



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16625-TDI/1599

**AVALIAÇÕES DE ESTIMATIVAS DE TEMPERATURA
DA SUPERFÍCIE TERRESTRE EM EVENTOS FRIOS
PARA A REGIÃO SUL DO BRASIL, UTILIZANDO
DADOS DO SENSOR MODIS**

Marta Eichemberger Ummus

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto,
orientada pelo Dr. Nelson Jesus Ferreira, aprovada em 25 de setembro de 2009

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/08.31.21.00>>

INPE
São José dos Campos
2009

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:**Presidente:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Membros:

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Viveca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16625-TDI/1599

**AVALIAÇÕES DE ESTIMATIVAS DE TEMPERATURA
DA SUPERFÍCIE TERRESTRE EM EVENTOS FRIOS
PARA A REGIÃO SUL DO BRASIL, UTILIZANDO
DADOS DO SENSOR MODIS**

Marta Eichemberger Ummus

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto,
orientada pelo Dr. Nelson Jesus Ferreira, aprovada em 25 de setembro de 2009

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/08.31.21.00>>

INPE
São José dos Campos
2009

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Ummus, Marta Eichemberger.

Um5av Avaliações de estimativas de temperatura da superfície terrestre em eventos frios para a Região Sul do Brasil, utilizando dados do sensor MODIS / Marta Eichemberger Ummus. – São José dos Campos : INPE, 2009.

129 p. ; (INPE-16625-TDI/1599)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

Orientador : Dr. Nelson Jesus Ferreira.

1. Temperaturas baixas. 2. Produto MOD11. 3. Região Sul.
4. Modelo BRAMS. I.Título.


CDU 528.8:551.509.313.4 (816)

Copyright © 2009 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2009 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

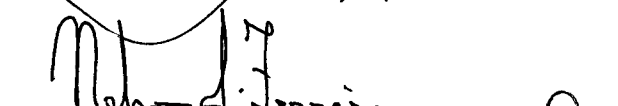
**Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Mestre em
Sensoriamento Remoto**

Dr. Antonio Roberto Formaggio




Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Nelson Jesus Ferreira



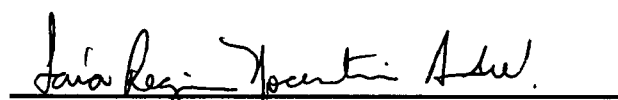
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Milton Kampel



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dra. Lára Regina Nocentini André



Convidado(a) / UNESP/RC / Rio Claro - SP

Aluno (a): Marta Eichemberger Ummus

São José dos Campos, 25 de setembro de 2009

“Perder-se também é caminho”.

Clarice Lispector

*À minha avó Oie Helju Ummus,
por ter lançado a semente e pela semente ter gerado bons frutos.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais pela disponibilização de toda a infraestrutura necessária para o desenvolvimento deste trabalho e à CAPES pela bolsa concedida.

Ao professor Nelson Jesus Ferreira pela orientação, pela oportunidade no INPE e, sobretudo, pela oportunidade em navegar por “mares nunca dantes navegados”.

Aos colegas do curso de pós-graduação, pela convivência e compartilhamento de experiências, Ericson H. Hayakawa, Sílvia Cristina de Jesus, Bruno Rodrigues do Prado, Viviana Aguilar Muñoz, Bruna Dias de Aguiar Peloso, Gustavo Bayma e Aline de Matos Valério.

Ao Denilson Ribeiro Viana, pelo socorro sempre oportuno.

A meus pais Roseli Ap. Eichemberger Ummus e Victor William Ummus e aos meus irmãos Rafael, Marcos e Anna Flora pelo indispensável apoio “remoto” ou não.

Ao meu grande companheiro Rodolfo Alves da Luz, por sempre “abraçar” minhas idéias e se disponibilizar a ajudar no que for preciso.

Ao prof. Saulo Freitas e equipe pelo suporte em relação ao modelo BRAMS.

Ao Marcos Adami, Gabriel Pereira, Rildo Moura, Joice Parmezani e Guilherme Martins por toda a colaboração.

À Etel, Vera e Lucas pelo suporte burocrático sempre prontamente prestado.

RESUMO

Os acentuados declínios de temperatura na Região Sul do Brasil podem gerar graves consequências para a agricultura e pecuária, como por exemplo as geadas. Dados de temperatura de superfície terrestre obtidos via sensoriamento remoto constituem uma importante ferramenta para a compreensão destes fenômenos, uma vez que podem cobrir áreas nem sempre abrangidas por estações convencionais de coleta de dados meteorológicos. Com o intuito de subsidiar metodologias que possam ser utilizadas operacionalmente para detecção de baixas temperaturas, avalia-se o potencial dos dados de temperatura de superfície terrestre estimados pelo produto MOD11 do sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) e simulados pelo modelo *Brazilian Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS), com base nos dados observados por Plataformas de Coleta de Dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). A análise baseou-se em alguns processos de variação espacial e temporal dos elementos climáticos, tais como: período (diurno e noturno, nos horários correspondentes ao horário de passagem do sensor), latitude, altitude, temperatura, velocidade do vento, umidade, compartimentos geomorfológicos, orientação de vertentes e ângulo de visada do sensor. A fim de se avaliar o grau de ajuste entre os dados de temperatura estimados, simulados e observados, foram utilizados como critérios estatísticos na validação os erros quantificados por meio das medidas do Viés (*Bias*), do RMSE (*Root Mean Square Error - raiz quadrada do erro médio quadrático*) e do *r* (coeficiente de correlação de Pearson). Os dados simulados pelo modelo BRAMS apresentaram-se bastante semelhantes aos dados estimados pelo sensor MODIS. Os resultados mostraram que as melhores estimativas se deram no período diurno e que as principais fontes de erro estão relacionadas à altitude, temperatura, latitude e ângulo de visada do sensor. Dessa forma, foram encontrados resultados satisfatórios para áreas inseridas em baixas altitudes, nas latitudes médias e com ângulos de visada menores que 30°. Os dados do modelo BRAMS se mostraram satisfatórios para situações semelhantes.

EVALUATIONS OF ESTIMATES OF LAND SURFACE TEMPERATURE IN COLD EVENTS FOR SOUTHERN BRAZIL, USING MODIS DATA SENSOR

ABSTRACT

Sharp decline in temperature in southern Brazil can produce serious consequences for agriculture and livestock, such as frost. Data of surface temperature obtained by remote sensing is an important tool for understanding these phenomena, since they may cover areas not always covered by conventional stations collecting meteorological data. In order to support methodologies that can be used operationally for detection of low temperatures events, the potential of data of land surface temperature estimated by the MOD11 product sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and simulated by the Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS) is assessed, based on observed data by Data Collection Platforms from the National Institute of Meteorology (INMET). The analysis was based on some genetic processes of spatial and temporal variation of climatic elements such as: time (day and night, at times corresponding to the time of passage of the sensor), latitude, altitude, temperature, wind speed, humidity, geomorphologic compartments, aspect and sensor view angle. In order to assess the degree of fit between the estimated, simulated and observed temperature data, the Bias, Root Mean Square Error (RMSE) and Pearson correlation coefficient (r) were used as statistical criteria. The data simulated by the BRAMS model is very similar to the data from the MODIS sensor. The results showed that the best estimates are made during the day and that the main sources of error are related to altitude, temperature, latitude and sensor view angle. Thus, it was possible to validate the data of temperature for the product MOD11 for low altitude areas, in middle latitudes and with view angles less than 30° . The data from the BRAMS model were satisfactory for similar situations.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SIGLAS	
1.INTRODUÇÃO.....	23
1.1 Apresentação.....	23
1.2 Objetivos gerais e específicos.....	25
2.FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	27
2.1 Interação entre os elementos climáticos e os fatores geográficos.....	27
2.1.1 Circulação atmosférica.....	29
2.1.2 Atuação das massas de ar.....	32
2.2 Localização da área de estudo.....	33
2.3 Caracterização Climática da região Sul.....	34
2.4 Eventos frios.....	36
2.4.1 Geadas.....	42
2.5 Temperatura de Superfície Terrestre.....	45
2.6 Características do sensor MODIS.....	47
2.6.1 Características gerais.....	47
2.6.2 Produtos MODIS.....	48
2.6.3 Produto MOD11.....	49
2.6.3.1 Algoritmos utilizados para a correção do produto MOD11.....	50
2.6.3.1.1 Algoritmo Split-window.....	51
2.6.3.1.2 Algoritmo Diurno/Noturno (<i>Day/night</i>).....	52
2.7 Validação dos dados.....	52
2.8 Modelo BRAMS.....	55
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	58
3.1 Materiais.....	59
3.1.1 Aplicativos.....	59
3.1.2 Plataformas de Coleta de Dados do INMET.....	60

3.1.3 Dados MODIS.....	62
3.1.4 Documentos cartográficos.....	64
3.1.4.1 Mapa Geomorfológico.....	64
3.1.4.2 Mapa Hipsométrico.....	67
3.1.4.3 Mapas interpolados.....	68
3.1.5 Simulações atmosféricas.....	68
3.2 Métodos.....	70
3.2.1 Seleção dos eventos.....	70
3.2.2 Parâmetros de análise.....	71
3.2.3 Validação dos dados.....	72
3.2.4 Modelo BRAMS.....	74
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	77
4.1 Correlação entre os dados estimados pelo MODIS e observados pelas PCDs.....	77
4.1.1 Influência dos horários das observações.....	77
4.1.2 Influências da altitude	80
4.1.3 Latitude	82
4.1.4 Compartimentos Geomorfológicos	84
4.1.5 Umidade Relativa do Ar.....	88
4.1.6 Ângulos de visada do sensor MODIS.....	89
4.1.7 Temperatura.....	90
4.1.8 Influências da velocidade do vento.....	91
4.2 Estudos de caso.....	92
4.3 Correlação entre os dados gerados pelo modelo BRAMS, estimados pelo sensor MODIS e observados pelas PCDs.....	103
4.3.1 Altitude.....	106
4.3.2 Compartimentos geomorfológicos.....	107
4.3.3 Efeitos da umidade.....	110
4.3.4 Efeitos da velocidade do vento.....	111
4.4 Discussão Geral.....	112
5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	119
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	121

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Localização da área de estudo.....	34
2.2 Tipos de clima encontrados na Região Sul segundo a classificação de Koppen.....	36
3.1 Fluxograma das atividades desenvolvidas.....	58
3.2 PCD do INMET localizada em Vacaria/RS.....	60
3.3 Localização da rede de PCDs na Região Sul.....	61
3.4 Cenas do sensor MODIS utilizadas para recobrir a Região Sul do Brasil.....	63
3.5 Mapa Geomorfológico da Região Sul.....	65
3.6 Mapa Hipsométrico da Região Sul.....	67
3.7 Etapas de utilização do modelo BRAMS.....	69
3.8 Área de domínio utilizada para as simulações no modelo BRAMS.....	75
4.1 Mapa das médias de RMSE calculadas para cada PCD.....	78
4.2 Gráfico dos valores de RMSE, Viés e r dos dados estimados pelo sensor MODIS e observados pelas PCDs para os diferentes horários	79
4.3 Gráficos de dispersão da temperatura dos dados estimados pelo sensor MODIS e observados pelas PCDs para os horários diurno e noturno.....	80
4.4 Mapas das diferenças das temperaturas nos diferentes patamares de altitude para a análise dos dados estimados pelo MODIS e observados pelas PCDs nos períodos diurno e noturno.....	82
4.5 Mapa da diferença das temperaturas entre os dados estimados pelo sensor MODIS e observados pelas PCDs nas diferentes faixas de latitude.....	84
4.6 Média das diferenças de temperatura entre os dados estimados pelo sensor MODIS e observados pelas PCDs nos diferentes compartimentos geomorfológicos	86
4.7 Mapa de orientação de vertentes da Região Sul	87
4.8 Médias de temperatura dos dados observados pelas PCDs e estimados pelo sensor MODIS para os períodos diurno e noturno	91

4.9 Mapas das estimativas de temperatura dos dados observados pelas PCDs e estimados pelo sensor MODIS para o horário das 10:30h.....	93
4.10 Mapas das estimativas de temperatura dos dados observados pelas PCDs e estimados pelo sensor MODIS para o horário das 22:30h	93
4.11 Mapa das diferenças de temperatura entre os dados estimados pelo sensor MODIS e observados pelas PCDs nos períodos diurno e noturno	95
4.12 a) Carta de altitude; b) Carta de níveis médios; c) Carta de superfície para o dia 30 de maio de 2008.....	96
4.13 a) Carta de altitude; b) Carta de níveis médios; c) Carta de superfície para o dia 31 de maio de 2008.....	97
4.14 a) Carta de altitude; b) Carta de níveis médios; c) Carta de superfície para o dia 11 de junho de 2008.....	98
4.15 a) Carta de altitude; b) Carta de níveis médios; c) Carta de superfície para o dia 16 de junho de 2008.....	99
4.16 a) Carta de altitude; b) Carta de níveis médios; c) Carta de superfície para o dia 17 de junho de 2008.....	99
4.17 a) Carta de altitude; b) Carta de níveis médios; c) Carta de superfície para o dia 18 de junho de 2008.....	100
4.18 a) Carta de altitude; b) Carta de níveis médios; c) Carta de superfície para o dia 23 de junho de 2008.....	101
4.19 Imagens GOES para as 10:30h (horário local).....	102
4.20 Imagens GOES para as 22:30h (horário local).....	103
4.21 Temperatura estimada pelo sensor MODIS e simulada pelo modelo BRAMS.....	105
4.22 Mapa das diferenças de temperatura entre os dados simulados pelo BRAMS e estimados pelo MODIS em relação às PCDs.....	106
4.23 Mapa das diferenças de temperatura entre os dados simulados pelo BRAMS e estimados pelo MODIS em relação às PCDs nos compartimentos geomorfológicos.....	109

