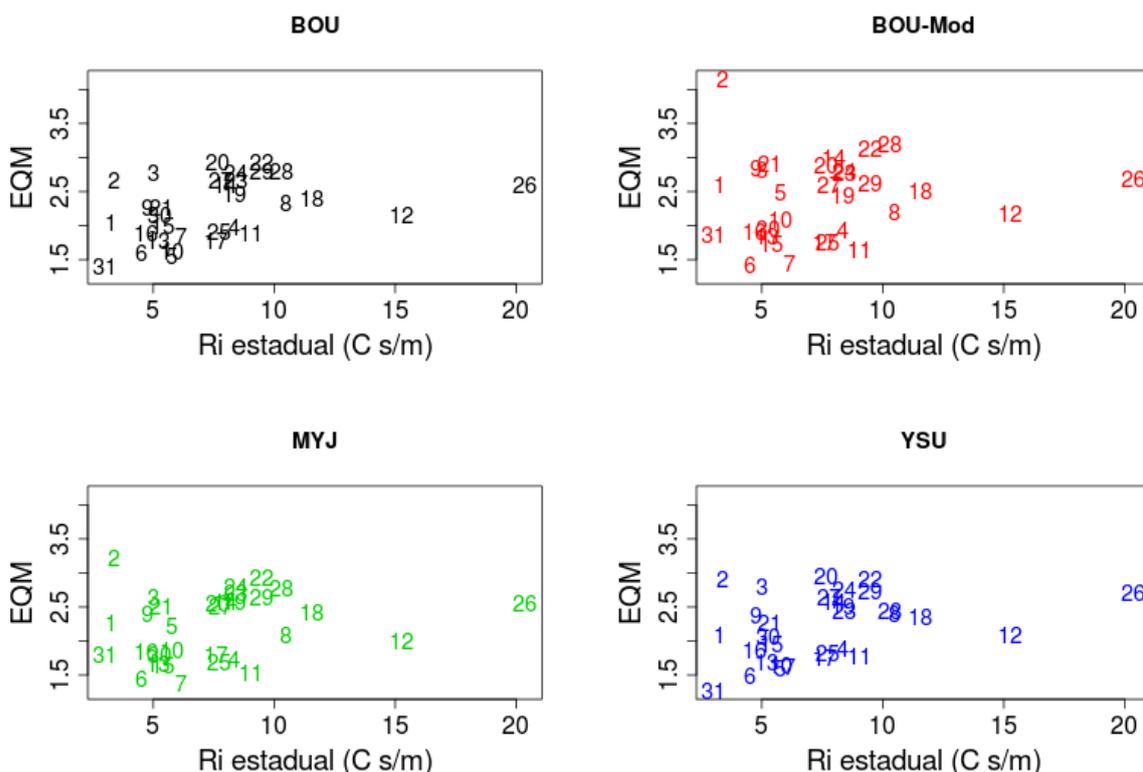


Figura 3.14 - EQM em função do $Ri_{estadual}$ calculados para cada noite e cada parametrização.

Foi feita também uma análise para as noites e estações que tiveram chuva. O critério para a classificação foi chuva maior que 1 milímetro. A tabela 3.3 possui os valores de FB multiplicados pela média de todas as temperaturas observadas, o que dá os valores em K. Percebe-se que os valores desta medida estatística da acurácia da previsão são significativamente mais positivos quando ocorreu chuva, para todas as parametrizações.

Assim, nos dias que chove, o modelo não está levando em conta algum tipo de

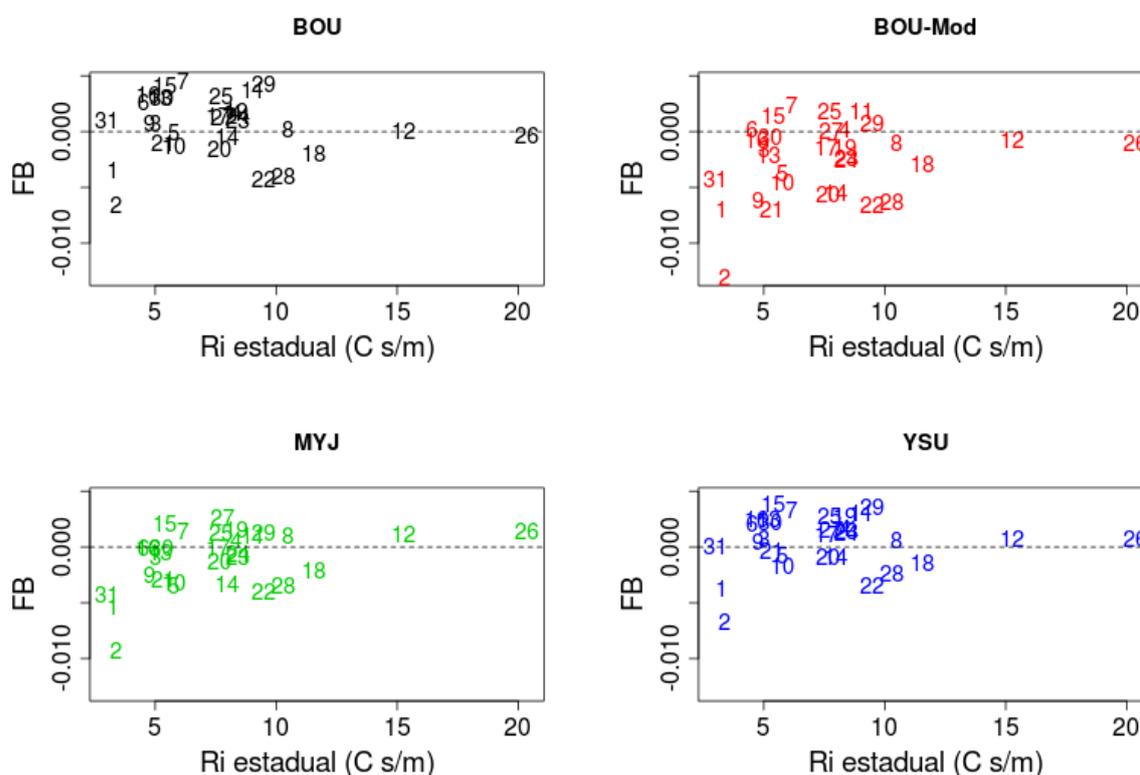


Figura 3.15 - FB em função do $Ri_{estadual}$ calculados para cada noite e cada parametrização.

Tabela 3.3 - FB multiplicado pela temperatura média (calculada com todos os dados que se enquadram) para todos os casos (geral), casos com chuva (maior que 1 milímetro) e sem chuva.

Parametrização	FB · temperatura média (K)		
	Geral	Com chuva	Sem chuva
BOU	0,17	1,19	0,08
BOU-Mod	-0,72	0,70	-0,85
MYJ	-0,30	0,60	-0,38
YSU	0,15	1,04	0,08

resfriamento que ocorre na natureza. Sugere-se que este resfriamento possa estar sendo causado pela evaporação, que não esteja bem resolvida pelo modelo.

3.3 Análise por Estação

Da mesma forma que na tabela 3.2, foram calculados o EQM e o EM, mas agora para cada estação (Tabela 3.4).

Aqui também houve grande variação dos valores estatísticos entre as estações. EQM possui valores entre 1,28 (MYJ e YSU) e 4,49 (YSU) e FB entre -0,0116 (BOU-Mod) e 0,0134 (BOU e YSU).

Tabela 3.4 - EQM e FB para cada estação e cada parametrização.

Estação	BOU		BOU-Mod		MYJ		YSU	
	EQM	FB	EQM	FB	EQM	FB	EQM	FB
Alegrete	4,48	0,0134	3,91	0,0105	4,04	0,0115	4,49	0,0134
Bagé	1,72	0,0027	1,92	-0,0018	1,60	0,0008	1,65	0,0027
Bento G.	2,82	-0,0071	3,24	-0,0091	2,78	-0,0082	3,22	-0,0086
Caçapava S.	3,18	-0,0083	3,93	-0,0116	3,28	-0,0097	3,17	-0,0087
Camaquã	2,08	0,0052	1,54	0,0009	1,54	0,0026	1,95	0,0047
Canguçu	2,28	-0,0044	2,86	-0,0077	2,33	-0,0064	2,07	-0,0044
Cruz Alta	1,39	0,0002	1,79	-0,0028	1,53	-0,0020	1,28	0,0006
Erechim	2,49	-0,0055	3,05	-0,0082	2,75	-0,0076	2,44	-0,0056
F. Wesphalen	2,41	-0,0042	2,77	-0,0060	2,62	-0,0058	2,49	-0,0047
Jaguarão	1,92	0,0044	1,79	-0,0002	1,58	0,0015	1,82	0,0043
Lagoa V.	1,61	-0,0015	2,19	-0,0047	1,75	-0,0035	1,41	-0,0011
Passo Fundo	1,78	-0,0014	2,61	-0,0056	1,95	-0,0040	1,46	-0,0008
Porto Alegre	1,66	0,0003	1,88	-0,0030	1,46	-0,0015	1,59	-0,0003
Quarai	2,62	0,0065	2,08	0,0026	2,34	0,0040	2,68	0,0066
Rio Grande	3,49	0,0101	3,21	0,0085	3,60	0,0103	3,48	0,0102
Rio Pardo	2,00	-0,0024	2,27	-0,0048	1,75	-0,0032	2,05	-0,0029
Santa Maria	2,74	0,0047	2,93	0,0007	2,91	0,0039	2,71	0,0045
Santa Rosa	1,93	0,0038	1,54	0,0012	1,74	0,0022	1,98	0,0044
S. Livramento	1,77	-0,0009	2,07	-0,0050	1,28	-0,0026	1,65	-0,0013
Santo Augusto	2,11	-0,0045	2,65	-0,0071	2,28	-0,0060	1,89	-0,0038
São Borja	1,41	0,0003	1,64	-0,0027	1,44	-0,0015	1,35	0,0002
São Gabriel	1,72	0,0011	2,12	-0,0028	1,94	-0,0012	1,82	0,0008
S. J. Ausentes	1,47	0,0002	1,83	-0,0019	1,46	-0,0005	1,38	0,0007
S. L. Gonzaga	1,95	-0,0029	2,62	-0,0063	2,25	-0,0053	1,76	-0,0027
Torres	2,28	0,0056	2,00	0,0038	2,66	0,0069	2,26	0,0057
Uruguaiana	1,68	0,0017	1,63	-0,0018	1,49	-0,0002	1,68	0,0019

O fator determinante para a variabilidade dos erros dentro de cada parametrização foi o relevo. Como o modelo possui a topografia bem mais suavizada que a realidade, o valor da altitude de um ponto de grade fica próximo da altitude média de um local. Portanto quando o ponto de grade está mais alto que a altitude da estação significa que a estação está numa baixada em relação aos seus arredores. Os locais de baixada são os que apresentam escoamento de ar frio e onde o desacoplamento é favorecido. Ali o modelo deve ter dificuldade de reproduzir o intenso resfriamento radiativo das noites mais estáveis. Portanto, o fator determinante para a classificação aqui foi ΔH . A figura 3.16 comprova esta idéia.

A figura 3.16 mostra que, nas estações mais baixas que o ponto de grade o modelo superestimou consistentemente as temperaturas. Já nas estações mais altas (estações de topo) o padrão se inverte; o modelo subestimou consistentemente. Isso ocorre porque nas estações mais baixas, o desacoplamento, que acontece quando a turbulência é quase totalmente suprimida, não é reproduzido, sendo previstos pelo modelo ventos mais

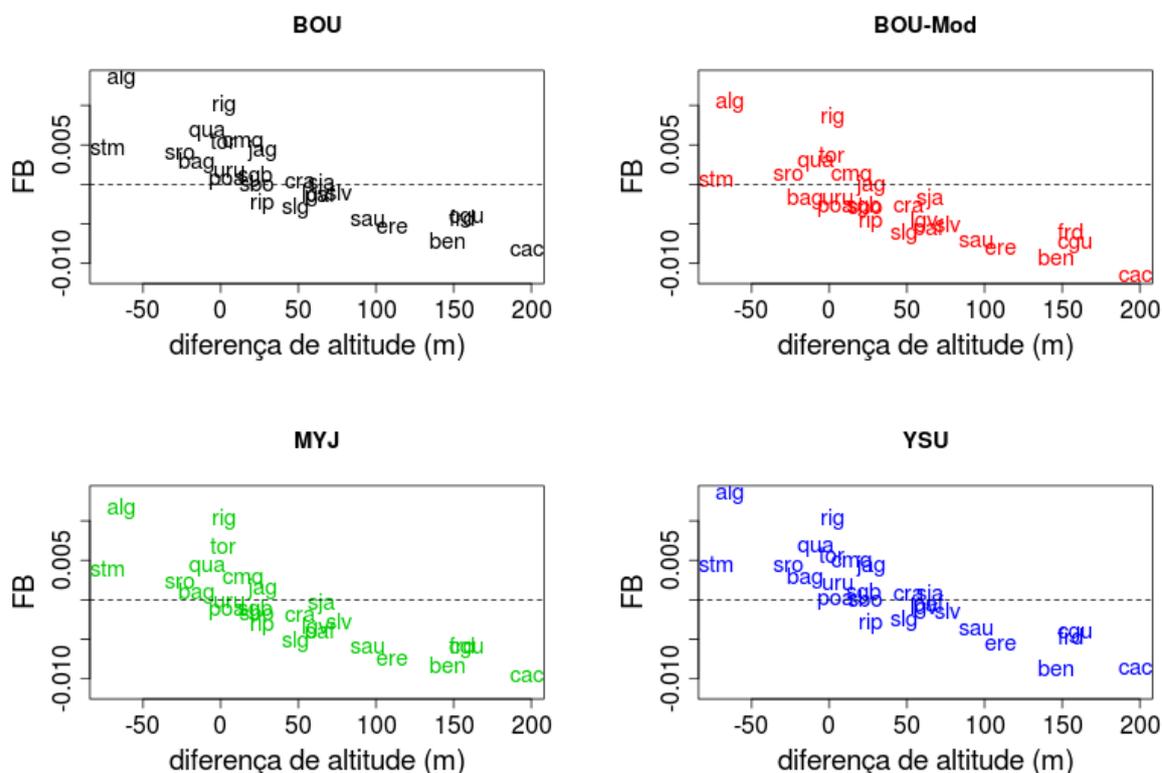


Figura 3.16 - FB em função de ΔH para cada estação.

intensos que os observados. Por outro lado, nas estações de topo, que costumam ter vento quase que constantemente, mesmo que a magnitude seja menor nas noites mais estáveis, o modelo não consegue manter o ambiente tão turbulento quanto a realidade. Isso pode estar sendo causado pela subestimação do próprio vento. No modelo o escoamento pode estar experimentando maior arraste, devido à suavização da topografia e a consequente inexistência de topos como os de algumas estações.

3.4 Análise por Noite e por Estação

Na seção 3.2, a variável mais importante para a classificação das noites foi o valor de seus $Ri_{estadual}$. Já na seção 3.3, o fator predominante para a classificação das estações foi ΔH . Através destes valores, do EQM e do FB, foram escolhidas cinco noites especiais e três estações especiais que apresentaram valores extremos destas variáveis na comparação com as outras noites ou com as outras estações. São mostradas na tabela 3.5.

Começando pela noite 7 (Figura 3.17), que teve o menor EQM para MYJ e pequeno também em BOU-Mod, percebe-se que ela apresentou um valor intermediário de

Tabela 3.5 - Noites e estações especiais e suas respectivas variáveis extremas.

Noite	
7	menor EQM
31	menor $Ri_{estadual}$
2	maior EQM com BOU-Mod e MYJ
20	maior EQM com BOU e YSU
26	maior $Ri_{estadual}$
Estação	
Alegrete	maior FB
Caçapava	menor FB e maior ΔH
Santa Maria	menor ΔH

$Ri_{estadual}$ (Figura 3.14). Os valores de EQM para BOU e YSU também não foram altos (Tabela 3.2). Isso mostra que o modelo tem uma boa previsão quando a turbulência não está nem tão forte e nem tão fraca, caso não haja outro tipo de dificuldade, como subestimação de chuva por exemplo. A figura 3.18 mostra que os erros para esta noite estão, em parte, associados à ΔH , ou seja, a questão de a estação estar numa baixada ou num topo mais acentuados. Isso continua sugerindo a dificuldade do modelo em acertar a velocidade do vento, o que levaria à erros na quantidade de turbulência.

A noite 2 apresentou o maior EQM, para BOU-Mod e MYJ, sendo este também grande para BOU e YSU (Tabela 3.2). O maior EQM para estas duas últimas parametrizações foi na noite 20. Enquanto a noite 2 foi turbulenta, a noite 20 foi mais estável. Portanto, é esperado que na noite 2 os maiores EQM estejam com o uso de BOU-Mod e MYJ (Figura 3.19), pois são parametrizações menos turbulentas, que têm ainda mais dificuldade de produzir este tipo de ambiente. Nota-se pela figura 3.20 que nesta noite a dependência de ΔH quase não existe. Na noite 20, por outro lado, BOU-Mod e MYJ não subestimam tanto a temperatura (Figura 3.21). Nesta noite, diferentemente da noite 2, há relação clara entre o erro e ΔH . O contraste entre essas duas noites evidencia as duas principais deficiências do modelo. Na noite 2 os erros foram grandes devido a todas formulações terem subestimado a mistura. Na noite 20, por outro lado, mais estável, os grandes erros foram principalmente associados à má representação da topografia.

A noite 31 teve o menor $Ri_{estadual}$, enquanto a 26 apresentou o maior. Na 31, os maiores problemas estão em BOU-Mod e MYJ (Figura 3.23), como era esperado, pois são os esquemas menos turbulentos. Nesta noite, não há relação bem definida entre o erro e ΔH (Figura 3.24), noite caracterizada por grande mistura turbulenta. Na noite 26, BOU e YSU apresentam grandes superestimativas de temperatura para as estações de baixada (Figura 3.25). Nessa noite, o erro depende fortemente de ΔH (Figura 3.26).

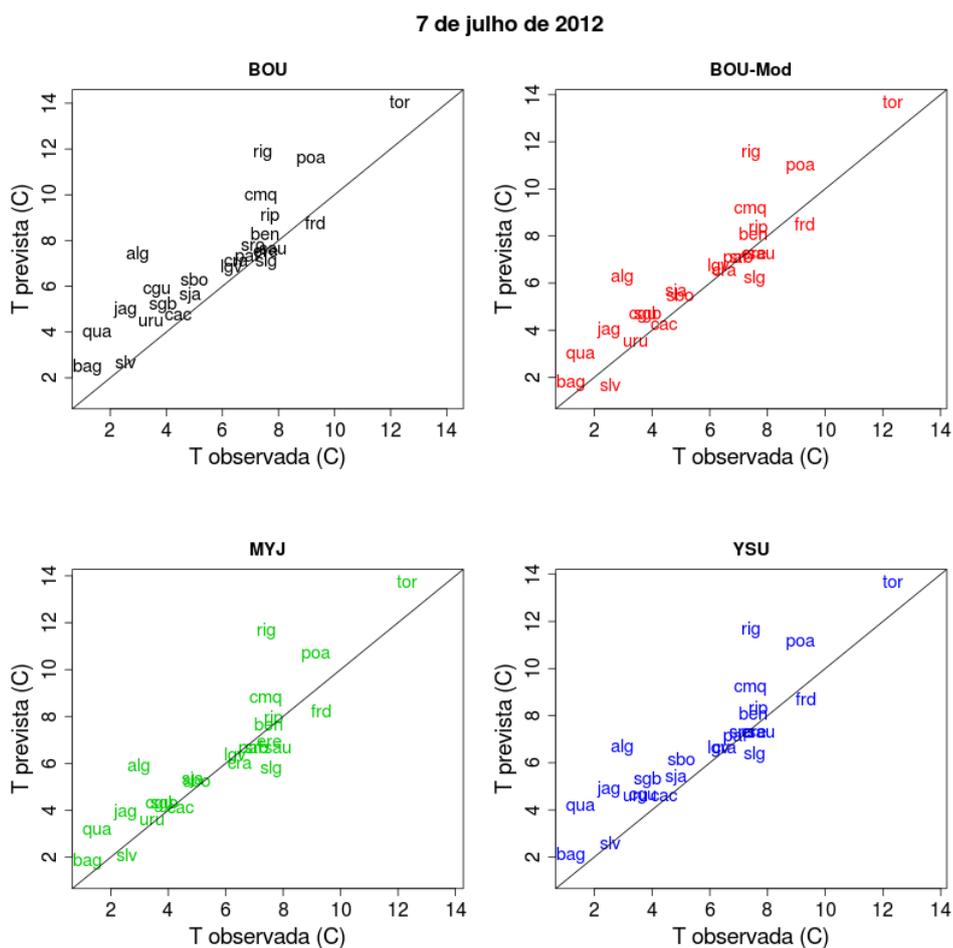


Figura 3.17 - Comparação entre temperatura (T) observada e prevista em cada estação para 07 de Julho.