LISTA DE TABELAS

	Pág.
2.1 Características gerais do sensor MODIS.....	48
3.1 Identificação da rede de PCDs.....	62
3.2 Descrição dos compartimentos geomorfológicos.....	66
3.3 Datas selecionadas para as análises.....	71
4.1 Quantificação do erro nos diferentes horários.....	78
4.2 RMSE, r e Viés para os diferentes patamares de altitude.....	81
4.3 RMSE, r e Viés para as diferentes latitudes.....	83
4.4 RMSE, r e Viés para os diferentes compartimentos geomorfológicos.....	85
4.5 RMSE, r e Viés para as diferentes orientações de vertentes.....	88
4.6 RMSE, r e Viés para as diferentes classes de umidade.....	88
4.7 RMSE, r e Viés para os diferentes ângulos de visada.....	89
4.8 RMSE, r e Viés para as diferentes temperaturas.....	90
4.9 RMSE, r e Viés para as diferentes velocidades de vento.....	92
4.10 RMSE, r e Viés para os dias analisados.....	94
4.11 RMSE, r e Viés para os dados MODIS e BRAMS.....	104
4.12 Valores de RMSE, r e Viés para as diferentes fontes de dados.....	104
4.13 Valores de RMSE, r e Viés para a correlação MODIS x BRAMS nos diferentes patamares de altitude.....	106
4.14 Valores de RMSE, r e Viés para a correlação BRAMS/MODIS x PCDs nos diferentes patamares de altitude.....	107
4.15 Valores de RMSE, r e Viés para a correlação MODIS x BRAMS nos diferentes compartimentos geomorfológicos.....	108
4.16 Valores de RMSE, r e Viés para a correlação BRAMS/MODIS x PCDs nos diferentes compartimentos geomorfológicos.....	108
4.17 Valores de RMSE, r e Viés para a correlação BRAMS x MODIS para os diferentes índices de umidade.....	110
4.18 Valores de RMSE, r e Viés para a correlação BRAMS/ MODIS x PCDs para os diferentes índices de umidade.....	100

4.19	Valores de RMSE, r e Viés para a correlação BRAMS x MODIS para as diferentes velocidades de vento.....	111
4.20	Valores de RMSE, r e Viés para a correlação BRAMS/ MODIS x PCDs para as diferentes velocidades de vento.....	111

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ATMET	<i>Atmospheric, Meteorological, and Environmental Technologies</i>
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
BRAMS	<i>Brazilian Regional Atmospheric Modeling System</i>
CDC	<i>Climate Diagnostics Center</i>
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
EOS	<i>Earth Observing System</i>
ESE	<i>Earth Science Enterprise</i>
IME/USP	Instituto de Matemática e Estatística da Universidade de São Paulo
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MRT	<i>MODIS Reprojection Tool</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
RAMS	<i>Regional Atmospheric Modeling System</i>
SPRING	Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas
TST	Temperatura de Superfície Terrestre

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Tradicionalmente, a Região Sul do Brasil destaca-se por sua produção agrícola e pecuária. De acordo com o Atlas de Territórios Rurais (BARRETO,2004), o Produto Interno Bruto (PIB) da atividade agropecuária registrado em 2004 corresponde a 46%. Considerando que a atividade agropecuária é muito afetada por eventos extremos climáticos, principalmente as quedas abruptas de temperatura, e que seus danos podem acarretar consigo vários impactos sócio-econômicos, reitera-se a necessidade de estudos que contemplem não só o entendimento desses eventos extremos, mas que também ofereçam a possibilidade de se fazer diagnósticos dessas condições adversas, evitando-se assim perdas inclusive humanas.

Um dos principais parâmetros para o entendimento de fenômenos climáticos é a Temperatura de Superfície Terrestre (TST), uma vez que ela é o principal indicador do balanço de energia (SOBRINO; KHARRAZ, 2003). De maneira geral, os dados obtidos via sensoriamento remoto constituem uma importante fonte de obtenção da TST, uma vez que são capazes de cobrir áreas nem sempre abrangidas por estações convencionais de coleta de dados meteorológicos. Porém, se interpõe a esta tecnologia ora a resolução temporal do sensor, ora a resolução espacial. Dessa forma, faz-se necessário valer-se de meios de obtenção de dados que possam gerar respostas rápidas e acessíveis, num intervalo de tempo oportuno. No Brasil existe certa carência de estudos preocupados com a detecção de temperaturas baixas por meio do sensoriamento remoto, entretanto destacam-se os trabalhos de Caramori et al.(2007) e de Rafaelli et al. (2006), os quais analisaram as geadas em lavouras de café.

Assim, apresenta-se no presente trabalho a utilização dos dados do produto MOD11 (Temperatura de Superfície Terrestre e Emissividade) do sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), localizado a bordo da plataforma Terra, lançado em dezembro de 1999, o qual possui resolução espacial de 1 Km,

resolução temporal de 1 dia e horário de passagem sobre a linha do Equador aproximadamente às 10:30 h (órbita descendente) e às 22:30 h (órbita ascendente). O foco principal da pesquisa pautou-se na avaliação destes dados para a detecção de temperaturas baixas (resultantes de eventos frios) utilizando como referência terrestre os dados fornecidos pelas Plataformas de Coleta de Dados (PCDs) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

É sabido que tanto os dados de temperatura estimados quanto os simulados, correspondem aos dados de um conjunto de alvos em determinado *pixel* enquanto que os dados das PCDs são pontuais. Além disso, como os dados das PCDs são disponibilizados de hora em hora e os dados do sensor variam alguns minutos em relação ao horário de passagem estabelecido, deve ser considerada essa pequena defasagem em relação aos horários de obtenção dos dados. Por essa razão, não é possível validar estes dados, porém pode-se avaliar e comparar, estabelecendo assim indicativos de variações sistemáticas de erro entre essas fontes distintas.

Dessa forma, definiram-se alguns parâmetros de análise baseados nos processos de variação espacial e temporal dos elementos climáticos, tais como: horários (10:20h e 22:30h), datas (30 e 31 de maio de 2008, 11, 16, 17, 18 e 23 de junho de 2008), latitude, altitude, compartimentos geomorfológicos, temperatura, velocidade do vento, umidade e ângulo de visada do sensor. As correlações foram realizadas por meio do cálculo de estatísticas descritivas, tais como: valores de RMSE, r e Viés.

Propõe-se aqui também a utilização do modelo de previsão numérica de tempo *Brazilian Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS) com o intuito de analisar a dinâmica de temperatura de superfície terrestre. O modelo BRAMS é resultado de um projeto conjunto entre ATMET (*Atmospheric, Meteorological, and Environmental Technologies*), IME/USP (Instituto de Matemática e Estatística da Universidade de São Paulo) e CPTEC/INPE (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), cuja característica principal foi produzir uma nova versão do modelo RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) adaptado às condições meteorológicas de regiões tropicais, tendo

como objetivo básico o fornecimento de um modelo que possa ser utilizado por centros regionais de previsão de tempo. Este modelo de alta resolução já foi utilizado em estudos sobre a caracterização climática da mudança do uso do solo e cobertura vegetal no Vale do Paraíba (FRANÇA, 2006) e em estudos sobre os impactos da variabilidade sazonal da cana de açúcar em ilhas de calor na região de Piracicaba (COLTRI, 2007).

1.2. Objetivos gerais e específicos

Frente ao exposto, configura-se como objetivo geral da presente pesquisa avaliar o potencial do sensor MODIS e dos dados simulados pelo modelo BRAMS para a detecção de temperaturas baixas, e a viabilidade da utilização de modelos de previsão numérica para o diagnóstico deste tipo de fenômeno.

Os objetivos específicos consistem em:

- Detectar os mais significativos eventos frios correspondentes ao período compreendido entre maio e agosto de 2008;
- Avaliar a contribuição dos dados do produto MOD11 do sensor MODIS e do modelo BRAMS para detecção de baixas temperaturas na Região Sul do Brasil;
- Verificar em que condições é mais viável a utilização de dados estimados e simulados;
- Comparar os dados simulados pelo modelo e estimados pelo sensor;
- Avaliar a utilização do modelo BRAMS para o diagnóstico de condições meteorológicas relacionadas a este fenômeno.

CAPÍTULO 2

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Interação entre os elementos climáticos e os fatores geográficos

De maneira geral, pode-se dizer que as principais características climáticas da Região Sul do Brasil se dão em consequência da interação entre relevo e posição geográfica em conjunto com os sistemas de circulação atmosférica. Dessa forma, de acordo com Mendonça e Danni-Oliveira (2007), entende-se que as variações climáticas desta região se devem tanto à ação dos aspectos dinâmicos do meio oceânico e atmosférico (circulação atmosférica), quanto ao conjunto de características geográficas estáticas diversificadoras da paisagem, tais como a latitude, a altitude, o relevo, a vegetação, a continentalidade e maritimidade e as atividades humanas.

Conforme Ayoade (1986), o relevo tem um efeito atenuador sobre a temperatura, uma vez que sua posição pode favorecer ou dificultar os fluxos de calor e umidade entre áreas contíguas. Além das características relacionadas à altitude, outros fatores podem influir sobre a distribuição da insolação, tais como a orientação das vertentes e a declividade. Os valores de insolação em altitudes elevadas são geralmente maiores que os verificados em lugares próximos ao nível do mar, dentre outras razões porque as massas de ar nessas regiões asseguram menor interferência da atmosfera sobre a insolação. Ayoade (1986) indica ainda que nas médias e altas latitudes, as vertentes voltadas para a direção dos pólos geralmente recebem menos radiação do que as vertentes voltadas para o Equador. Por fim, a declividade pode modificar a relação superfície/radiação incidente, uma vez que o ângulo de incidência dos raios solares depende também da inclinação do terreno (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007).

A localização geográfica é outro fator que pode atribuir características intrínsecas a determinadas regiões, uma vez que a latitude exerce o principal controle sobre o volume de insolação que um determinado lugar recebe. Isto ocorre porque a variação astronômica da insolação é uma função da latitude, ou seja, o ângulo de incidência dos

raios solares e a duração do dia em qualquer lugar são determinados pela sua localização latitudinal (AYOADE, 1986). A Região Sul está quase completamente inserida abaixo do Trópico de Capricórnio, depreendendo-se daí sua condição de situar-se numa zona temperada, recebendo portanto, uma menor quantidade de radiação solar, uma vez que o sol nesta região jamais alcança o zênite. Dentre as consequências disso, a mais relevante para o presente estudo é o fato desta região apresentar as menores médias de temperatura do ar do país.

Segundo Ayoade (1986), a distribuição da temperatura sobre uma determinada superfície é influenciada por diversos fatores, dentre eles a natureza da superfície, a distância a partir dos corpos d'água, a quantidade de insolação recebida, o relevo, a natureza dos ventos predominantes e as correntes oceânicas.

Em relação à natureza da superfície, Ayoade (1986) considera que ela pode determinar os valores de albedo e do calor específico. Quanto maior for o calor específico de determinada superfície, uma maior quantidade de energia terá que ser absorvida para que a temperatura do sistema se eleve. Outro fator que há de ser levado em consideração quando se analisa a temperatura de determinada região, é a distância em relação aos corpos d'água, principalmente devido as diferenças básicas entre as características térmicas de superfícies continentais e hídricas. Estas diferenças ajudam a produzir os efeitos de continentalidade, no qual, em decorrência de suas propriedades térmicas, a superfície continental se aquece e se resfria mais rapidamente do que as superfícies hídricas (o calor absorvido durante o dia é perdido rapidamente para a atmosfera à noite), atribuindo às regiões situadas no interior do continente uma amplitude térmica maior. Em contrapartida, em virtude da retenção de calor nas águas oceânicas atingir grandes profundidades, a água se aquece e se resfria mais lentamente, produzindo o efeito de maritimidade e gerando uma menor amplitude térmica nas regiões litorâneas.

Além dos efeitos de continentalidade e de maritimidade, deve-se considerar que a temperatura diurna é também influenciada pela cobertura de nuvens e pela umidade do ar. As nuvens reduzem a insolação durante o dia e aumentam a radiação descendente

do céu durante a noite e o vapor d'água atua como uma “barreira” para a radiação, ou seja, quanto menor a quantidade de vapor d'água, maior a quantidade de radiação que pode ser re-irradiada para a atmosfera. Neste sentido, consideram-se fatores também influentes a velocidade do vento e a capacidade condutiva da superfície.

Os sistemas de circulação atmosférica são essenciais para o entendimento do clima de determinada região, sendo até, de acordo com Nimer (1979) considerado o “fator genético por excelência”. Desta forma, o tópico seguinte será dedicado exclusivamente ao entendimento dos mecanismos de circulação atmosférica da Região Sul do Brasil.

2.1.1 Circulação atmosférica

De acordo com Nimer (1979), pelo fato da Região Sul estar compreendida nas latitudes médias, ela é atingida pelos principais centros de ação, tanto de latitudes baixas quanto de latitudes elevadas. Acerca do Trópico de Capricórnio existem dois centros de ação positivos (alta pressão) de origem dinâmica localizados na borda dos continentes, sendo eles o Anticiclone do Pacífico e o Anticiclone do Atlântico. Estes anticiclones, associados às variações sazonais de temperatura, constituem a fonte das principais massas de ar tropicais marítimas, que intervêm de forma importante no quadro da circulação atmosférica da Região Sul. O Anticiclone do Pacífico é barrado pela Cordilheira dos Andes e o Anticiclone do Atlântico penetra no interior do Brasil, sendo pouco atingido pela borda do Planalto Brasileiro. Participam também do quadro da circulação atmosférica da Região Sul as Pequenas Altas Tropicais, o Anticiclone Polar e a Baixa do Chaco (centro de ação negativo).

O Anticiclone Polar Marítimo (também denominado Alta Polar) forma-se no extremo sul da América do Sul em latitudes subpolares, devido ao acúmulo do ar polar oriundo dos turbilhões polares sobre os oceanos. Este campo de pressão posiciona-se no inverno sobre latitudes mais baixas devido à queda sazonal de radiação no hemisfério sul e no verão, recua para as latitudes mais elevadas. Ele exerce tanta influência na circulação atmosférica da Região Sul quanto o Anticiclone do Atlântico, e é

responsável por uma série de tempo instável, trazendo consigo as frentes polares (NIMER, 1979).