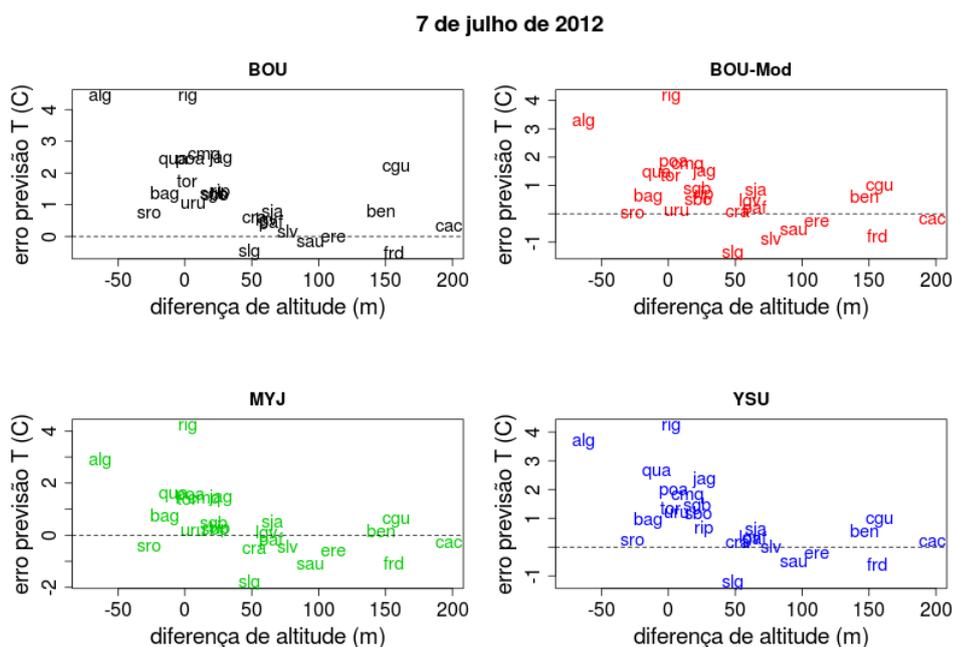


Figura 3.18 - EM em função de ΔH para 07 de Julho.

2 de julho de 2012

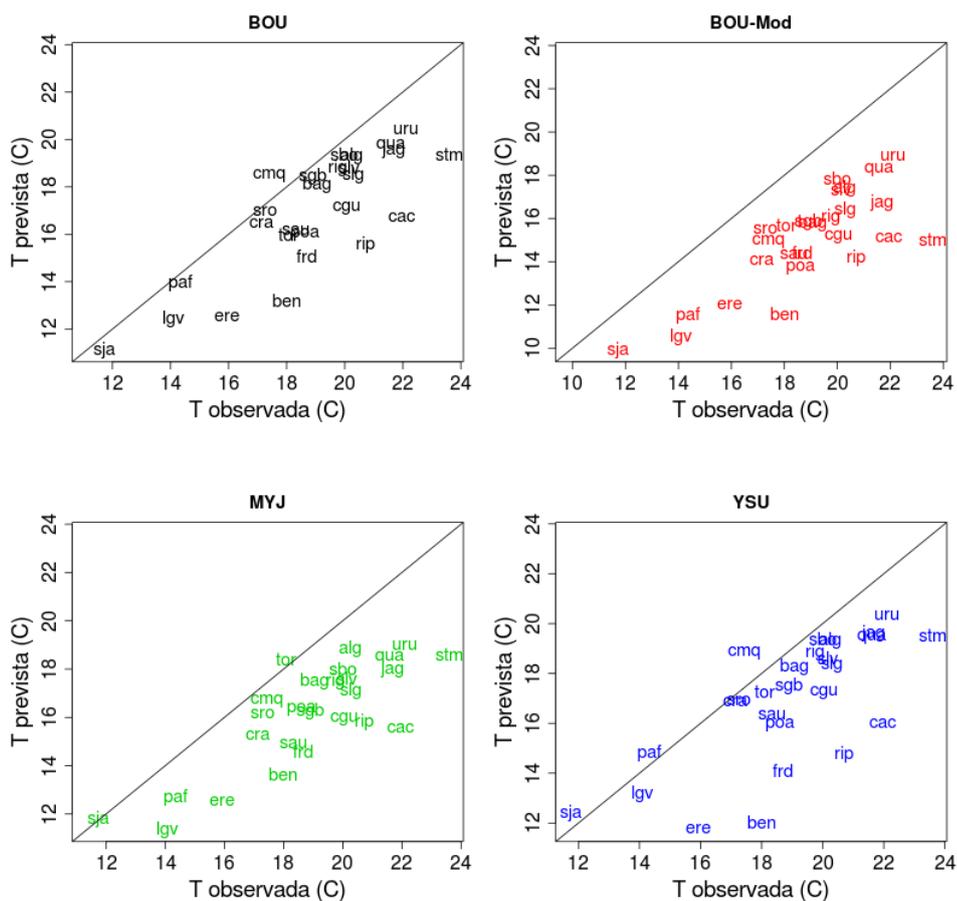


Figura 3.19 - O mesmo que na figura 3.17, mas para 02 de Julho.

2 de julho de 2012

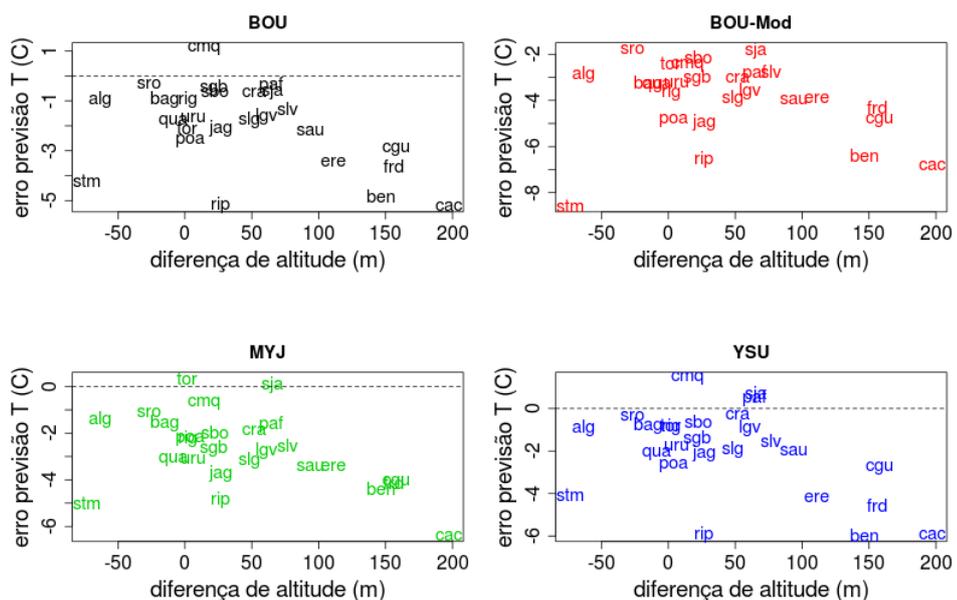


Figura 3.20 - O mesmo que na figura 3.18, mas para 02 de Julho.

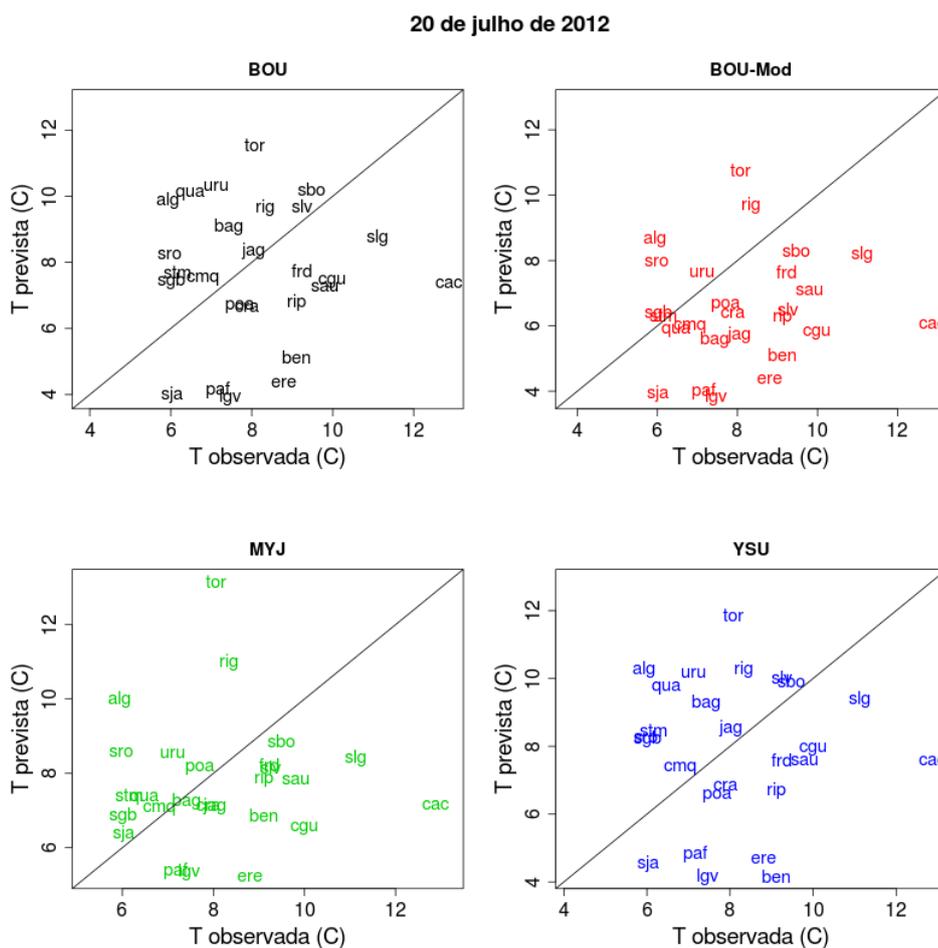


Figura 3.21 - O mesmo que na figura 3.17, mas para 20 de Julho.