O Anticiclone do Atlântico (também denominado Alta do Atlântico Sul) constitui a Massa de Ar Tropical Atlântica (mTa) e possui geralmente temperaturas elevadas fornecidas pela intensa radiação solar das latitudes tropicais e forte umidade específica fornecida pela intensa evaporação marítima. Entretanto, possui um caráter de estabilidade e homogeneidade, em virtude de sua constante subsidência superior e conseqüente inversão de temperatura, sendo somente cessado com a chegada de correntes perturbadas (NIMER, 1979; MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

As Pequenas Altas Tropicais são representadas por pequenas dorsais originárias das latitudes baixas do Brasil e invadem a Região Sul principalmente nos meados da primavera e outono, trazendo consigo correntes perturbadas. Estas correntes de circulação perturbada correspondem a zonas depressionárias entre duas massas de ar, constituindo, portanto, uma descontinuidade para a qual convergem os ventos das duas altas supramencionadas (NIMER, 1971). As principais correntes que atuam diretamente sobre a Região Sul do Brasil são as correntes perturbadas de Sul e de Oeste, sendo esta última mais freqüente no verão, tornando-se desnecessário portanto seu detalhamento na presente pesquisa.

As correntes perturbadas de sul são representadas pela invasão do Anticiclone Polar com sua descontinuidade frontal. Esses anticiclones polares periodicamente invadem o continente sul-americano com ventos de W a SW nas altas latitudes, porém, adquirem freqüentemente a direção S a SE ao se aproximarem do Trópico de Capricórnio no território brasileiro. Apesar de originariamente possuírem subsidência e forte inversão de temperatura, esses anticiclones em sua trajetória absorvem calor e umidade, fazendo com que já nas latitudes médias a inversão desapareça tornando-os instáveis. Ao invadir o continente sul-americano, os anticiclones dividem sua trajetória a Oeste e Leste da Cordilheira dos Andes.

A Baixa do Chaco corresponde a um centro de ação negativo (baixa pressão) e sua origem está relacionada às ondulações da frente polar. Normalmente esta baixa determina bom tempo, em virtude de sua origem continental lhe conferir pouca umidade específica. No mais, quase sempre acima desta baixa existe uma célula anticiclônica que impede a continuidade da ascendência de suas correntes convectivas nos níveis superiores. No verão, a região atrai para o interior do continente o ar quente e úmido dos centros anticiclônicos que o circundam e no inverno, a situação se inverte e a Baixa do Chaco geralmente atrai o anticiclone polar marítimo em direção ao norte, facilitando a propagação do ar até as baixas latitudes sul-americanas.

Em virtude das grandes diferenças de temperatura existentes entre os trópicos e os pólos, desenvolvem-se bandas de ventos fortes de oeste em altas latitudes, próximas da tropopausa, produzindo maiores gradientes de pressão e conseqüentemente ventos mais rápidos em ar superior, que são denominados correntes de jatos (ou *jet streams*). Como no inverno os contrastes de temperatura são mais acentuados em latitudes médias, espera-se ventos de oeste mais fortes neste período. Na alta atmosfera, usualmente estão presentes duas bandas (uma mais próxima dos pólos, denominada Jato Polar e outra mais próxima dos subtropicais, denominada Jato Subtropical) em cada hemisfério, entre 25° e 60° de latitude. Essas correntes de jato são uma parte importante do sistema de troca de calor da terra, uma vez que auxiliam na transferência de energia dos trópicos em direção aos pólos e do excesso de frio das regiões polares em direção ao equador. Normalmente o Jato Polar marca os limites entre o ar polar frio e o ar subtropical mais quente, ocasionando, por vezes padrões de tempo bastante dinâmicos nas regiões em que ele ocorre. Frequentemente a corrente de jato assume um aspecto ondulatorio ao viajar através das médias latitudes. Essas ondas contêm cavados¹ e cristas², os quais são importantes indicadores de padrões de tempo. No hemisfério sul, um cavado é a parte da onda da corrente de jato onde a direção do vento muda de sudoeste para noroeste. Conforme o ar flui através de um cavado em uma corrente de jato, tende a divergir em altas altitudes, formando um

¹ Entende-se por cavado uma região de relativa pressão atmosférica baixa (caracterizadas pelo ar frio descendente), estando frequentemente associado à frentes.

² Entende-se por crista, uma região alongada de alta pressão, com pouca ou nenhuma circulação ciclônica.

sistema de baixa pressão nestas regiões. Isso faz com que o ar da superfície flua para cima, formando um sistema de baixa pressão na superfície. Conforme o ar flui para cima, tende a espiralar na direção horária no hemisfério sul.

2.1.2 Atuação das massas de ar

Dentre os sistemas atmosféricos atuantes na Região Sul destacam-se as massas de ar. Sabe-se que uma massa de ar é formada basicamente sob a influência do balanço global de radiação solar (dependente da latitude) e pelas características da superfície em sua região de origem. Sua dinâmica (avanços, recuos, propriedades) pode influenciar nos parâmetros meteorológicos, como por exemplo, na temperatura, precipitação, umidade, etc. Na Região Sul o clima é afetado principalmente pela ação de três massas de ar que, orientadas pelo relevo e pelo sistema de circulação do hemisfério Sul produzem correntes de perturbação que atravessam a região, sendo elas: massa de ar Tropical atlântica (mTa), massa de ar Tropical continental (mTc) e massa de ar Polar (mP).

A mTa tem sua formação no Atlântico Sul, e origina-se no centro de altas pressões subtropicais do Atlântico, possuindo portanto temperatura e umidade elevadas. Atraída pelas baixas pressões que se formam sobre o continente, traz para a atmosfera deste bastante umidade e calor, sendo mais expressiva atuação no verão (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007). Em sua origem possui propriedades de ser uma massa quente, úmida e com tendência a estabilidade. Porém, no verão, com o aquecimento basal e o efeito orográfico ocasionado pelo sistema atlântico, torna-se uma massa instável.

A mTc tem sua formação na região central da América do Sul (depressão do Chaco), entre o final do inverno e início da primavera, quando forma-se uma condição de divergência atmosférica que dá origem a uma massa de ar quente e seca. De acordo com Nimer (1979) sua importância é mais evidenciada durante o verão. Em geral, durante as outras estações do ano, a depressão do Chaco atua como uma área de atração das massas de ar de outras regiões, cujos centros de ação se apresentam mais

intensos que aqueles de sua área de origem. Assim, a região é facilmente dominada pelo ar polar no inverno e pelo ar quente e úmido do equador no verão.

Por fim, a mP que possui maior relevância neste estudo, tem sua formação no centro-sul da Patagônia e possui característica fria e úmida. De acordo com Mendonça e Danni-Oliveira (2007), a disposição longitudinal do relevo sul-americano e de suas calhas naturais facilita o deslocamento da mP em direção ao norte. Ao atingir a Cordilheira dos Andes no extremo sul do continente, ela se divide em dois ramos, o Pacífico e o Atlântico.

O ramo Pacífico, associado à corrente marinha fria de Humboldt, desloca-se normalmente até latitudes inferiores à linha do Trópico de Capricórnio. O ramo Atlântico, favorecido pela calha natural da drenagem da bacia Platina (formada principalmente pelos rios da Prata, Paraguai e Paraná), possui associação com as quedas térmicas de inverno no interior do Brasil e os reduzidos índices de umidade do ar e de pluviosidade.

2.2 Localização da área de estudo

A Região Sul do Brasil está compreendida entre as coordenadas 59°52'32'' e 46° 24'04'' de longitude oeste e 34°15'50'' e 21°03'04'' de latitude sul, com uma extensão territorial de aproximadamente 577.723 km², conforme pode ser observado na Figura 2.1.

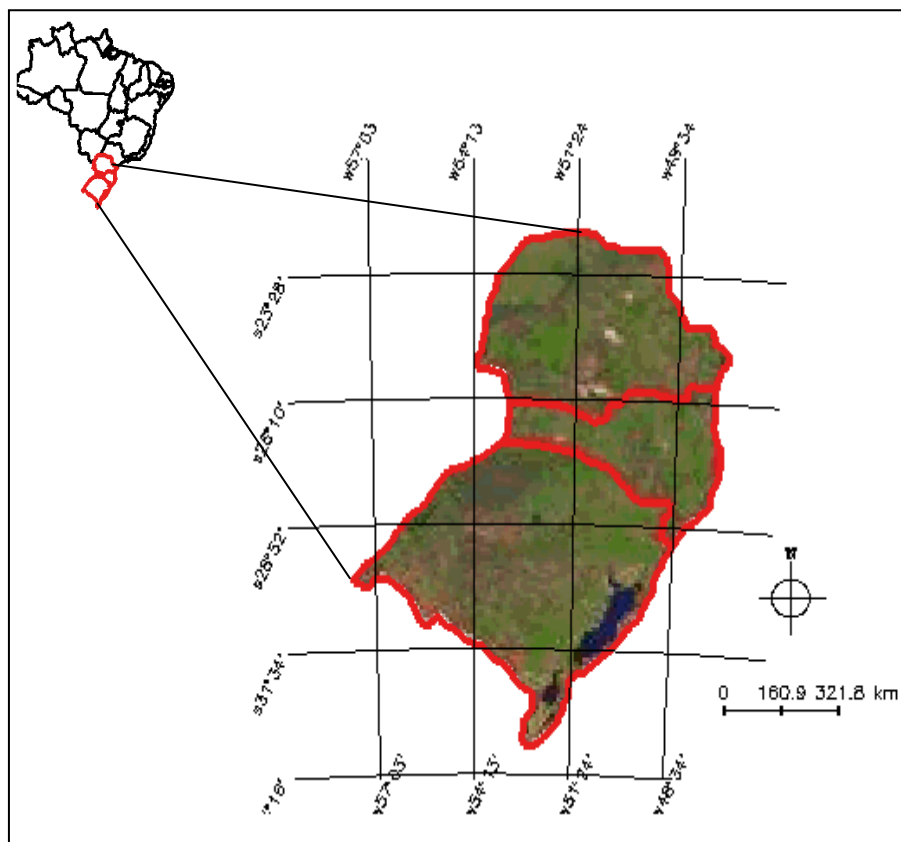


Figura 2.1 – Localização da área de estudo.

2.3 Caracterização climática da Região Sul

A região sul do país está quase completamente situada no interior da zona temperada (abaixo do Trópico de Capricórnio, configurando assim diferenças brutais em relação às outras regiões do país. De acordo com Nimer (1979), nesta região há o domínio quase absoluto do clima mesotérmico do tipo temperado ou clima subtropical úmido (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007), que em síntese significa que a região possui uma variabilidade térmica bastante acentuada tanto espacialmente quanto temporalmente, haja vista os invernos rigorosos e verões muito quentes, em contrapartida a regularidade na distribuição das chuvas, não possuindo portanto, uma estação seca bem definida.

De acordo com a classificação climática de Köppen (1948), citado por Strahler e Strahler (1989), a região sul se encontra inserida no Tipo Climático C, sendo que os três tipos de clima predominantes nesta região são: *Cfb* (inverno frio e verão ameno), *Cfa* (inverno frio com verão quente) e *Cwa* (temperaturas moderadas e verão quente), cuja distribuição espacial pode ser visualizada na Figura 2.2. O tipo *Cfb* é encontrado em regiões mais altas e serranas da região sul, englobando as cidades de Caxias do Sul, Lajes, São Joaquim, Gramado, Passo Fundo e Curitiba. O *Cfa* é encontrado no litoral, nos pampas gaúchos, no oeste catarinense e no sul riograndense, cujas cidades abrangidas são Porto Alegre, Uruguaiana, Pelotas, Chapecó, Florianópolis, Blumenau e Foz do Iguaçu. O *Cwa* abrange uma pequena parte do norte do Paraná, divisa com São Paulo e Mato Grosso do Sul, com destaque para as cidades de Londrina e Maringá. No inverno, a média de temperatura pode ser de 9°C na serra catarinense e 17°C no litoral do Paraná. A temperatura média anual varia entre 13°C na serra catarinense e 21°C no norte do Paraná. A média das temperaturas mínimas varia de 6° a 12°C, sendo comum o termômetro atingir temperaturas próximas de 0°C, ou mesmo alcançar índices negativos, acompanhados de geada e neve, quando da invasão das massas polares. Nestes três tipos climáticos, as chuvas são bem distribuídas com uma queda no índice pluviométrico no inverno, principalmente no mês de agosto. A pluviosidade média anual oscila entre 1250 e 2.000 mm, exceto no litoral do Paraná e oeste de Santa Catarina, onde os valores são superiores a 2000 mm, e no norte do Paraná e pequena área litorânea de Santa Catarina, com valores inferiores a 1250 mm. O máximo pluviométrico acontece no inverno e o mínimo no verão em quase toda a região.

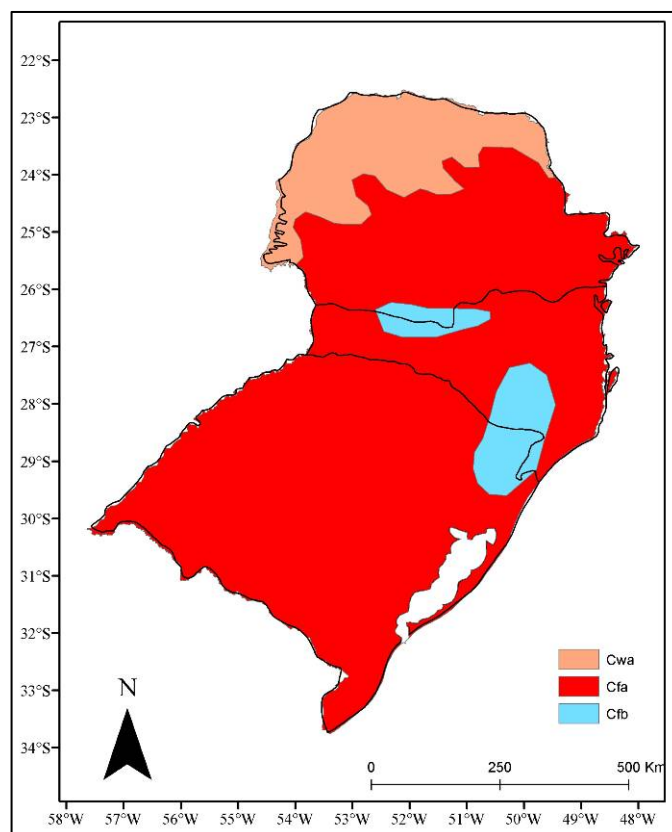


Figura 2.2 – Tipos de clima encontrados na Região Sul do Brasil segundo a classificação climática de Köppen

Fonte: IBGE - Diretoria de Geociências. Anuário estatístico do Brasil (1997)

2.4 Eventos frios

Por seu afastamento do Equador, a Região Sul do Brasil durante o período de maio a agosto sente os efeitos típicos de inverno característicos das regiões de clima temperado, devido a sucessivas e intensas invasões de massas de ar polar que acentuam a redução da temperatura que comumente atinge valores próximos a 0°C.