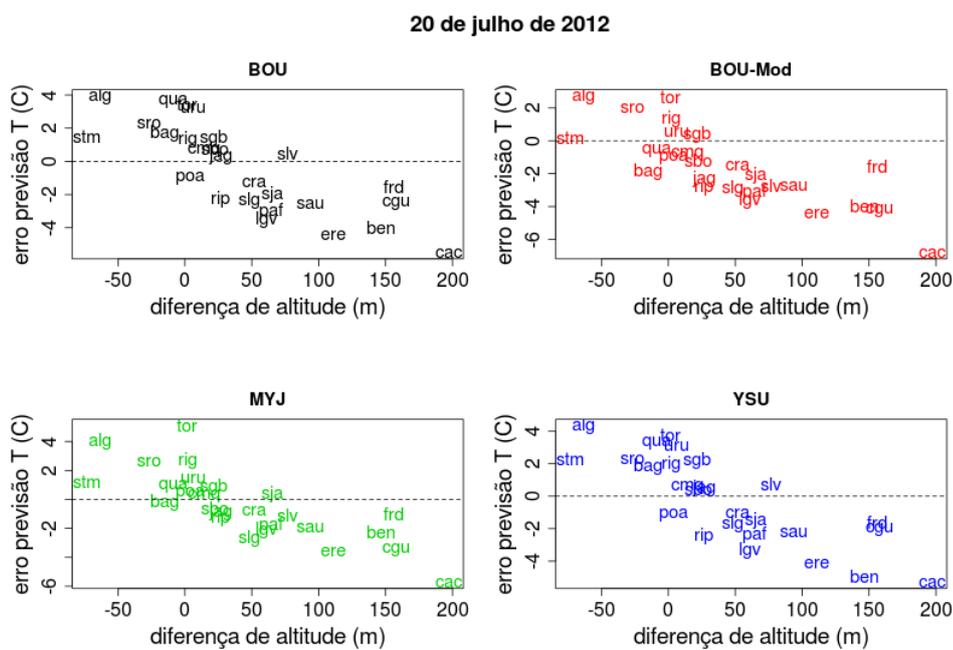


Figura 3.22 - O mesmo que na figura 3.18, mas para 20 de Julho.

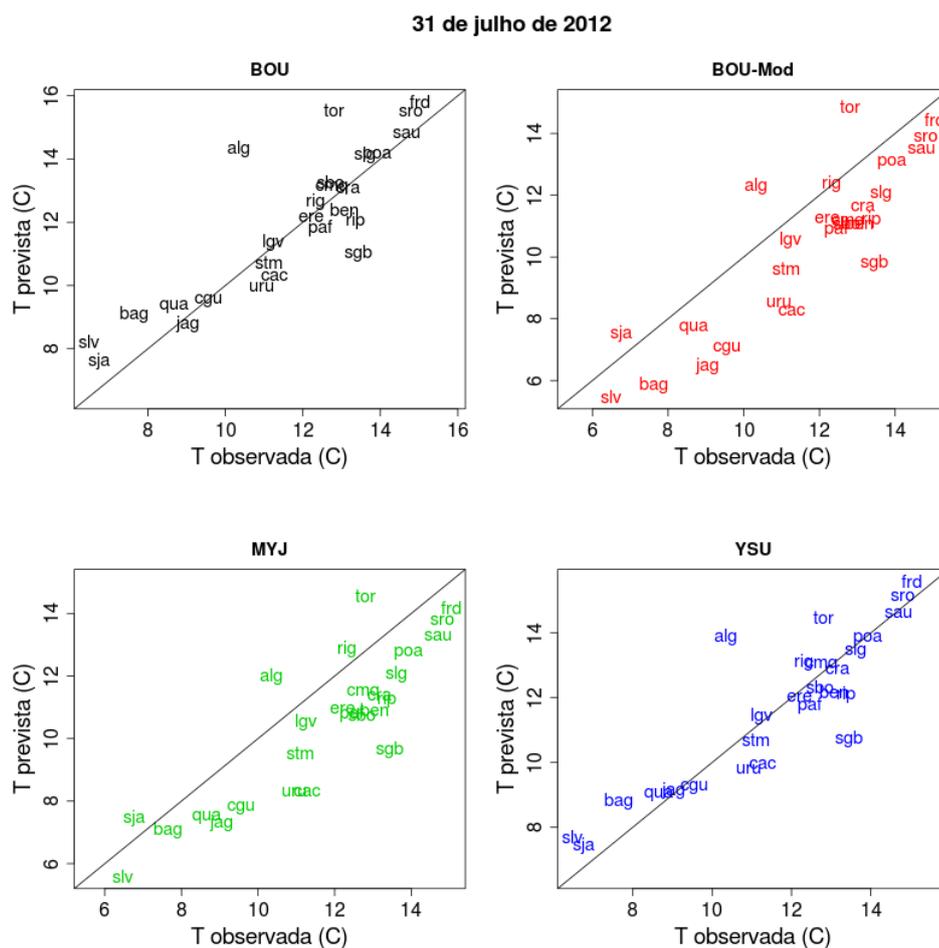


Figura 3.23 - O mesmo que na figura 3.17, mas para 31 de Julho.

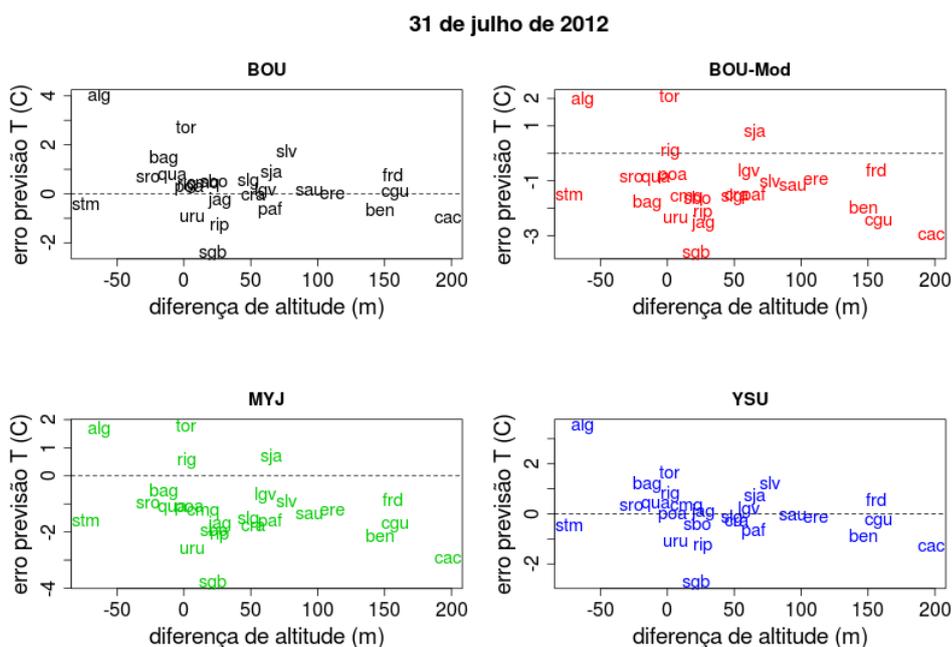


Figura 3.24 - O mesmo que na figura 3.18, mas para 31 de Julho.

Para as estações selecionadas, a figura 3.27 mostra que o modelo superestima consistentemente a temperatura para Alegrete, que apresentou o maior FB entre todas as estações. O erro tende a diminuir nas noites menos estáveis, apesar de ser quase sempre positivo (Figura 3.28). Esta dificuldade é típica de uma estação de baixada, como é o caso de Alegrete. Além disso, para este tipo de estação, BOU-Mod e MYJ se aproximam mais da realidade (Figura 3.27). Neste caso, em que o vento e, conseqüentemente, a turbulência são superestimados devido à localização da estação em relação à grade, estas parametrizações, menos turbulentas, têm melhor desempenho.

Caçapava tem tanto o menor FB quanto a maior ΔH . Espera-se para esta estação subestimação da turbulência (Figura 3.29), pois é um local de topo. Aqui, tanto nas noites turbulentas quanto nas estáveis o modelo subestima consistentemente a temperatura (Figura 3.30), ao contrário de Alegrete, que é uma estação de baixada. Neste caso, os erros são menores em BOU e YSU como se espera, devido à maior turbulência. O resultado interessante é esta estação, com o maior ΔH , apresentar o menor FB, ou seja, o mais negativo, indicando que o ambiente está quase sempre bem misturado, evidenciando mais uma vez que há necessidade de aumentar a turbulência nas formulações.

Em Santa Maria, o menor ΔH , os resultados são parecidos com Alegrete, apesar dos erros não serem tão consistentes (Figura 3.31). Isso ocorreu porque nas noites estáveis o modelo superestimou e nas noites instáveis ele subestimou a temperatura. A figura 3.32 mostra como o EM vai se tornando mais negativo à medida que o ambiente fica mais instável. Portanto, esta é uma estação que ilustra bem o comportamento geral do modelo. Nos locais e noites mais instáveis o modelo deixa mais frio, enquanto nos locais e noites mais estáveis, o modelo deixa mais quente. Isto também evidencia que o modelo não reproduz a variabilidade que acontece na natureza, conforme foi mostrado na figura 3.8.

Para resumir todos estes resultados e as principais deficiências do modelo associadas à parametrização de CLA no período noturno, o EM de temperatura foi plotado em função de $Ri_{estadual}$ e também de ΔH . A figura 3.33 mostra os resultados para cada parametrização. É possível notar, dentro da variabilidade de cada esquema, três grandes conclusões a partir desta figura. 1ª: para as noites mais instáveis, o modelo subestima a temperatura tanto nas estações de baixada como de topo. Isso sugere que ou o modelo está subestimando o vento ou os esquemas de CLA estão com problema em produzir turbulência nestas situações em que ela está mais forte; 2ª: para as noites mais estáveis e nas estações de baixada, o modelo superestima consistentemente a temperatura. Este problema havia sido identificado no BRAMS por Santos et al. (2012) e Brum et al. (2010), e também ocorre no WRF. 3ª: para as noites mais estáveis nas estações de topo o modelo subestima a temperatura, de maneira semelhante ao que ocorre nas noites instáveis. Isso indica que nas estações altas há sempre subestimativa do vento. Isso mostra, portanto, que mesmo nas noites mais estáveis há localidades que permanecem turbulentas e que, nesse caso, a turbulência não é ali apropriadamente resolvida no modelo.

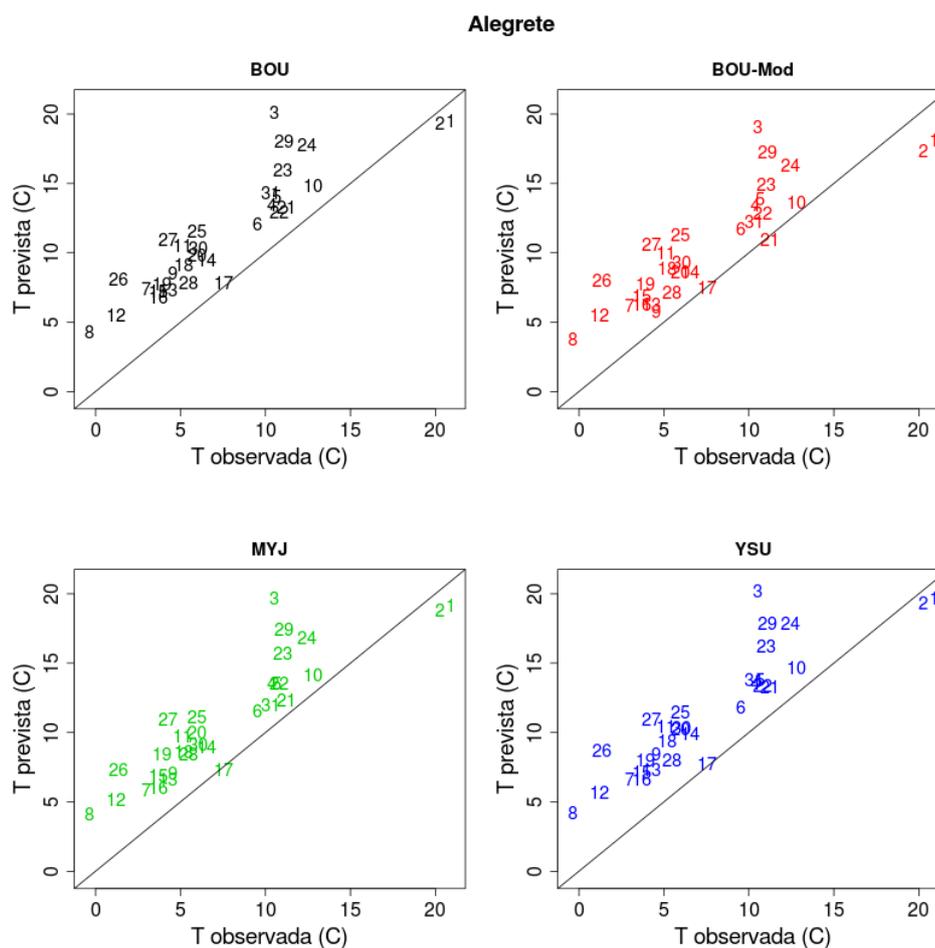


Figura 3.27 - Comparação entre temperatura (T) observada e prevista em cada noite na estação de Alegrete.

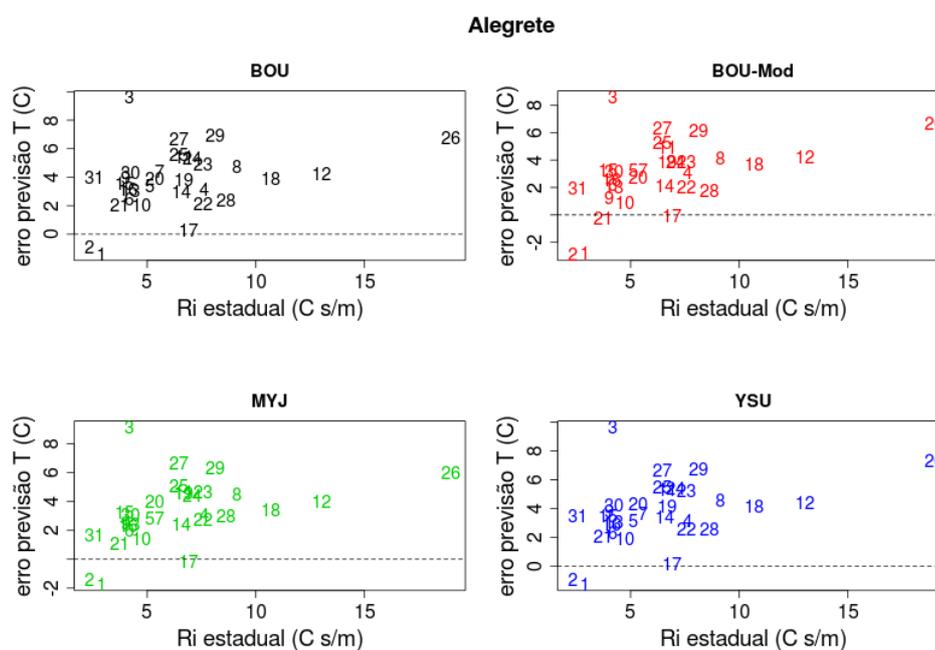


Figura 3.28 - EM em função do $Ri_{estadual}$ para cada noite na estação de Alegrete.

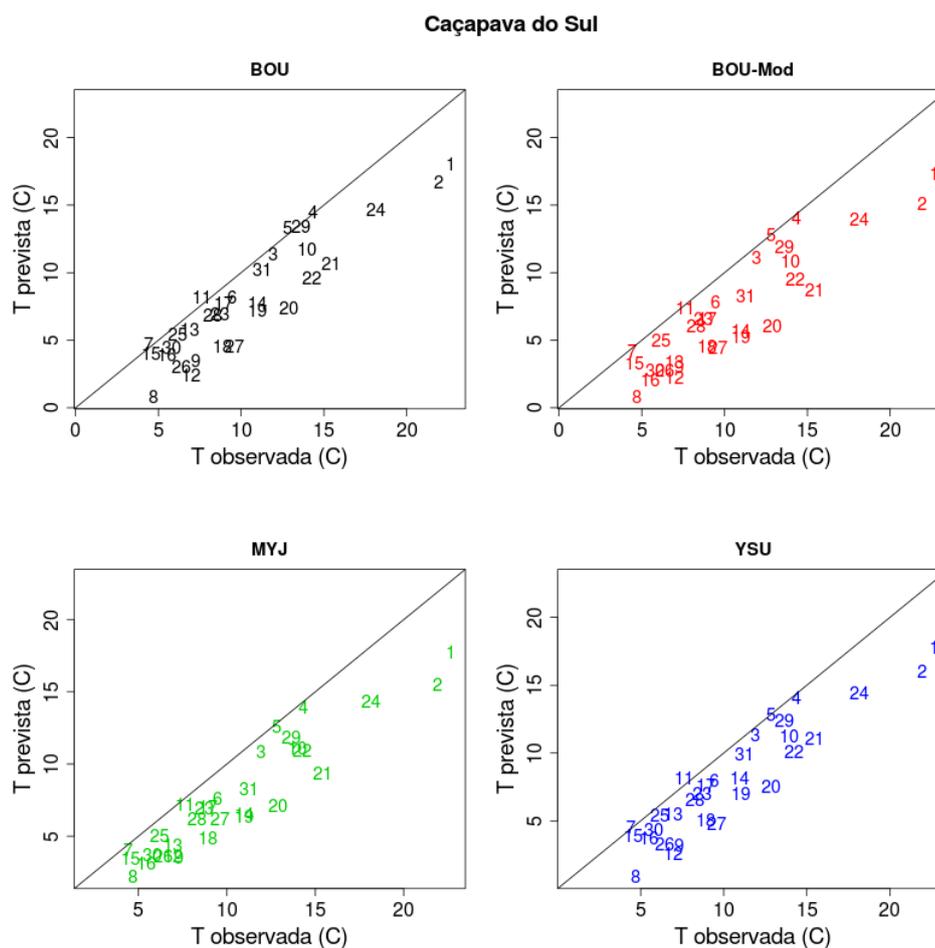


Figura 3.29 - O mesmo que na figura 3.27, mas para Caçapava.

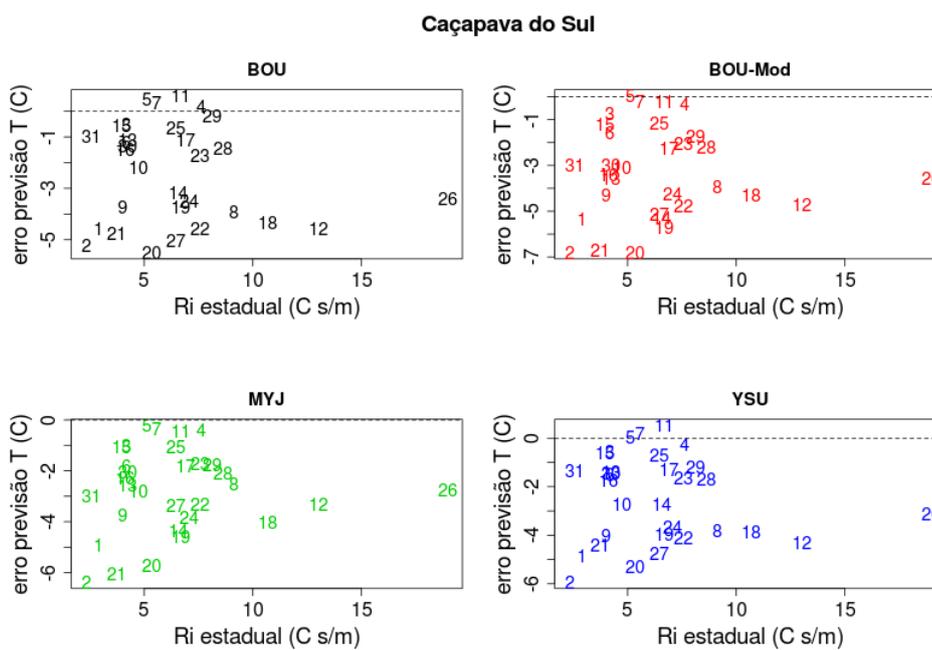


Figura 3.30 - O mesmo que na figura 3.28, mas para Caçapava.