De acordo com Nimer (1979), dois fatores especificam o caráter acentuado do inverno nos meses de junho e julho. O primeiro diz respeito ao fato de que nas zonas extratropicais, existe um considerável aumento da duração das noites em detrimento das horas de radiação diurna, estando estes relacionados a uma maior inclinação dos

raios solares. O segundo fator indica que nesta época há uma maior entrada de sistemas sinóticos frontais associados à atuação de massas de ar polar.

Segundo Girardi (1983), o ar em latitudes altas se resfria devido à perda de calor durante essas longas noites de inverno, sendo que no momento em que o equilíbrio dinâmico dele é rompido em razão dos gradientes térmicos, uma porção dele se desloca se dirigindo para temperaturas mais baixas. Nesses casos, as bolhas de ar frio, geradas pelo aumento da baroclinia³, tornam-se capazes de transpor barreiras físicas, como por exemplo a Cordilheira dos Andes, e atingem então o continente sul-americano mantendo suas características polares. Além disso, Algarve (1995) indica que a maior entrada de sistemas sinóticos de origem polar faz com que as temperaturas declinem mais ainda, uma vez que as temperaturas mais baixas são registradas justamente após a passagem dessas massas de origem polar. Nesses casos, as massas de ar frio estacionam-se, permitindo uma intensa emissão noturna de radiação para o espaço, sendo esta ocasionada pela baixa umidade e ausência de nebulosidade que provoca um elevado resfriamento da superfície e do ar adjacente.

Machado (1950) define os eventos frios como um fenômeno meteorológico que consiste em uma forte queda de temperatura que persiste por alguns dias num declínio progressivo. Normalmente esses eventos ocorrem desde o final do outono até a primavera intensificando a circulação secundária do ar. Segundo Escobar (2007), estes bruscos declínios de temperatura são provocados pela passagem de sistemas frontais vindos do extremo sul do continente e por intensos anticiclones que contribuem para a perda de calor noturno por resfriamento radiativo e acompanham essas fortes incursões de ar frio. Essas fortes quedas de temperatura ocorrem quando grandes massas polares penetram pelo oeste ou sudoeste da Região Sul, sendo que essas massas vinham até então sendo afetadas há alguns dias por uma depressão barométrica que gerava a princípio temperaturas mais altas e posteriormente chuvas e

³ Podemos entender área baroclínica como uma onda cujo mecanismo de desenvolvimento ou manutenção é a instabilidade baroclínica. Normalmente essas ondas baroclínicas possuem escala horizontal da ordem de 1000 km. Uma onda baroclínica de latitudes médias apresenta uma defasagem entre os campos de pressão (ou equivalentemente da geopotencial) e o campo térmico de tal forma que a massa do ar frio fica para esquerda do cavado. Isso significa que os cavados e cristas inclinam-se para oeste com altura.

trovoadas. Este violento choque entre massas de ar de características opostas (uma muito fria e outra muito quente) produz um forte gradiente térmico ocasionando dias consecutivos de frio.

Nesse sentido, dentre as condições atmosféricas que podem levar à ocorrência destes eventos frios, citam-se alguns exemplos a seguir.

Hamilton e Tarifa (1978) analisaram os aspectos sinóticos relacionados a uma onda de frio associada à ocorrência de geadas nas regiões sul, sudeste e centro-oeste do Brasil em julho de 1972. Os resultados mostraram que esse evento foi precedido por uma ciclogênese⁴ na região do Chaco, com presença de uma camada de ar frio e de um anticiclone polar em desenvolvimento na região da Patagônia, com uma trajetória meridional.

Girardi (1983) ao analisar uma forte geada ocorrida nos trópicos em 1975, concluiu que um ciclone extra-tropical situado próximo das Ilhas Malvinas desempenhou um papel fundamental para o acúmulo de ar frio no extremo sul do continente durante o início do evento, enquanto um centro de alta pressão de origem polar, transpôs a Cordilheira dos Andes e deslocou-se rapidamente para o norte.

Fortune e Kouski (1983) analisaram as geadas mais fortes entre 1979 e 1981 na Região Sul do Brasil e obtiveram resultados semelhantes, indicando porém, que um cavado de onda curta que transpôs os Andes na fase preliminar ao evento foi responsável pela rápida intensificação de uma frente pouco ativa que já se encontrava na região central da Argentina. Neste caso, as trajetórias do sistema frontal e do ciclone e anticiclone foram traçadas, percebendo-se que o deslocamento do ciclone-anticiclone em superfície canalizaram o ar de origem sub-antártico, contribuindo para o rápido resfriamento de até latitudes tropicais, em virtude primeiramente de uma advecção fria e em seguida pela perda radiativa. Observaram, tanto no caso da geada de 1979, quanto da de 1981, a amplificação de um padrão de cavado e crista entre 150° e

⁴ Ciclogênese pode ser definida como um processo de “rebaixamento” da pressão atmosférica de superfície com conseqüente formação de circulação ciclônica.

90°W associado a uma banda de nebulosidade frontal, que se estendia desde os trópicos até as regiões de latitudes maiores. Esta banda permaneceu estacionada, ao passo que a crista em 90°W projetou-se em direção à América do Sul, intensificando o escoamento meridional e gerando uma frontogênese⁵ na região central da Argentina. Essa análise que se refere às condições atmosféricas observadas no Pacífico alguns dias antes das geadas analisadas, poderiam servir como preditores para a proximidade do evento. De acordo com Girardi (1983), o estacionamento de uma crista a oeste da América do Sul, pode induzir uma rápida anticiclogênese⁶ na região central da Argentina, e esta, estando num ambiente com escoamento predominantemente meridional, propicia uma condição favorável para o deslocamento de ar frio para latitudes mais altas.

Satyamurty et al. (1990) realizaram uma descrição sinótica de uma friagem ocorrida em 1990, cuja gênese constitui-se na invasão de duas massas de ar frio intensas durante a segunda quinzena de maio, provocando neve em algumas cidades do sul e geada em diversas localidades, inclusive nas regiões Sudeste e Centro-Oeste. Eles demonstraram nesses eventos que as altas polares transpuseram os Andes ao redor de 35°S e deslocaram-se com trajetória continental até o Paraguai e sudeste do Brasil. A massa fria levou cerca de três dias para deslocar-se do norte da Patagônia até o Sudeste do Brasil.

Algarve (1995) analisou a circulação atmosférica de grande escala associada à ocorrência de geadas no sul do Brasil entre 1980 e 1989, verificando que o escoamento meridional anômalo proveniente de um forte gradiente geopotencial é condição marcante para todos os eventos.

Marengo et al. (1997) concluíram que a intensificação de um cavado em altos níveis cruzando os Andes na região Patagônica é uma característica de um evento com potencial de transportar ar frio para regiões em baixas latitudes, e que, ondas

⁵ A frontogênese ocorre quando o contraste de temperatura aumenta e existe desenvolvimento e/ou intensificação do processo de formação de uma frente.

⁶ Anticiclogênese ocorre quando existe a formação de um anticiclone ou intensificação de um já existente.

aparentemente com velocidades zonais mais elevadas seriam mais propícias a serem intensificadas por ocasião de cruzar os Andes.

Souza (1998) analisou as condicionantes meteorológicas e geográficas para a ocorrência de neve no Sul do Brasil, e concluiu que a configuração do continente produz um índice de continentalidade reduzido na faixa temperada, o que permite o abastecimento de umidade continuamente. Este fator, associado à trajetória continental do anticiclone polar, poderia levar à queda de neve no sul do Brasil. Para 20 anos de análise (1971-1990), foi mostrado que em praticamente todos os casos de ocorrência de neve no sul do Brasil a trajetória do anticiclone polar foi puramente continental.

Bosart et al. (2000) realizaram algumas simulações numéricas para uma onda de frio ocorrida cerca de 15 dias após a analisada por Marengo et al. (1997) no mês de julho de 1994, mostrando que houve uma intensificação do anticiclone migratório ao cruzar os Andes associada a um ciclone intenso na costa do Rio Grande do Sul.

Vera e Vigliarolo (2000) realizaram um diagnóstico dinâmico-estatístico para a propagação de ar polar nas regiões tropicais e mostraram a estrutura e evolução das perturbações de escala sinótica associadas à ocorrência de geadas no sul do Brasil. Eles encontraram, como características principais, a presença de uma perturbação ciclônica ingressando o continente sul americano por latitudes subpolares (cavado de altos níveis que propaga-se para leste) e outra perturbação ciclônica em níveis altos próxima à Cordilheira dos Andes, em latitudes subtropicais (sistema frontal que adentra o continente a partir do Pacífico), indicando que esta interação pode exercer grande influência na intensidade de ondas de frio e que esta perturbação ciclônica é um fator determinante para sua ocorrência, uma vez que aparentemente isso acontece cerca de dois dias antes da ocorrência de geadas.

Rozante e Chou (2000) mostraram a eficiência do modelo do CPTEC em prever com mais de cinco dias de antecedência uma onda de frio muito intensa ocorrida em abril de 1999, destacando também a excelente previsibilidade do modelo ETA/CPTEC em prognosticar corretamente o evento, quando a temperatura chegou a 5.2° C em São

Paulo, houve queda de neve na Serra gaúcha e geadas em algumas regiões do centro-sul do Brasil. Neste evento, o anticiclone polar cruzou os Andes ao redor de 43° S e avançou rápido até o Paraguai, atingindo um valor máximo de 1032 hPa. Duas ciclogênesis foram identificadas na costa sul do Brasil, uma antes do evento e outra quando o anticiclone transpôs os Andes, esta última tendo sido considerada uma ciclogênesis explosiva e apontada como a principal responsável pela ocorrência de neve no sul do Brasil. Utilizando-se de dados de radiossondagem, os autores puderam avaliar a espessura da massa de ar frio como sendo de aproximadamente 3000m sobre a cidade de Foz do Iguaçu.

Lupo et al. (2001) fizeram uma classificação sinótica de ondas de frio na América do Sul através da composição de casos. As ondas de frio foram classificadas em três tipos em função da relação dos campos meteorológicos de superfície e altitude. O padrão de onda de frio Tipo 3 mostrou o anticiclone pós-frontal com lento deslocamento para leste e atingindo a Região Sul e o sul da região sudeste do Brasil. Em 500 hPa observou-se a presença de uma fraca crista sobre o centro de América do Sul e uma fraca advecção de vorticidade anticiclônica que contribuiu para intensificação do anticiclone em superfície. Cavalcanti e Kousky (2003) analisaram a estrutura média tridimensional e a evolução das ondas de frio sobre América do Sul através da análise de composição de casos. Ambos os autores mostraram que a amplificação de um padrão de onda em níveis médios, com uma crista sobre o Pacífico leste e um cavado sobre a América do Sul, fornece um sinal favorável para a ocorrência de ventos frios no centro-sul do continente sul-americano.

Por fim, Escobar (2007), por meio da “Análise das Componentes Principais”, realizou uma classificação sinótica de sequências de campos de pressão ao nível médio do mar e de altura geopotencial em 500 hPa associadas com a ocorrência de ondas de frio na cidade de São Paulo. O autor indicou que existem diferentes padrões de circulação atmosférica que podem produzir declínios significativos de temperatura, porém, o padrão mais típico mostrou o ingresso de uma frente fria com trajetória sudoeste/nordeste e seu anticiclone pós-frontal (que advecta ar frio) ingressando no continente por latitudes altas, próximas a 47°S. Verificou ainda que a circulação em

níveis médios da atmosfera mostrou uma intensa crista no Oceano Pacífico, próximo à costa do Chile, e um cavado que se estendeu desde o interior do continente até o Oceano Atlântico Sul. Esse modelo de circulação é bastante semelhante ao proposto por Cavalcanti e Kousky (2003).

Dessa forma conclui-se que, os padrões mais típicos associados à ocorrência de eventos frios na Região Sul do Brasil, indicam a presença de dois ramos de perturbações ciclônicas, uma que ingressa no continente (com presença de cavados em altos níveis) e outra que se intensifica (adquirindo maior velocidade de escoamento e associada a um anticiclone migratório em baixos níveis) ao transpor a Cordilheira dos Andes, ambas em latitudes subpolares.

Como vimos anteriormente, um dos principais fenômenos climáticos relacionado à ocorrência de eventos frios são as geadas, a qual será tratada com mais detalhes no tópico seguinte.

2.4.1 Geadas

De acordo com Algarve (1995), o fenômeno da geada é caracterizado pela ocorrência de temperaturas do ar próximas ou abaixo de 0°C, com formação de gelo nas superfícies expostas. Considerando porém, que a ocorrência de gelo sobre a superfície depende do teor de umidade do ar, Kim et al. (2003) e Tubelis e Nascimento (1980) indicaram que as geadas também podem ocorrer sem a formação de gelo quando uma frente fria traz um ar muito seco e a temperatura apresenta ponto de orvalho abaixo de 0°C.

Normalmente, as geadas na Região Sul do Brasil estão vinculadas às incursões de intensas frentes frias que dão lugar à entrada de anticiclones migratórios muito fortes provenientes do sul da Argentina (SELUCHI; NERY, 1992). A baixa nebulosidade, resultante da subsidência do sistema anticiclônico, somada à diminuição da velocidade do vento geram condições propícias para a formação de geadas.

Os processos mais comuns formadores das geadas são os por advecção (ar em movimento) e radiação (ar estacionário) A geada resultante dos processos de advecção caracteriza-se pelo resultado do influxo de larga escala de ar frio durante o dia e a noite, em que as temperaturas baixam devido a este deslocamento da massa polar. Seus principais indicadores são a ocorrência de ventos moderados a fortes e uma atmosfera bem misturada (ALGARVE, 1995). As geadas resultantes dos processos de radiação são caracterizadas pela perda de radiação de ondas longas para o espaço (balanço de radiação bastante negativo), ocorrem à noite pela presença de anticiclones e seus principais indicadores são a ausência de ventos ou ventos muito fracos, baixa umidade e céu claro (CARAMORI et al., 2007). Dentre as geadas por radiação, destaca-se a ocorrência de geadas brancas (com deposição de cristais de gelo na superfície das plantas) e a geada negra (sem deposição de gelo). De acordo com Tubelis e Nascimento (1980), a geada branca ocorre quando o vapor d'água é sublimado sobre a superfície, cobrindo-a com uma camada de cristais de gelo. Para a formação de gelo, as temperaturas da superfície e do ponto de orvalho do ar, em uma temperatura superior a 0°C devem se igualar. Já a geada negra ocorre quando não há a formação de gelo sobre as superfícies expostas, mas sim o congelamento interno dos tecidos das plantas, atribuindo-lhe um aspecto escuro.