Santa Maria

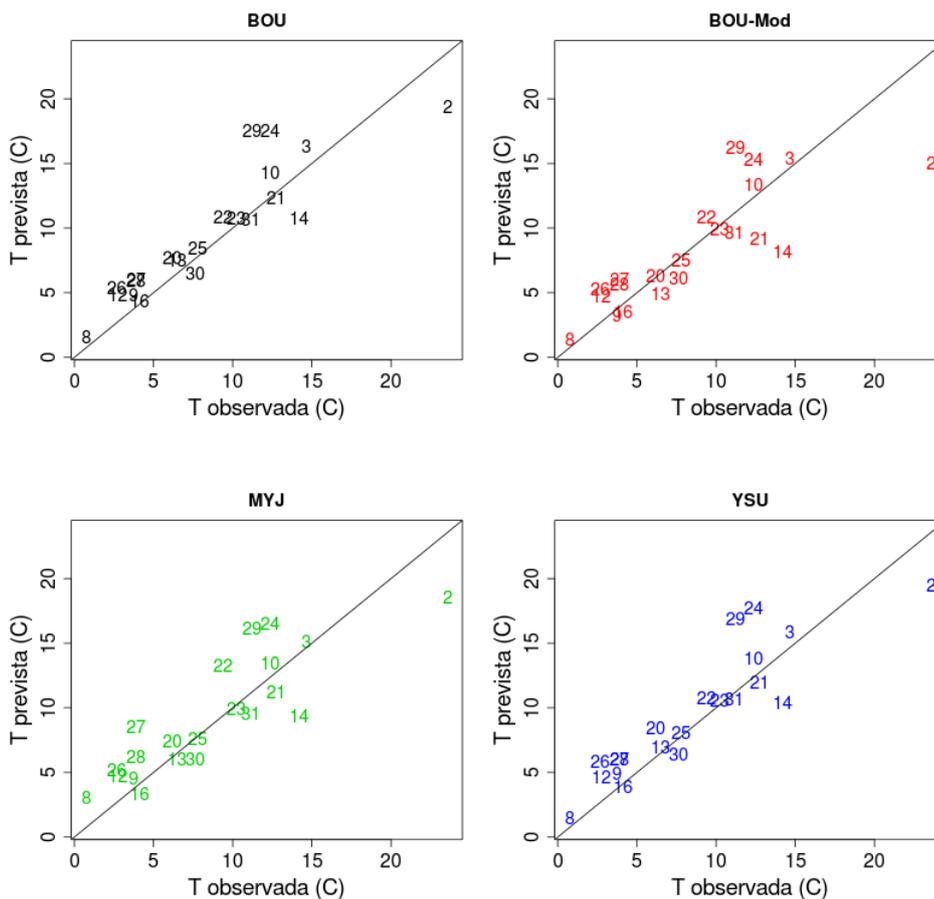


Figura 3.31 - O mesmo que na figura 3.27, mas para Santa Maria.

Santa Maria

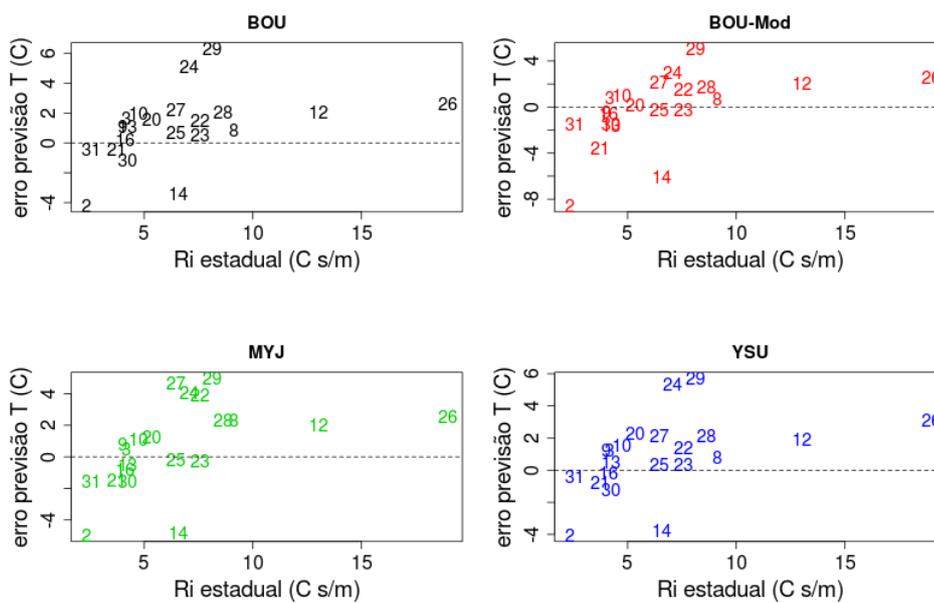


Figura 3.32 - O mesmo que na figura 3.28, mas para Santa Maria.

Para comprovar a idéia de que o modelo não reproduz de forma correta a velocidade do vento, responsável por reproduzir turbulência na CLE, foi feita uma figura similar à figura 3.33, mas para o erro da previsão de vento. Os resultados foram condizentes com o sugerido. Para as noites estáveis e nas estações de baixada, o modelo superestima o vento, o que acaba deixando o ambiente mais quente que o real. Nas noites estáveis e em estações de topo o modelo subestimou o vento, o que acabou deixando o ambiente mais frio. Já para as noites instáveis, houve superestimação do vento para as estações de baixada e EM pequeno para as estações de topo. Apenas BOU-Mod apresentou EM significativo para estas estações. Portanto, o problema à respeito dos esquemas de CLA na questão de produzir turbulência nestes casos, parece não estar associado à subestimação do vento. O problema parece estar relacionado com as próprias parametrizações, que não refletem em turbulência o momento que lhes é fornecido, tanto quanto deveriam.

Em geral, dentre as quatro parametrizações, sem a correção, MYJ (um esquema local de ordem 1.5, com a tendência de ECT) obteve os melhores resultados, seguida de YSU (um esquema não-local de 1ª ordem). Shin e Hong (2011) compararam cinco parametrizações no modelo WRF, sendo que entre elas estavam BOU, YSU e MYJ. Eles viram que para o período noturno, as parametrizações locais com tendência de TKE foram as que se saíram melhor, ou seja, uma delas foi MYJ, o que condiz com os resultados obtidos neste trabalho.

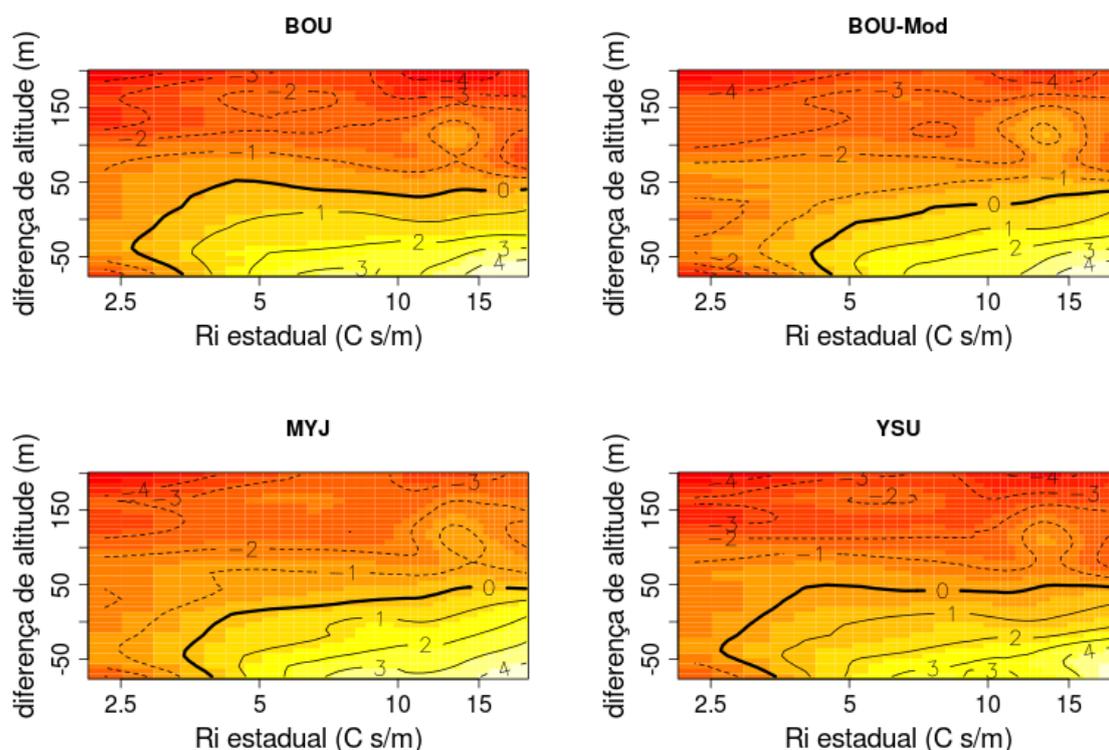


Figura 3.33 - EM da temperatura em função de: $Ri_{estadual}$ e ΔH .

Os resultados obtidos na terceira intercomparação de modelos de CLA feitos pelo GABLS (BOSVELD et al., 2014), quando comparados aos dados observados, mostraram que o acoplamento térmico com a superfície tem um papel importante em explicar as diferenças no fluxo de calor da superfície do solo e no decréscimo noturno da temperatura do ar próxima à superfície entre os modelos testados. Notaram também que não só a temperatura bem próxima ao solo, mas também a maioria das variações encontradas na temperatura à 2 m foram explicadas pelas diferenças no acoplamento térmico com a superfície.

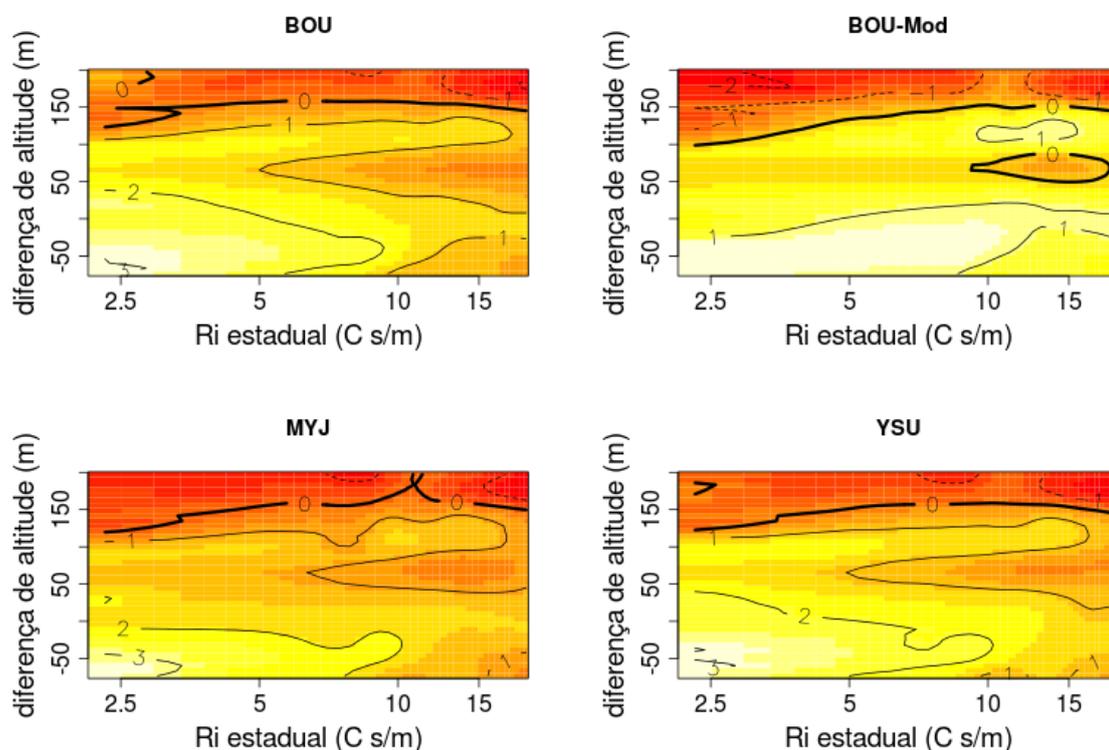


Figura 3.34 - EM da velocidade do vento em função de: $Ri_{estadual}$ e ΔH .

Resumindo, os resultados apresentados aqui mostraram que a dificuldade de previsão de temperatura mínima está associada com a ΔH , com noites chuvosas e com a deficiência dos esquemas em reproduzirem turbulência nas noites menos estáveis. Além disso, como mostrou o trabalho de Bosveld et al. (2014), existem outros fatores que influenciam a temperatura mínima, sendo que podem estar presentes em outras parametrizações, principalmente nas que fazem a modelagem próximo à superfície. Além disso, outras informações, como o uso do solo, podem estar mal informadas ao modelo, o que também afeta as temperaturas à 2 m de forma significativa.

4 CONCLUSÕES

Este estudo mostrou uma análise ampla, que ao nosso conhecimento é inédita sobre a previsibilidade de temperaturas noturnas em um modelo numérico de previsão do tempo de mesoescala. A análise englobou noites com características diversas e a comparação foi feita para sítios também bastante diversificados. Além disso, quatro formulações distintas foram empregadas, com diferentes níveis de mistura turbulenta entre elas. A profundidade da análise permite que sejam propostas ações objetivas visando diminuir o erro da previsão de temperatura noturna.

Em primeiro lugar, é necessário que as parametrizações sejam mais turbulentas nos casos próximos à neutralidade. Todos os resultados, independente de estação ou formulação utilizada mostram que o modelo subestima temperatura nas noites de bastante mistura, caracterizadas pelo pequeno valor do número de Richardson estadual definido no presente estudo. É possível que este problema seja exclusivo ao WRF. Uma evidência que aponta nesta direção são os resultados de Santos et al. (2012), apresentados na figura 3.1 deste trabalho, que mostram que o BRAMS tem mais dificuldade em reproduzir temperaturas noturnas frias que quentes. Assim, pode ser feita a suposição que a intensidade turbulenta das diferentes formulações do WRF tenha sido reduzida de maneira geral para corrigir este problema apresentado em outros modelos, como o BRAMS. De qualquer forma, independente da origem do erro, é certo que mais mistura turbulenta nos casos menos estáveis produzirá melhores previsões.

Os casos mais estáveis, por outro lado, foram os que apresentaram maiores erros e isto está de acordo com a maior dificuldade de se compreender e reproduzir as condições da camada limite muito estável. Por outro lado, neste trabalho fica claro que grande parte da discrepância observada nestes casos tem origem em um problema relativamente simples, que é a diferença entre a altitude real da estação e a altitude da estação no modelo. O erro, neste caso, não se origina da simples variação adiabática devido à diferença de alturas e, interessantemente, quando os dados são corrigidos de forma que esta variação seja considerada, os erros aumentam ainda mais, ao invés de diminuir. A principal dificuldade está associada à intensidade do vento simulada pelo modelo, da qual depende diretamente a mistura turbulenta. Assim, em estações mais altas que o ponto de grade mais próximo, o modelo subestima o vento, causa pouca mistura turbulenta e a previsão de temperatura é mais fria que a observação. Nas estações mais baixas que o ponto de grade mais próximo, o oposto ocorre. Nestes casos, porém, há o problema adicional de possivelmente haver desacoplamento entre a superfície e os níveis mais altos da atmosfera que não será propriamente resolvido pelo modelo. Como o fenômeno do desacoplamento pode causar grande resfriamento superficial, quando ele não é bem previsto, os erros da previsão são aumentados. Não é, portanto, por acaso,

que as maiores diferenças observadas entre a observação e a previsão ocorrem nas noites mais estáveis e nas estações mais baixas que o ponto de grade. Esse, porém, é um problema cuja solução não é trivial, pois está associado à variabilidade natural de altitudes que existe dentro de uma mesma célula de grade em um modelo numérico de mesoescala. É comum que em uma área de 12 x 12 km² existam áreas que permaneçam turbulentas ao longo de toda a noite, mesmo nas noites mais estáveis. Um modelo de mesoescala não tem condições de resolver essa dificuldade. Em dado ponto, ele estará em um estado conectado ou desconectado, e essa condição representará toda uma célula de grade, mesmo que no mundo real haja regiões dessa área muito mais frias que as demais. Uma possível ação para corrigir esse problema é um pós-processamento das previsões de temperatura. Neste caso, após a previsão ter sido gerada para uma determinada grade, se faria um refinamento em função das características topográficas. Em uma mesma célula de grade, as previsões para as regiões mais altas seriam aumentadas, enquanto as previsões de regiões mais baixas seriam diminuídas. Uma indicação de que tal solução é possível é a relação quase linear existente entre erro da previsão e a diferença de altura real da estação e a do ponto de grade mais próximo que ocorre nas noites mais estáveis, como as mostradas nas figuras 3.22 e 3.26. Para tais casos, uma mera correção em pós-processamento causaria enormes melhorias da previsão. Porém, apesar de simples, essa solução deve ser tomada com critério, pois é preciso estabelecer em quais noites deve ser aplicada e também se o índice de correção deve depender da estabilidade. No presente trabalho essa possibilidade é identificada. Sua aplicação, porém, depende de um maior refinamento, que não foi aqui abordado e fica como sugestão para um trabalho futuro.

Outra ação importante, a ser desenvolvida em continuidade a presente dissertação, é a proposição de uma nova formulação, que resolva principalmente os problemas das condições pouco estáveis. A única modificação aqui testada teve o objetivo de reduzir a turbulência e, por este motivo, revelou-se insatisfatória. Também se pode fazer uma análise semelhante a aqui apresentada para outras variáveis. Em especial, uma análise do erro da previsão de umidade pode ser importante para a previsão de formação de nevoeiro de maneira específica ou da concentração de escalares junto à superfície, de maneira geral. Além disso, pode se fazer a análise do erro da previsão de vento, que aqui foi apenas brevemente abordada por ter implicações nas previsões de temperatura. Porém, um maior detalhamento do que causa os erros de previsão de vento é importante e, uma vez obtido, pode até mesmo melhorar a compreensão dos resultados do presente estudo.

A melhoria da previsão de temperaturas mínimas tem enorme impacto potencial para a sociedade. Questões agrícolas, de conforto térmico, previsão de formação de nevoeiro dependem desta variável. Fenômenos como geada ou nevoeiro ocorrem ou deixam de ocorrer por diferenças sutis de temperatura. Os erros mostrados no presente traba-

lho por um sistema operacional de previsão do tempo são bem maiores que se precisa para aplicações práticas. Por outro lado, o presente trabalho também mostrou que ações simples podem levar a melhorias significativas na previsão. Sua implementação ainda depende de ajustes, não sendo possível apenas com os presentes resultados. De qualquer forma, temos convicção que estão aqui apresentados resultados que podem levar a melhorias reais da previsibilidade das temperaturas noturnas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEVEDO, O. C.; COSTA, F. D.; DEGRAZIA, G. A. The coupling state of an idealized stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 145, n. 1, p. 211–228, 2012.

ACEVEDO, O. C.; FITZJARRALD, D. R. In the core of the night - effects of intermittent mixing on a horizontally heterogeneous surface. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 106, p. 1–33, 2003.

ARYA, S. P. **Introduction to Micrometeorology**. 2. ed. San Diego, California, United States of America; London, United Kingdom: Academic Press, 2001. 420 p.

BATTISTI, A.; BRUM, B. V.; ACEVEDO, O. C.; OLIVEIRA, P. E. S. de. O relevo e as temperaturas mínimas no sul-brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA (CBMET), XVII., 2012, Gramado. **Anais eletrônicos...** Sociedade Brasileira de Meteorologia - SBMET, 2012. Disponível em: <<http://www.sbmet.org.br/cbmet2012/pdfs/64QQ.pdf>>.

BEARE, R. J.; MACVEAN, M. K.; HOLTSLAG, A. A. M.; CUXART, J.; ESAU, I.; GOLAZ, J.-C.; JIMENEZ, M. A.; KHAIROUTDINOV, M.; KOSOVIC, B.; LEWELLEN, D.; LUND, T. S.; LUNDQUIST, J. K.; MCCABE, A.; MOENE, A. F.; NOH, Y.; RAASCH, S.; SULLIVAN, P. An intercomparison of large-eddy simulations of the stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 118, n. 2, p. 247–272, 2006.

BENDER, A.; FREITAS, E. D. de. Evaluation of BRAMS' turbulence schemes during a squall line occurrence in São Paulo, Brazil. **American Journal of Environmental Engineering**, v. 3, n. 1, p. 1–7, 2014.

BLACKADAR, A. K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. In: SYMPOSIUM ON ATMOSPHERIC TURBULENCE, DIFFUSION AND AIR QUALITY, Fourth., 1978, Reno, Nevada, United States of America. **Anais...** [S.l.]: American Meteorological Society, 1978.

BOSVELD, F. C.; BAAS, P.; STEENEVELD, G.-J.; HOLTSLAG, A. A. M.; ANGEVINE, W. M.; BAZILE, E.; BRUIJN, E. I. F. de; DEACU, D.; EDWARDS, J. M.; EK, M.; LARSON, V. E.; PLEIM, J. E.; RASCHENDORFER, M.; SVENSSON, G. The third GABLS intercomparison case for evaluation studies of boundary-layer models. Part B: results and process understanding. **Boundary-Layer Meteorology**, artigos online, 2014.

BOUGEAULT, P.; LACARRÈRE, P. Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 8, p. 1872–1890, 1989.

BRUM, B. V.; BATTISTI, A.; ACEVEDO, O. C.; ANABOR, V.; HALMENSCHLAGER, M. A.; PIVA, E. D. Temperaturas mínimas no Rio Grande do Sul. Parte II: previsibilidade através de um modelo numérico de mesoescala. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA (CBMET, XVI., 2010, Pelotas. **Anais eletrônicos...** Sociedade Brasileira de Meteorologia - SBMET, 2010. Disponível em: <<http://www.cbmet2010.com/anais>>.