As condições sinóticas da atmosfera também promovem grandes variações na temperatura média anual de uma dada região No verão, a massa Tropical Atlântica provoca chuvas devido ao aquecimento do continente. No inverno, ocorre o avanço da massa Polar Atlântica. O encontro dessas diferentes massas de ar provoca chuvas frontais. Depois das chuvas, a massa Polar permanece estacionária e ocasiona ondas de frio de intensidade e duração variáveis. É quando ocorrem as geadas e a queda de neve em algumas cidades do Sul do Brasil. Pedrotti e Fedorova (2000) realizaram um estudo observacional de geadas em Pelotas/RS no ano de 1996, constatando que as situações sinóticas que acompanharam a formação das geada foram o centro de um anticiclone observado em baixos e médios níveis da atmosfera, ausência de zona frontal em todos os níveis da atmosfera, noite sem ou com pouca nebulosidade, e passagem de uma frente fria antes da ocorrência do fenômeno.

A análise de geadas via sensoriamento remoto, bem como outros fenômenos meteorológicos, há muito tempo vêm sendo realizados. Nesse sentido, Hamilton e Tarifa (1978) descreveram a situação de danos causados pela geada nas plantações de café no Paraná e vizinhanças, baseando-se em dados de radiossondagem, dados de superfície e dados de satélite, os quais combinados puderam proporcionar detalhes da estrutura atmosférica e progressão das características sinóticas associadas ao fenômeno. Fortune et al. (1982), em uma das aplicações da Operação Inverno do Projeto Geada do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), demonstraram a viabilidade de monitorar áreas afetadas pelas geadas, avaliando sua intensidade por meio de imagens de satélite realçadas. Fortune (1985) também analisou as diferenças entre as temperaturas estimadas pelo satélite GOES e as temperaturas observadas por estações meteorológicas, correlacionando estas temperaturas com a quantidade de vapor d'água na atmosfera. Outra pesquisa bastante relevante para o entendimento deste fenômeno foi a de Algarve (1995), que identificou as principais características da circulação atmosférica associada à ocorrência de geadas na Região Sul do Brasil, baseando-se em dados de temperatura diária e imagens de satélite.

Caramori et al. (2007) fizeram uma análise sobre a ocorrência de geadas no estado do Paraná utilizando-se de dados AVHRR/NOAA, cujos horários de passagem eram próximos aos horários de ocorrência das geadas (pela manhã). Eles calcularam a emissividade, e a temperatura de superfície terrestre por meio do método *Split-Window* proposto por SOBRINO et al. (1997). A partir daí, interpolaram os dados de temperatura mínima registrados por abrigos meteorológicos (georreferenciados) com o pixel correspondente na imagem. Verificou-se que as diferenças de temperatura entre o dado obtido em campo e o dado estimado pela imagem foram muito pequenas, viabilizando, portanto, a utilização das imagens AVHRR para este tipo de análise. Rafaelli et al. (2006) estudaram a detecção de geadas em lavouras de café por meio de dados MODIS (duas imagens correspondentes ao período anterior e posterior ao dia do evento de uma forte geada), avaliando as mudanças no vigor da vegetação. A partir das imagens MODIS NDVI utilizou-se o teste *t* para avaliar se houveram diferenças

significativas. Concluíram um decréscimo nos índices de NDVI na imagem obtida após a ocorrência da geada.

De acordo com Gusso (2003), a condição de baixa umidade pressupõe que a radiação de ondas longas emitida pela superfície terrestre tenha uma transmitância maior em relação à atmosfera, e a condição de ventos fracos favorece o resfriamento intenso da superfície, uma vez que impõe camadas de ar sucessivas e estáveis a partir do solo. Assim, as características de um sistema anti-ciclônico vão favorecer a queda de temperatura do solo por emissão de radiação de ondas longas proporcionando a queda da temperatura do ar. Gusso (2003) expõe ainda que é exatamente na iminência de ocorrência de TST's mínimas que se reúnem as melhores condições meteorológicas para a observação da superfície e aquisição de dados por meio de sensores remotos orbitais.

2.5 Temperatura de Superfície Terrestre

De acordo com Sobrino e Kharraz (2003), um dos parâmetros mais importantes para o entendimento das interações entre a superfície e a atmosfera é a temperatura da superfície terrestre (TST), uma vez que ela é o principal indicador do balanço de energia. Entretanto, em virtude das dificuldades de acesso à regiões que impõem barreiras físicas e da demanda temporal que isso exigiria, torna-se necessário cada vez mais que seu estudo seja realizado via dados de sensoriamento remoto. Dessa forma, diversos trabalhos científicos têm abordado o estudo sobre a estimativa da TST por meio do sensoriamento remoto termal. Dentre eles destacam-se os trabalhos de Becker e Li (1990); Dash et al. (2002); Kerr et al. (1992); Prata (1994); Sobrino, et al. (1996) e Ulivieri et al. (1994).

Para o entendimento do processo de estimativa da TST, é de fundamental importância assimilarmos o processo de emissividade dos objetos. A premissa básica é a de que todo corpo com temperaturas acima de 0 *Kelvin* (-273° *Celsius*) possui energia e portanto, emite e/ou absorve energia eletromagnética. Assim, a quantidade de radiação emitida por um determinado corpo depende de sua composição e temperatura, de

modo que a energia irradiada será proporcional à quarta potência da temperatura em que o mesmo se encontra (Lei de Stefan-Boltzmann). Como a temperatura do corpo emissor controla também o comprimento de onda da radiação emitida (Lei de Planck), chega-se a uma terceira lei da física: quanto mais quente o corpo emissor, menor será o comprimento de onda de seu pico de emissão, ou seja, quanto maior a temperatura de um corpo, mais ondas curtas ele emitirá (Lei de Wien).

De forma geral, a TST pode ser entendida como a radiância emergente dos objetos da superfície, porém, em sensoriamento remoto, podemos definir a temperatura da superfície terrestre (TST) como a “temperatura radiométrica da superfície” (DASH et al., 2002, PRATA, 1994), uma vez que ela corresponde ao conjunto total de radiação emitida por um determinado pixel direcionada a um sensor.

Considerando que a radiação térmica emitida pelos corpos terrestres depende principalmente de sua temperatura, aceita-se que eles atuam como corpos negros (emissor perfeito)⁷. Segundo Gusso (2003), o espectro de radiação térmica emitida por estes corpos reais aquecidos depende da composição e temperatura deste mesmo corpo. Dessa forma, admitindo ser muito improvável a ocorrência de emissores perfeitos na natureza, esta base teórica ideal é utilizada como parâmetro de correção para os corpos terrestres. Ainda assim, mesmo nas regiões das janelas atmosféricas na faixa do infravermelho termal (3.5 a 4.2 μm e 10.5 a 12.5 μm), há grande absorção principalmente pelo vapor d’água (variável tanto espacial quanto temporalmente), o que compromete a acurácia dos dados obtidos (SOBRINO e KHARRAZ, 2003).

Frente ao exposto, Prata (1994) e Wan (1999) indicam que os maiores problemas na estimativa da TST residem justamente na correção atmosférica e na determinação da emissividade, em razão da variação espectral desencadeada pelas propriedades materiais dos objetos. Para contornar esses problemas da estimativa da emissividade e refletância da superfície, da radiação solar durante o dia, da absorção atmosférica e da emissão e espalhamento do infravermelho termal na superfície, foram

⁷ O corpo negro é considerado um emissor perfeito, por ser capaz de absorver toda a radiação incidente sobre ele na mesma proporção em que ele a emite em qualquer faixa do espectro eletromagnético.

desenvolvidos algoritmos como, por exemplo, o *Single infrared channel*, o *Split-window* e o *Day/night LST*. Para determinar a temperatura de superfície terrestre, um bom algoritmo depende, entre outros fatores, de uma boa avaliação dos efeitos da atmosfera, de uma boa estimativa da emissividade e também da qualidade do sensor do infra-vermelho termal incluindo a estabilidade da função de resposta espectral, além de uma alta resolução radiométrica.

Os algoritmos para a correção atmosférica utilizados para obtenção da *TST* do produto MOD11 do sensor MODIS nas plataformas *Terra* e *Aqua* foram baseados nos métodos *Split-window* (WAN; DOZIER, 1996) e *Day-night-LST* (WAN, 1999), os quais serão vistos com mais detalhes nas próximas sessões.

2.6 Características do sensor MODIS

2.6.1 Características gerais

De acordo com Justice et al. (2002), o sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) foi desenvolvido para dar continuidade ao programa de longa duração de observação e pesquisa da superfície da terra, oceanos e atmosfera, bem como suas interações, denominado *Earth Observing System (EOS)*, financiado pelo *Earth Science enterprises (ESSE)* da *National Aeronautics and Space Administration (NASA)*. O primeiro sensor MODIS foi lançado em 1999, a bordo da plataforma *EOS/Terra* (formalmente denominada *EOS-AM-1*), com o objetivo principal de monitorar e entender as mudanças ocorridas nos ecossistemas terrestres. O segundo sensor foi lançado em 2002, a bordo da plataforma *Aqua* (*EOS-PM*), ressaltando-se dessa forma o caráter de monitoramento contínuo dos processos de mudanças globais (RUDORFF et al., 2007). Segundo Barker et al. (1992), as principais características do sensor MODIS são a ampla cobertura espacial e espectral e a possibilidade de continuidade nas tomadas das medidas em razão de sua alta resolução temporal. As características gerais deste sensor podem ser observadas na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 – Características gerais do sensor MODIS.

Órbita	705 Km de altitude, heliossíncrona, passagem pelo Equador as 10:30 (<i>Terra</i>) e as 13:30 (<i>Aqua</i>)
Largura de Imageamento	2330 x 2000 Km , 55° cross-track
Bandas Espectrais	36 bandas, localizadas entre 0,405 e 14, 385 μm
Resolução radiométrica	12 bits
Precisão radiométrica	5% Absoluto, <3 mm; 1% Absoluto, >3 mm; 2% de reflectância
Resolução espacial ao nadir	250 m (bandas 1 e 2), 500 m (bandas 3 a 7) e 1000m (bandas 8 a 36)
Resolução temporal	1 dia - latitudes superiores a 30° 2 dias – latitudes inferiores a 30°
Taxa de dados	6.2 Mbps (média), 10.8 Mbps (dia), 2.5 Mbps (noite)
Potência	162.5 W (média para uma órbita), 168.5 W (pico)

Fonte: Adaptada de Anderson et al. (2003) e Justice et al. (2002).

Justice et al. (2002) indicam que o sensor MODIS representa um grande avanço no sensoriamento remoto de média resolução em relação aos seus precursores, em razão principalmente de suas altas resoluções radiométrica e espacial (para satélites meteorológicos) e que o objetivo principal do programa foi satisfazer as necessidades de três campos de pesquisa: atmosfera, oceano e terra.

Dessa forma, as 36 bandas do sensor MODIS foram arranjadas no espectro eletromagnético de forma a coincidir com as janelas atmosféricas e com o intuito de satisfazer observações pré-determinadas. Assim, as bandas de 1 a 7 (0,6 a 2,155 μm) são direcionadas para estudos de fenômenos terrestres, as bandas 8 a 16 (0,4 a 0,87 μm) para as observações oceânicas, as bandas 17 a 19 (0,89 a 0,96 μm) para medições atmosféricas e as bandas 20 a 36 (3,66 a 9,88 μm , excetuando-se a banda 26) para as mais diversas aplicações ambientais.

2.6.2 Produtos MODIS

De acordo com Rudorff et al. (2007), as características espectrais das 36 bandas do sensor MODIS permitiram o desenvolvimento inicial de 44 produtos MODIS. Os

produtos são divididos em cinco níveis, que variam em função do grau de processamento.

O nível 0 corresponde ao primeiro nível de processamento a partir dos dados brutos. No nível 1 são preparadas as bases para todos os produtos de oceano, terra e atmosfera e possui uma subdivisão em níveis 1A e 1B. O nível 1A contém uma soma de base de dados de 36 canais do MODIS, utilizados como dados de entrada para geolocalização, calibração e processamento. São adicionados indicadores de qualidade para reconhecer alguma possível perda de “pixels” de baixa qualidade. As medidas na faixa espectral do visível, infravermelho próximo e infravermelho médio são feitas durante o dia e na faixa do infravermelho termal são realizadas tanto de dia quanto a noite. Os produtos do nível 1B contêm dados de calibração e geolocalização da abertura da radiância para as 36 bandas geradas pelo nível 1A, além de dados adicionais que incluem as estimativas de qualidade e de erro e de calibração.

Os produtos do nível 2 são derivados de radiâncias calibradas de produtos prévios e são armazenados em um espaço original do sensor. Os produtos denominados como nível 2g (L2G) são gerados a partir de um conjunto de dados de um único dia do nível 2, reorganizados e armazenados em uma grade baseada na Terra, preservando-se todas as amostras dos dados originais do nível 2.

No nível 3 os produtos são espacialmente reamostrados e temporariamente compostos para produzir uma simples estimativa das variáveis geofísicas para cada grade de localização. As escalas de tempo dos produtos deste nível variam de um dia para um ano. Por fim, os produtos do nível 4 são gerados pela incorporação dos dados MODIS em modelos para se estimar as variáveis geofísicas.

2.6.3 Produto MOD11

De acordo com Wan (2006), os produtos do MOD11 fornecem informações sobre a TST e emissividade para as bandas termais 31 e 32 e são produzidos como uma série de 7 produtos. A resolução espacial nominal desses produtos é de 1 km e a largura de imageamento é de 2330 km.