BRUM, B. V.; BATTISTI, A.; ACEVEDO, O. C.; ANABOR, V. Temperaturas mínimas no Rio Grande do Sul. Parte II: análise dos erros da previsão do BRAMS em 27 estações.

In: ENCONTRO SUL-BRASILEIRO DE METEOROLOGIA (ESBMET, IV., 2011, Pelotas. **Anais eletrônicos...** Universidade Federal de Pelotas - UFPel, 2011. Disponível em: <<http://wp.ufpel.edu.br/meteoro/esbmet/anais/>>.

CAUGHEY, S. J.; WYNGAARD, J. C.; KAIMAL, J. C. Turbulence in the evolving stable boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 36, n. 6, p. 1041–1052, 1979.

COSTA, F. D.; ACEVEDO, O. C.; MOMBACH, J. C. M.; DEGRAZIA, G. A. A simplified model for intermittent turbulence in the nocturnal boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 68, n. 8, p. 1714–1729, 2011.

CPTEC/INPE. **Previsão Numérica: Modelos Operacionais**. 2014. Disponível em: <<http://previsaonumerica.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: Janeiro 2014.

CUXART, J.; HOLTSLAG, A. A. M.; BEARE, R. J.; BAZILE, E.; BELJAARS, A.; CHENG, A.; CONANGLA, L.; EK, M.; FREEDMAN, F.; HAMDY, R.; KERSTEIN, A.; KITAGAWA, H.; LENDERINK, G.; LEWELLEN, D.; MAILHOT, J.; MAURITSEN, T.; PEROV, V.; SCHAYES, G.; STEENEVELD, G.-J.; SVENSSON, G.; TAYLOR, P.; WENG, W.; WUNSCH, S.; XU, K.-M. Single-column model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 118, n. 2, p. 273–303, 2006.

DEGRAZIA, G. A.; GOULART, A.; CARVALHO, J. C.; SZINVELSKI, C. R. P.; BULIGON, L.; TIMM, A. U. Turbulence dissipation rate derivation for meandering occurrences in a stable planetary boundary layer. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 8, n. 6, p. 1713–1721, 2008.

DEGRAZIA, G. A.; MORAES, O. L. L. A model for eddy diffusivity in a stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 58, n. 3, p. 205–214, 1992.

DYER, A. J.; HICKS, B. B. Flux-gradient relationships in the constant flux layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 96, n. 410, p. 715–721, 1970.

ECMWF. **Technical Documentation: Descriptions of WAM Representations**. 2014. Disponível em: <<http://www.ecmwf.int/products/data/technical/wam/representations.html>>. Acesso em: Janeiro 2014.

FOKEN, T. **Micrometeorology**. Berlin and Heidelberg, Germany: Springer-Verlag, 2008. 308 p.

HANNA, S. R. Confidence limits for air quality model evaluations, as estimated by bootstrap and jackknife resampling methods. **Atmospheric Environment**, v. 23, n. 6, p. 1385–1398, 1989.

HOLTSLAG, A. A. M. GEWEX atmospheric boundary-layer study (GABLS) on stable boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 118, p. 243–246, 2006.

HOLTSLAG, A. A. M.; STEENEVELD, G. J.; WIEL, B. J. H. van de. Role of land-surface temperature feedback on model performance for the stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 125, n. 2, p. 361–376, 2007.

HONG, S.-Y.; NOH, Y.; DUDHIA, J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 9, p. 2318–2341, 2006.

HONG, S.-Y.; PAN, H.-L. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 10, p. 2322–2339, 1996.

INMET. **Rede de Estações: Superfície Automática**. 2012. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/>>. Acesso em: Agosto 2012.

JACOBSON, M. Z. **Fundamentals of Atmospheric Modeling**. 2. ed. New York, New York, United States of America: Cambridge University Press, 2005. 813 p.

JANJIC, Z. I. The step-mountain Eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 927–945, 1994.

_____. **Nonsingular Implementation of the Mellor-Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso model**. Camp Springs, Maryland, United States of America, Dezembro 2001. 61 p. Disponível em: <<http://www.emc.ncep.noaa.gov/officenotes/newernotes/on437.pdf>>.

JANJIC, Z. I.; GALL, R. **Scientific Documentation of the NCEP Nonhydrostatic Multiscale Model on the B grid (NMMB). Part 1 Dynamics**. Boulder, Colorado, United States of America, Abril 2012. 75 p. Disponível em: <<http://nldr.library.ucar.edu/repository/assets/technotes/TECH-NOTE-000-000-000-857.pdf>>.

JANJIC, Z. I.; GALL, R.; PYLE, M. E. **Scientific Documentation for the NMM Solver**. Boulder, Colorado, United States of America, Fevereiro 2010. 54 p. Disponível em: <<http://nldr.library.ucar.edu/repository/assets/technotes/TECH-NOTE-000-000-000-845.pdf>>.

KALNAY, E. **Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability**. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press, 2003. 341 p.

LORENZ, E. N. The predictability of a flow which possesses many scales of motion. **Tellus**, v. 21, n. 3, p. 289–307, 1969.

LOUIS, J.-F. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 17, n. 2, p. 187–202, 1979.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics**, v. 20, n. 4, p. 851–875, 1982.

NCAR. **The Weather Research & Forecasting Model (WRF)**. 2014. Disponível em: <<http://wrf-model.org/users/users.php>>. Acesso em: Janeiro 2014.

NCDC-NOAA. **Global Forecast System (GFS)**. 2014. Disponível em: <<http://www.ncdc.noaa.gov/data-access/model-data>>. Acesso em: Janeiro 2014.

NOH, Y.; CHEON, W. G.; HONG, S. Y.; RAASCH, S. Improvement of the K-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 107, n. 2, p. 401–427, 2003.

OLIVEIRA, P. E. S. de. **Trocas Turbulentas de Escalares Acima e no Interior de uma Floresta de Araucária no Sul do Brasil**. 2011. 82 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2011.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bullet'in of the American Meteorological Society**, v. 56, n. 5, p. 527–534, 1975.

PAULSON, C. A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 9, n. 6, p. 857–861, 1970.

PIELKE, R. A. **Mesoscale Meteorological Modeling**. 2. ed. San Diego, California, United States of America; London, United Kingdom: Academic Press, 2002. 676 p.

SANTOS, D. J. dos. **Influência da Turbulência Intermitente na Estimativa dos Fluxos de CO₂ Noturnos**. 2012. 77 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2012.

SANTOS, L. de Oliveira dos; BATTISTI, A.; BRUM, B. V.; ACEVEDO, O. C. Temperaturas mínimas em Santa Catarina: previsibilidade através do modelo BRAMS. In: CONGRESO ARGENTINO DE METEOROLOGIA (CONGREGMET, XI., 2012, Mendoza, Mendoza, Argentina. **Anais eletrônicos...** [S.l.]: Centro Argentino de Meteorólogos (CAM), 2012.

SCHMENGLER, M. **Implementação de um Modelo de Coluna Simples para a Camada Limite Estável Utilizando Diferentes Formulações de Turbulência**. 2012. 98 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2012.

SHIN, H. H.; HONG, S.-Y. Intercomparison of planetary boundary-layer parametrizations in the WRF model for a single day from CASES-99. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 139, n. 2, p. 261–281, 2011.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; DUDA, M. G.; HUANG, X.-Y.; WANG, W.; POWERS, J. G. **A Description of the Advanced Research WRF Version 3**. Boulder, Colorado, United States of America, Junho 2008. 113 p. Disponível em: <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf>.

STEENEVELD, G. J.; WIEL, B. J. H. van de; HOLTSLAG, A. A. M. Modeling the evolution of the atmospheric boundary layer coupled to the land surface for three contrasting nights in CASES-99. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 63, n. 3, p. 920–935, 2006.

STENSRUD, D. J. **Parameterization Schemes - Keys to Understanding Numerical Weather Prediction Models**. New York, New York, United States of America: Cambridge University Press, 2007. 480 p.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666 p.

SUN, J.; LENSCHOW, D. H.; BURNS, S. P.; BANTA, R. M.; NEWSOM, R. K.; COULTER, R.; FRASIER, S.; INCE, T.; NAPPO, C.; BALSLEY, B. B.; JENSEN, M.; MAHRT, L.; MILLER, D.; SKELLY, B. Atmospheric disturbances that generate intermittent turbulence in nocturnal boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 110, n. 2, p. 255–279, 2004.

SUTTON, O. G. **Micrometeorology**. Versão reimpressa, 1977. Malabar, Florida, United States of America: Robert E. Krieger Publishing Company, 1953. 333 p.

SVENSSON, G.; HOLTSLAG, A. A. M. Single column modeling of the diurnal cycle based on CASES99 data - GABLS second intercomparison project. In: SYMPOSIUM ON BOUNDARY LAYERS AND TURBULENCE, XVII., 2006, San Diego, California, United States of America. **Anais eletrônicos...** American Meteorological Society, 2006. Disponível em: <<http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/110758.pdf>>.

TOTH, Z.; KALNAY, E. Ensemble forecasting at NMC: the generation of perturbations. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 74, n. 12, p. 2317–2330, 1993.

TROEN, I. B.; MAHRT, L. A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 37, n. 1-2, p. 129–148, 1986.

VITERBO, P.; BELJAARS, A.; MAHFOUF, J.-F.; TEIXEIRA, J. The representation of soil moisture freezing and its impact on the stable boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 125, n. 559, p. 2401–2426, 1999.

WANG, W.; BRUYÈRE, C.; DUDA, M.; DUDHIA, J.; GILL, D.; LIN, H.-C.; MICHALAKES, J.; RIZVI, S.; ZHANG, X. **ARW Version 3 Modeling System User's Guide**. Boulder, Colorado, United States of America, Janeiro 2012. 370 p. Disponível em: <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3/ARWUsersGuideV3.pdf>.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2. ed. Burlington, Massachusetts e San Diego, California, United States of America; London, United Kingdom: Academic Press, Elsevier, 2006. 630 p.

YAMADA, T.; MELLOR, G. L. A simulation of the Wangara atmospheric boundary layer data. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 32, n. 12, p. 2309–2329, 1975.

ZHANG, D.; ANTHES, R. A. A high-resolution model of the planetary boundary layer—sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 21, n. 11, p. 1594–1609, 1982.

ZILITINKEVICH, S. Non-local turbulent transport: pollution dispersion aspects of coherent structure of connective flows. **Air Pollution III**, I, p. 53–60, 1995.