O primeiro produto dessa série corresponde ao MOD11_L2 e é resultado do algoritmo *Split-window*. O segundo produto, MOD11_A1 é gerado a partir do mapeamento dos pixels do produto MOD11_L2 para um dia. No produto MOD11_L2, a TST é obtida por meio dos pixels que possuem o nível de processamento 1b de radiância, e que tenham sido obtidos em condições de céu claro, definido pelo produto MOD35 (máscara de nuvens) e que estejam na terra ou água. Os dados de entrada para o algoritmo correspondem aos produtos MOD12Q1 (cobertura de terra) e MOD10_L2 (cobertura de neve). A emissividade nas bandas 31 e 32 são estimadas por meio de um método baseado na classificação, proposto por Snyder e Wan (1998), que também utilizaram para tanto os produtos MOD12Q1 e MOD10_L2.

O produto diurno MOD11A1 é construído com os resultados no produto MOD11L2, através do mapeamento dos grupos de dados (SDSs) de todos os pixels no produto MOD11L2 sobre grids nas projeções integralizadas e sinusoidais e pela média dos valores em cada grid.

Os dados científicos do produto MOD11_A1 incluem a TST para o dia e para a noite com 1 Km de resolução espacial (*LST_Day_1Km*; *LST_Night_1Km*), ângulo de visada para o dia e para a noite (*Day_View_angl*; *Night_View_angl*), horário de passagem do sensor nas órbitas ascendentes e descendentes (*Day_View_time*; *Night_View_time*), emissividades das bandas 31 e 32 (*Emis_31*; *Emis_32*) e controle de qualidade para o dia e para a noite (*QC_Day*; *QC_night*).

As informações radiométricas destas duas bandas são utilizadas para a obtenção das imagens de emissividade. Os algoritmos utilizados para a correção atmosférica correspondem ao MODIS *LST* (*Land Surface Temperature*), baseado no método da janela dividida (“*Split-window*”) e ao *LST* diurno/noturno (“*Day/night LST*”).

2.6.3.1 Algoritmos utilizados para a correção do produto MOD11

Como já dito anteriormente, os algoritmos de correção atmosférica utilizados para obtenção da *TST* do produto MOD11 do sensor MODIS nas plataformas *Terra* e *Aqua* foram baseados nos métodos *Split-window* e *Day-night-LST*. O algoritmo *Split-*

window foi desenvolvido para superfícies com emissividades relativamente estáveis e o *Day/night* para superfícies com emissividades desconhecidas ou muito variáveis.

2.6.3.1.1 Algoritmo *Split-window*

O algoritmo *Split-window* do MODIS foi desenvolvido por Wan e Dozier (1996). De maneira geral, este método corrige os efeitos atmosféricos comparando a absorção nas bandas infravermelhas adjacentes. Ele é baseado na absorção diferencial atmosférica e requer que a emissividade da superfície seja conhecida nos dois canais adjacentes nas faixas espectrais termais localizadas em 10 e 13 μm , para que as correções atmosféricas sejam feitas (WAN et al., 2002). Os efeitos atmosféricos são minimizados por meio da combinação da temperatura de brilho dos respectivos canais. Portanto, quanto mais acurácia houver no conhecimento da emissividade, maior a acurácia na estimativa da TST.

A forma geral dos algoritmos baseados neste pode ser vista na Equação 2.1:

$$TST = T_i + A (T_i - T_j) + B \quad (2.1)$$

na qual T_i e T_j correspondem as temperaturas de brilho de canais localizados na faixa do infravermelho termal (como por exemplo no sensor MODIS em 10, 7 e 11,7 μm , bandas 31 e 32 respectivamente), A e B são funções do estado da atmosfera e emissividade da superfície.

Em condições de céu claro nas cenas obtidas pelo MODIS, a TST é resgatada por meio do algoritmo *Split-window* proposto por Wan e Dozier (1996) que possui a fórmula representada na Equação 2.2:

$$T_s = C + \left(A_1 + A_2 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} + A_3 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon^2} \right) \frac{T_{31} + T_{32}}{2} + \left(B_1 + B_2 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} + B_3 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon^2} \right) \frac{T_{31} - T_{32}}{2} \quad (2.2)$$

Onde $\varepsilon = 0.5(\varepsilon_{31} + \varepsilon_{32})$ e $\Delta \varepsilon = \varepsilon_{31} - \varepsilon_{32}$, são a média e a diferença da emissividade da superfície nas bandas 31 e 32 do MODIS; T_{31} e T_{32} são as temperaturas de brilho das

bandas 31 e 32 (janelas divididas); C , A_1 , A_2 , A_3 , B_1 e B_2 são os coeficientes obtidos pela interpolação de um grupo de *look-up tables* (LUTs). Essas LUTs foram obtidas por meio de uma regressão linear da simulação de dados MODIS obtidos através do cálculo da transferência radiativa a partir de um amplo intervalo de condições atmosféricas e de superfície.

De acordo com Wan et al. (2002), foram incorporadas no estabelecimento das LUT's algumas melhorias nesse método, que incluem considerações em relação à dependência do ângulo de visada, coluna do vapor d'água e dos baixos limites de temperatura.

2.6.3.1.2 Algoritmo Diurno/Noturno (*Day/night*)

Segundo Wan et al.(2002), os princípios físicos utilizados no algoritmo *MODIS LST* diurno/noturno foram desenvolvidos para se resgatar simultaneamente a temperatura e a emissividade da superfície a uma resolução de 5 Km a partir de um par de imagens obtidas durante o dia e durante a noite, ajustando-se as incertezas na temperatura atmosférica e da coluna do vapor d'água. Utilizaram-se para tanto, as bandas 20, 22, 23, 29, 31, 32, 33. As entradas deste algoritmo incluem o produto MOD021KM (radiância), o MOD03 (geolocalização), o MOD07 (temperatura atmosférica e perfil do vapor d'água) e o produto MOD35 (máscara de nuvens).

2.7 Validação dos dados

Os produtos de temperatura do MODIS foram validados em alguns prévios estudos, como por exemplo os de Bosilovich (2006); Coll et al. (2005); Crosman e Horel (2009); Sun et al. (2004); Wan et al. (2002) e Wang et al. (2008). Entretanto, dada sua resolução espacial de 1 Km, os pixels possuem uma ampla mistura de componentes e assim, sua emissividade não pode ser definitivamente conhecida.

Sun et. al. (2004) indica que a acurácia da TST resgatada a partir de dados de satélite possui três principais grandes problemas: as incertezas do próprio instrumento, os erros na determinação da emissividade e as incertezas inseridas nos algoritmos

utilizados. Tais incertezas são decorrentes da complexidade da composição do pixel por objetos com propriedades termodinâmicas diferentes. Isso vem ao encontro de Dash et al. (2002), ao falar da “temperatura radiométrica da superfície”, como sendo o conjunto das temperaturas individuais dos alvos existentes num mesmo pixel.

Bosilovich (2006) confirma que realmente existem diferenças fundamentais entre a representatividade espacial e temporal dos dados obtidos por estações meteorológicas e os dados estimados pelo sensor MODIS, em virtude primeiramente de que os dados de estações meteorológicas normalmente correspondem a média de uma hora, enquanto que os dados do MODIS são instantâneos em relação ao horário de passagem do sensor. Em segundo lugar, os dados MODIS correspondem ao conjunto de alvos, enquanto que as observações pelas plataformas convencionais são locais e podem não representar todo o “*background*” da área. Mesmo em regiões de aparente homogeneidade da superfície, é sabido que a variabilidade espacial da superfície pode adicionar incertezas nas comparações. Concordando com Bosilovich (2006), Wang et al. (2008) indicam que as medidas de campo são discretas no espaço, enquanto que as medidas obtidas via satélite são discretas no tempo. Assim, ainda Bosilovich (2006) nos fornece uma interessante abordagem, salientando que por essas razões, trabalhos desse gênero não podem ser considerados uma validação em si, mas sim uma avaliação ou comparação entre os dados. O autor ressalta ainda que apesar da discussão levantada previamente, é possível identificar variações sistemáticas entre os dados observados e os dados estimados.

Wan et al. (2002) validaram os dados do produto MOD11 de 1 Km de resolução espacial (o qual utilizou o método *Split-window* para a inferência da temperatura) e o de 5 km de resolução espacial (o qual utilizou o método *Day/night LST* para a inferência da temperatura) a partir de medidas obtidas em campo na região de *Railroad Valley* (Estado de Nevada nos Estados Unidos). Os resultados mostraram que o produto com 1 km se mostrou mais adequado para regiões de lagos, gelo ou neve e áreas densamente vegetadas, enquanto que o de 5 km mostrou-se melhor para áreas de solo exposto e esparsamente vegetadas.

Sun et al. (2004) propuseram a utilização de três diferentes comparações a fim de se estimar as incertezas na inferência da TST, correlacionando os dados de TST do MODIS com medidas obtidas em campo, medidas obtidas via um sensor aerotransportado e medidas de TST do sensor ASTER. Nos três casos os autores reamostraram o tamanho do pixel, a fim de se obter escalas de trabalho semelhantes. Na correlação entre os dados de TST obtidos em campo com os dados de TST do MODIS, como os dados obtidos em campo eram pontuais e os dados do sensor representavam toda a área do pixel, foi proposta a utilização da média desses valores de temperatura para a validação dos dados orbitais. Nos outros casos, os autores propuseram deteriorar a resolução dos dados do sensor aerotransportado e do ASTER para 1 km. Os resultados para todos os casos não foram satisfatórios, principalmente devido a dificuldade em se definir uma média de temperatura para cenas tão heterogêneas.

Coll et al. (2005) realizaram um estudo correlacionando os dados de temperatura derivados do MODIS e de um sensor aerotransportado com dados obtidos em campo em uma região da cidade de Valência (Espanha) e concluíram que o produto MOD11 quando comparado aos dados obtidos em campo rendeu bons resultados, como por exemplo nos casos sem presença de nuvens e com ângulo de visada menor que 60°, cujos valores de viés apresentaram uma superestimação de cerca de 0,1 °C.

Bosilovich (2006) comparou os dados em diferentes lugares com diversos regimes climáticos durante o *Coordinated Enhanced Observing Period* (CEOP), incluindo áreas planas, florestas e altas latitudes. Muitas comparações se mostraram favoráveis, principalmente em regiões de média latitude.

Wang et al. (2008) validaram o produto MOD11 em regiões com diferentes tipos de vegetação nos Estados Unidos, a partir de correlações entre os dados estimados pelo sensor (imagens noturnas) e dados observados em campo. Os resultados evidenciaram que existe uma dependência dos erros em relação ao ângulo de visada do sensor, porém nada foi constatado em relação à velocidade do vento, temperatura do ar e umidade do solo. Entretanto, os autores ressaltam que foram encontrados mais casos

de erros em condições de menores velocidades do vento e umidade do solo. As melhores correlações foram encontradas em regiões de campo, sugerindo-se que a boa correlação dos dados depende também da homogeneidade do pixel.

Crosman e Horel (2009) examinaram a temperatura de superfície de um lago hipersalino em Utah (Estados Unidos), utilizando o produto MOD11. Eles indicaram que em virtude do fácil acesso aos dados totalmente já processados do MODIS, o produto MOD11 é válido para monitorar as variações diurnas, anuais, espaciais e sazonais da temperatura dos lagos, onde raramente medidas *in situ* são efetuadas. Foi observada uma tendência a subestimação da temperatura, com valores de viés de cerca de $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ em relação à média das temperaturas medidas *in situ* durante o período analisado.

2.8 Modelo BRAMS

É sabido que a demanda por respostas cada vez mais rápidas têm aumentado. A tecnologia computacional dessa maneira se coloca como uma possibilidade de diminuição do tempo de manipulação de dados e de geração de respostas num tempo oportuno de um número de dados cada vez maior. Assim, podemos dizer que a previsão numérica de tempo atualmente está fortemente relacionada com a utilização de modelos numéricos de previsão de tempo. De acordo com Almeida et al. (2005), podemos definir esses modelos como programas complexos que representam o movimento e os processos físicos da atmosfera através de equações matemáticas. Desse modo, esses modelos recebem como parâmetros de entrada dados observacionais, dados derivados de imagens de satélite e dados gerados por modelos de dias anteriores.

O modelo BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) é resultado de um projeto conjunto entre ATMET (*Atmospheric, Meteorological, and Environmental Technologies*), IME/USP (Instituto de Matemática e Estatística da Universidade de São Paulo) e CPTEC/INPE (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), cuja característica principal é produzir uma nova

versão do modelo RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) adaptado às condições meteorológicas de regiões tropicais, tendo como objetivo básico o fornecimento de um modelo que possa ser utilizado por centros regionais de previsão de tempo. O BRAMS corresponde a um modelo numérico em diferenças finitas, apropriado para simular os movimentos da atmosfera em várias escalas. Este modelo é composto por três principais componentes: o modelo propriamente dito, um pacote que permite interface com o *software* de visualização e outro pacote que permite fazer a assimilação dos dados para a inicialização. Destaca-se neste sentido, a capacidade do modelo e sua versatilidade em fornecer as variáveis de saída necessárias ao cálculo, por exemplo, da evapotranspiração, por qualquer método de estimativa.

Normalmente, os parâmetros de entrada utilizados no modelo correspondem aos dados de análise atmosféricas globais (reanálises do modelo de previsão numérica de tempo do *National Centers for Environmental Prediction – NCEP*- disponibilizadas pelo *Climate Diagnostics Center – CDC*), dados NDVI oriundos do MODIS referentes aos anos de 2001 e 2002, mapa de vegetação e solo, arquivos de topografia e de temperatura da superfície do mar. As variáveis pertencentes às reanálises do NCEP são: temperatura do ar (K), altura geopotencial (m), umidade relativa (%), vento zonal (m/s) e vento meridional (m/s), em 15 níveis de pressão (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400,300, 250, 200, 150, 100, 70, 50 e 30 hPa), com exceção da umidade relativa.

De acordo com Walko et al. (2002), em relação à estrutura da grade e sistema de coordenadas, o BRAMS é equipado com um esquema de aninhamento múltiplo de grades, permitindo dessa forma que as equações do modelo sejam resolvidas simultaneamente sob qualquer número de grades computacionais com diferentes resoluções espaciais. Normalmente, grades de maior resolução são utilizadas para modelar detalhes de sistemas atmosféricos em escalas menores. Para a definição de coordenadas da grade são utilizadas a projeção estereográfica e as coordenadas cartesianas.

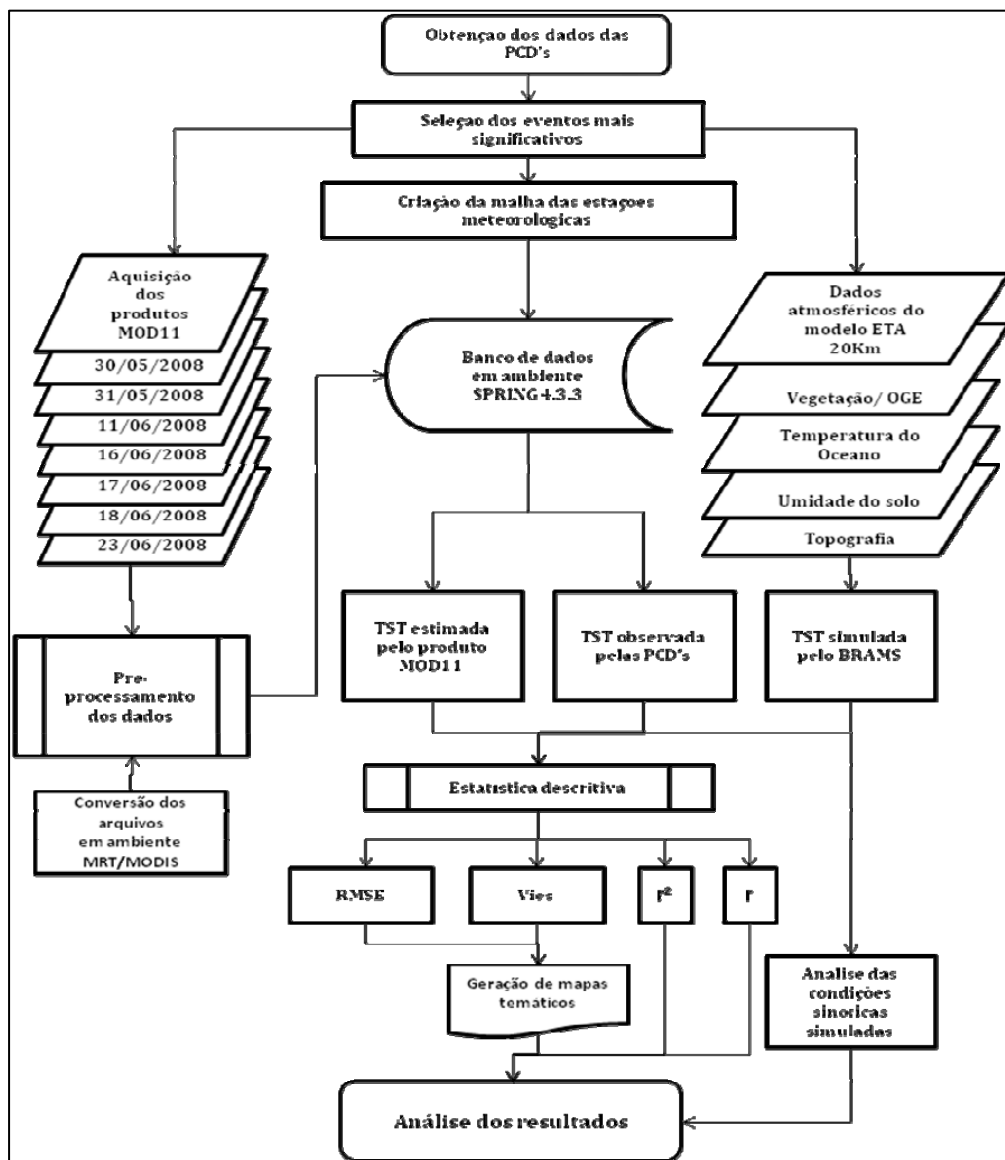
Uma série de parametrizações que permitem o ajuste do modelo a diferentes situações que se deseja simular são utilizadas pelo modelo a fim de se complementar a

composição das equações da dinâmica da atmosfera. Algumas dessas parametrizações podem ser alteradas no código do modelo, de maneira a melhor se adequarem à situação e escala de análise pretendida. As saídas do modelo correspondem à dados de temperatura do ar, velocidade do vento, radiação solar global, umidade relativa do ar e precipitação.

CAPÍTULO 3

MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo são apresentadas as principais etapas realizadas para o desenvolvimento da presente pesquisa, as quais estão representadas pelo fluxograma a seguir (Figura 3.1):



3.1 - Fluxograma das atividades desenvolvidas.

3.1 Materiais

Os materiais utilizados para o desenvolvimento deste trabalho incluem: dados das Plataformas de Coleta de Dados (PCDs) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), imagens de satélite correspondentes ao produto MOD11 do sensor MODIS, dados obtidos a partir de simulações atmosféricas do modelo BRAMS e os documentos cartográficos que serviram de base para as análises, tais como: Mapa Geomorfológico, Mapa Hipsométrico, Mapa de Vegetação e os mapas interpolados de temperatura, RMSE e Viés.

3.1.1 Aplicativos

Para o cumprimento das etapas deste trabalho foram utilizados os seguintes aplicativos:

- Microsoft Excel 2003 (Microsoft Corporation, 2003): confecção das planilhas, cálculo das estatísticas descritivas e geração dos gráficos;
- MRT Tools (NASA, 2008): conversão da projeção (sinusoidal para geográfica) e do formato (*hdf* para *geotiff*) das imagens MODIS;
- SPRING 4.3.3 (CÂMARA et al, 1996): confecção do banco de dados, geração dos documentos cartográficos e retirada dos valores de temperatura das imagens MODIS;
- ENVI 4.5 (RSI, 2006): geração dos arquivos 3d;
- BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) versão 4.2: realização das simulações atmosféricas;
- GrADS (*Grid Analysis and Display System*): visualização dos arquivos de saída do modelo BRAMS;
- ArcView – geração dos mapas interpolados;

- *Convgeotiff* (ARAI, 2003): conversão da resolução radiométrica das imagens MODIS de 16 para 8 bits.

3.1.2 Plataformas de Coleta de Dados do INMET

O INMET opera uma rede de coleta de dados de temperatura de superfície por meio de estações automáticas distribuídas por todo o território nacional (Projeto Sonabra) e disponibiliza gratuitamente seus dados no endereço eletrônico <http://www.inmet.gov.br/sonabra/sonabra.html>. Estas estações automáticas integram os valores observados minuto a minuto e liberam automaticamente as saídas a cada hora. As informações disponibilizadas são: data, dados horários de temperatura (°C) a dois metros da superfície, umidade (%), ponto de orvalho (°C), pressão (hPa), velocidade (m/s) e direção do vento (m/s), radiação (kJm²) e precipitação (mm), além dos dados de localização da estação (latitude e longitude). Foram utilizados os dados de temperatura correspondentes às médias entre os horários das 10:00 e 11:00 h, e das 22:00 e 23:00 h a fim de se obter dados correspondentes ao horário de passagem do sensor MODIS. Na Figura 3.2 podemos ver a ilustração de uma PCD.



Figura 3.2- PCD do INMET localizada em Vacaria/RS.

Fonte: <http://www.todafruta.com.br/todafruta/imgsis/17475.jpg>

A partir dos dados de temperatura das PCDs foram selecionados alguns dias que se mostraram mais apropriados para a presente pesquisa. É importante ressaltar que os horários dos dados das PCDs se encontram em UTC (*Coordinated Universal Time*) sendo necessária, portanto, a diminuição de 3 horas para obtermos os dados de temperatura no horário local. A localização geográfica da rede de PCDs utilizadas pode ser vista na Figura 3.3 e a identificação delas na Tabela 3.1.

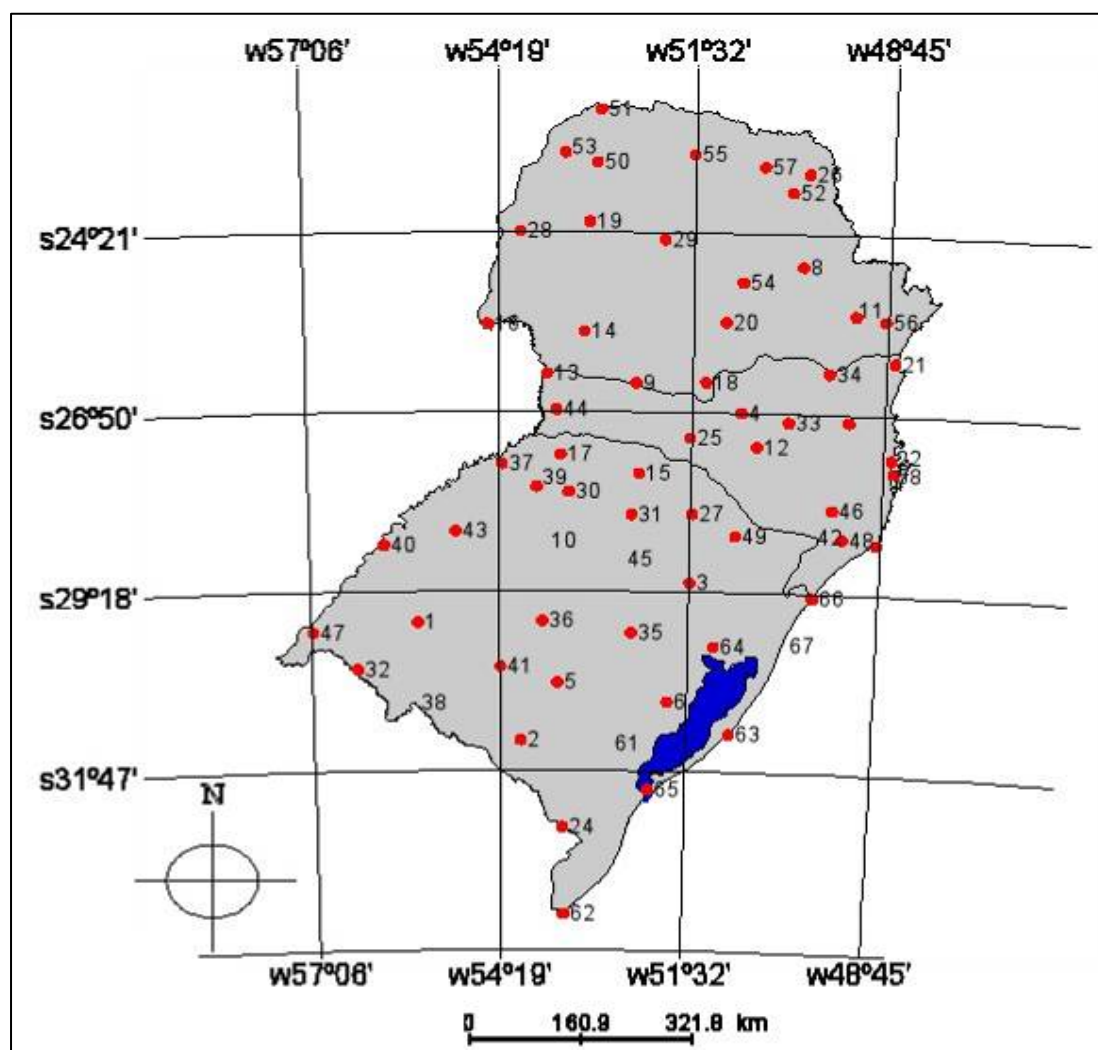


Figura 3.3 - Localização da rede de PCDs na Região Sul.

Tabela 3.1 - Identificação da rede de PCDs

ID	Estação	Estado	ID	Estação	Estado
1	Alegrete	RS	34	Rio Negrinho	SC
2	Bagé	RS	35	Rio Pardo	RS
3	Bento Gonçalves	RS	36	Santa Maria	RS
4	Caçador	SC	37	Santa Rosa	RS
5	Caçapava do Sul	RS	39	Santo Augusto	RS
6	Camaquã	RS	40	São Borja	RS
8	Castro	PR	41	São Gabriel	RS
9	Clevelândia	PR	43	São Luiz Gonzaga	RS
11	Curitiba	PR	44	São Miguel D'Oeste	SC
12	Curitibanos	SC	46	Urubici	SC
13	Dionísio Cerqueira	SC	47	Uruguaiana	RS
14	Dois Vizinhos	PR	48	Urussanga	SC
15	Erechim	RS	49	Vacaria	RS
16	Foz do Iguaçu	PR	50	Cidade Gaúcha	PR
17	Frederico Westphalen	RS	51	Diamante do Norte	PR
18	General Carneiro	PR	52	Ibaiti	PR
19	Goioré	PR	53	Icairama	PR
20	Inácio Martins	PR	54	Ivaí	PR
21	Itapoá	SC	55	Maringá	PR
22	Ituporanga	SC	56	Morretes	PR
24	Jaguarão	RS	57	Nova Fátima	PR
25	Joaçaba	SC	58	Florianópolis	SC
26	Joaquim Távora	PR	62	Chuí	RS
27	Lagoa Vermelha	RS	63	Mostardas	RS
28	Marechal Cândido Rondon	PR	64	Porto Alegre	RS
29	Nova Tebas	PR	65	Rio Grande	RS
30	Palmeira das Missões	RS	66	Torres	RS
31	Passo Fundo	RS	68	Indaial	SC
32	Quaraí	RS	69	Santa Marta	SC
33	Rio do Campo	SC			

3.1.3 Dados MODIS

Após a seleção dos eventos mais frios, foram obtidas as imagens correspondentes ao produto MOD11, com horário de passagem às 10:30 e 23:00 (horários de passagem sobre a linha do Equador, em órbita descendente e ascendente, respectivamente) e resolução espacial de 1 km, para as mesmas datas das citadas ocorrências de eventos frios.

As imagens MODIS foram adquiridas gratuitamente no endereço eletrônico <http://edcimswww.cr.usgs.gov/pub/imswelcome/>. Elas são disponibilizadas segundo um sistema de referenciamento realizado em relação a uma grade determinada pelos

planos horizontal e vertical, também denominado “*tile*”. Dessa forma, foram obtidas as cenas correspondentes aos “*tiles*” que recobrem a área de estudo (Figura 3.4) para as datas selecionadas.



Figura 3.4 - Cenas do sensor MODIS utilizadas para recobrir a Região Sul do Brasil.

Fonte: Adaptada do Programa MRT (NASA,2008).

A nomenclatura dos arquivos identifica os metadados da imagem. Como por exemplo:

Nome do arquivo: MOD11A1.A2008151.h13v11.005.2008153061404.hdf

O primeiro grupo diz respeito ao nome do produto (*MOD11A1*), o segundo representa a data da tomada da imagem (*2008151*, com ano, mês e dia, respectivamente no calendário Juliano), o terceiro representa a localização da cena baseando-se no sistema de “*tiles*” (*h13v11*), o quarto identifica a versão do processamento (*005*), o quinto a data de processamento dos dados (*200815306*), o penúltimo é um código indicativo de tempo e o último é o formato do arquivo (*hdf*).

Como os arquivos MODIS são disponibilizados em formato *hdf*, torna-se necessária sua conversão para um formato reconhecido para os aplicativos mais comuns de geoprocessamento. Desse modo, a alteração do formato e da projeção destes arquivos foram realizadas por meio do aplicativo *MODIS Reprojection Tool (MRTtools)* disponível em <http://edcdaac.usgs.gov/tools/modis/>. Como o aplicativo SPRING 4.3.3 possuía uma limitação (somente assimila imagens com 8 *bits*), foi necessário realizar a

conversão da resolução radiométrica dos dados MODIS de 16 *bits* para 8 *bits*, por meio do aplicativo *Convgeotiff* (ARAI, 2003).

A partir da localização geográfica das estações, foram extraídos os valores de temperatura correspondentes ao *pixel* da imagem para cada PCD utilizando-se do aplicativo SPRING 4.3.3. Para a obtenção dos dados de temperatura da superfície, é necessário multiplicar o valor do pixel por um fator de escala conforme as especificações do produto (WAN, 2006). No caso do produto MOD11, a temperatura é dada em *Kelvin*, e seu fator de escala é de 0.02.

Além dos dados de temperatura, foram utilizadas também as informações sobre o ângulo de visada do sensor (variam de 0 a 65°), sendo que nesse caso, os valores devem ser multiplicados pelo fator de escala 0,5.

3.1.4 Documentos cartográficos

3.1.4.1 Mapa Geomorfológico

Para a confecção do Mapa Geomorfológico (Figura 3.5) utilizado como base para a presente pesquisa, foi necessário realizar a compilação de três diferentes fontes de mapas geomorfológicos, a fim de se padronizar a geomorfologia de toda a Região Sul. As fontes utilizadas foram: RADAM (1986), IBGE (2006) e Ross (2006). Na Tabela 3.2 podemos ver as descrições para cada compartimento geomorfológico.

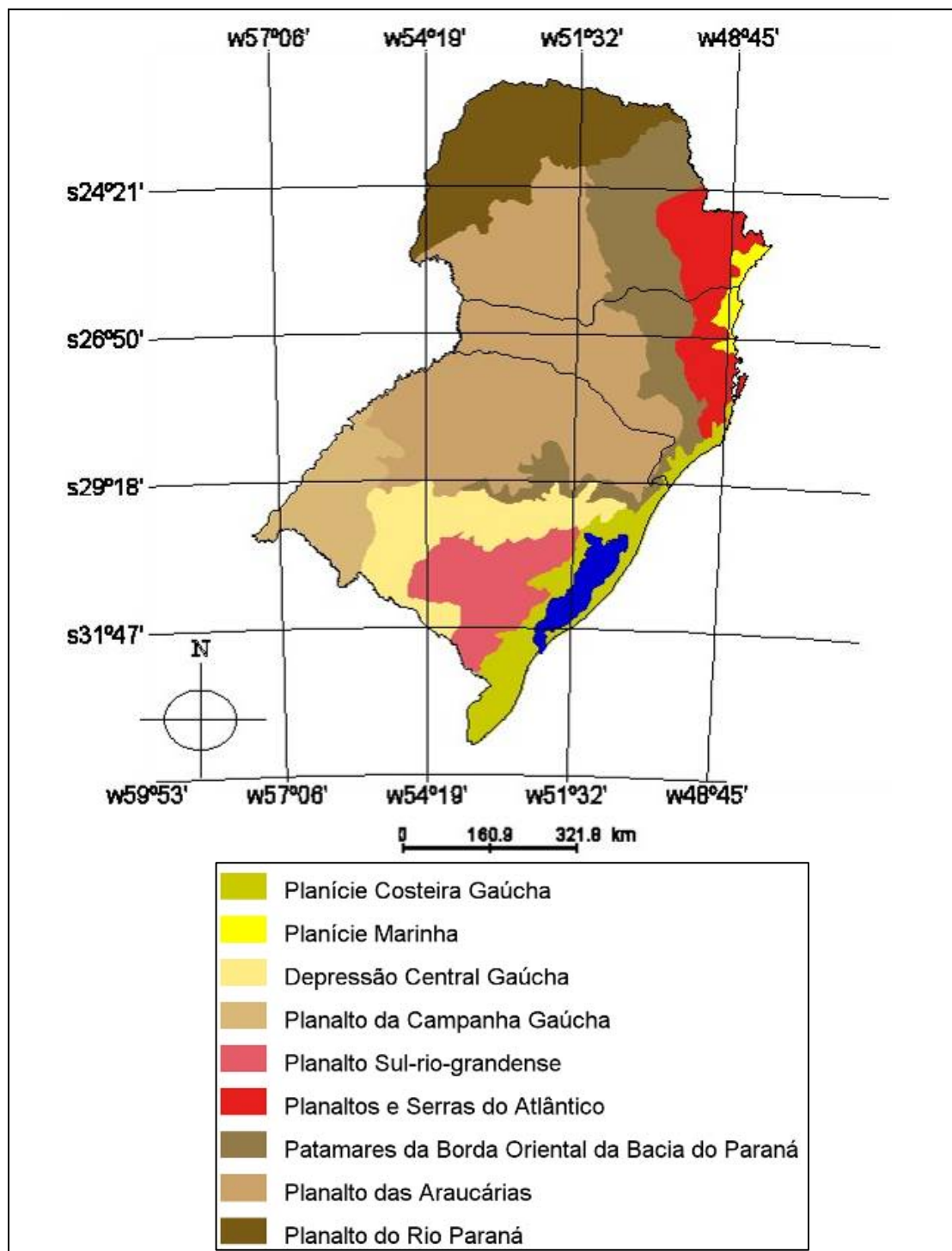


Figura 3.5 - Mapa Geomorfológico da Região Sul.

Fonte: Adaptado de RADAM (1986), IBGE (2006) e Ross (2006).

Tabela 3.2.- Descrição dos compartimentos geomorfológicos.

Planaltos e Serras do Atlântico	Relevos residuais sustentados por litologias diversas, quase sempre metamórficas, associadas as intrusivas. Apresentam serras, morros alongados, escarpas estruturais/falhas, superfícies de morros de topos convexos e depressões tectônicas cenozóicas, com altitudes variando entre 600 e 1200 m.
Planalto sul-riograndense	Morros de topos convexos com altitudes médias variando entre 200 e 400 metros sobre rochas metamórficas e ígneas.
Patamares da Borda Oriental da Bacia do Paraná	Patamares estruturais e escarpas sobre basaltos no RS e colinas amplas de topos convexos sobre rochas sedimentares e eruptivas da bacia Sedimentar do Paraná no restante da área. Possui altitudes médias variando entre 500 e 700 m.
Planalto da Campanha Gaúcha	Colinas amplas de topos convexos (coxilhas) associadas à Planície Fluvial do Rio Ibicuí com altitudes variando entre 40 e 400 metros, principalmente sobre rochas eruptivas e sedimentares da bacia Sedimentar do Paraná.
Depressão Central Gaúcha	Colinas de topos convexos (coxilhas) associadas à Planície Fluvial do Rio Jacuí com altitudes médias variando entre 80 e 150 metros sobre rochas predominantemente sedimentares da bacia Sedimentar do Paraná.
Planalto das Araucárias	Colinas que variam de amplas a médias nas partes centrais de topos convexos com superfícies estruturais e escarpas em sua borda. Possui altitudes que variam entre 500 e 1400 metros, estando as maiores localizadas nas bordas. Predominam no embasamento geológico as rochas eruptivas da Bacia Sedimentar do Paraná.
Planalto do Rio Paraná	Colinas amplas com topos convexos com altitudes médias variando entre 300 e 700 metros sobre as rochas sedimentares e eruptivas da Bacia Sedimentar do Paraná.
Planície Costeira Gaúcha	Relevos planos com altitudes variando entre 0 e 10 metros sobre sedimentos cenozóicos inconsolidados, principalmente areias. Apresenta dunas e grandes lagunas (Lagoa dos Patos, lagoa Mirim).
Planície Marinha	Relevos planos com altitudes variando entre 0 e 10 metros sobre sedimentos cenozóicos inconsolidados, principalmente areias. Localiza-se de forma restrita entre a linha de costa e as escarpas de falha da Serra do Mar no PR e em SC.

Fonte: Adaptado de RADAM (1986), IBGE (2006) e Ross (2006).

3.1.4.2 Mapa Hipsométrico

Na Figura 3.6 é apresentado o Mapa Hipsométrico da Região Sul do Brasil gerado a partir das malhas digitais da Base Cartográfica do Brasil ao Milionésimo (IBGE), disponibilizadas em <ftp://geofp.ibge.gov.br/mapas/>, o qual foi útil para a extração dos valores de altitude que serviram para posteriores análises.

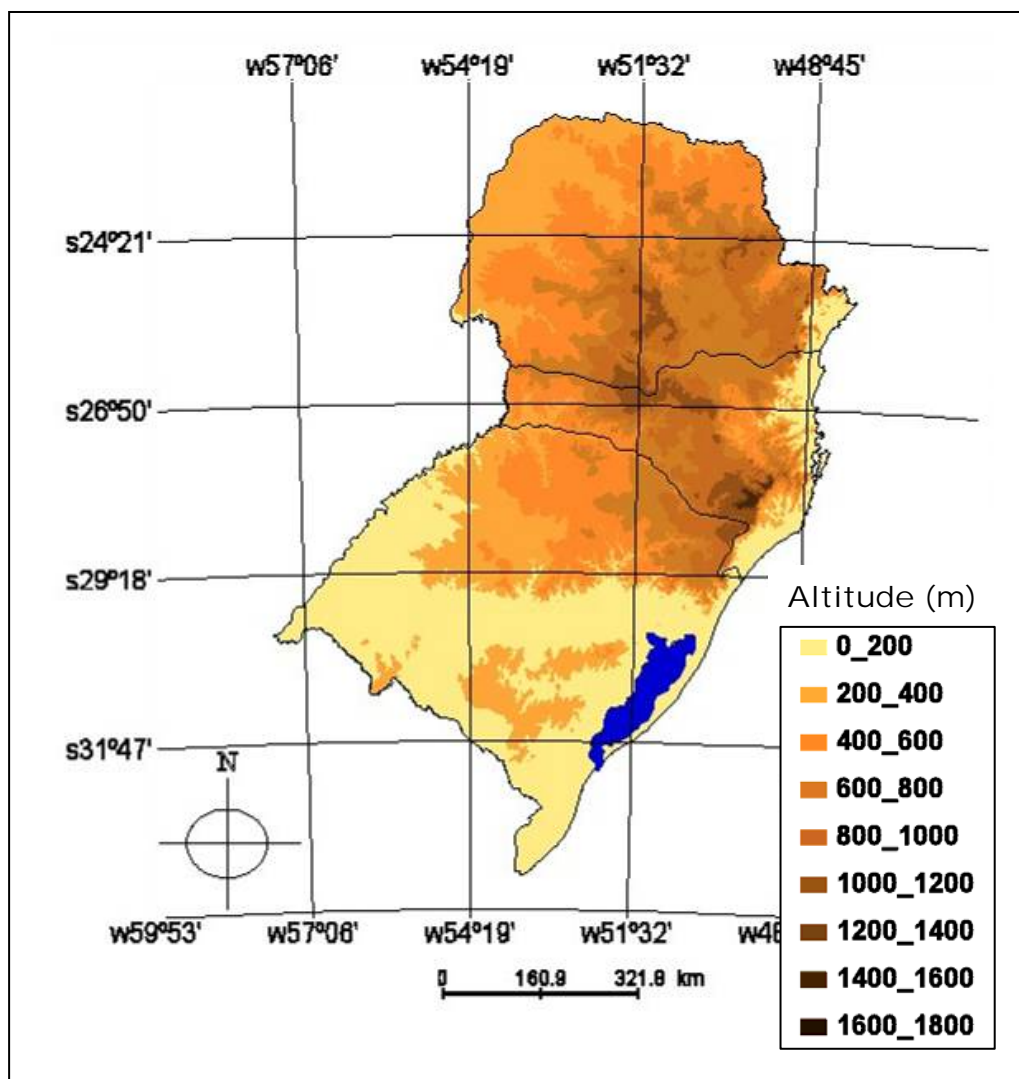


Figura 3.6 - Mapa Hipsométrico da Região Sul.

3.1.4.3 Mapas interpolados

A representação visual da distribuição das médias de temperatura, dos valores de diferença, de RMSE e do Viés foi obtida a partir da interpolação dos dados para cada ponto das PCDs, utilizando-se o aplicativo Arcview. O método de interpolação foi o *Natural Neighbors* (o qual interpola por meio da média ponderada dos pontos vizinhos) e a resolução escolhida foi de 0,04 pixels, a qual corresponde a 80 km. Essa resolução foi escolhida em razão de representar adequadamente o fenômeno analisado.

Os mapas de RMSE e Viés foram gerados a partir dos valores calculados para cada conjunto de dados (referentes a todos os eventos) em cada PCD.

Já os mapas de diferença de temperatura foram gerados a partir dos valores obtidos da diferença entre as temperaturas estimada pelo sensor MODIS, simuladas pelo BRAMS e observadas pelas PCDs.

3.1.5 Simulações atmosféricas

As simulações atmosféricas foram realizadas por meio da utilização do modelo BRAMS (*Brazilian developments on the regional Atmospheric Modeling System*) versão 4.2, disponível em www.cptec.inpe.br/brams. Este modelo foi escolhido em virtude da possibilidade de desempenhar simulações com relativamente alta resolução espacial. A seguir, apresenta-se um fluxograma (Figura 3.7) com as principais etapas utilizadas na manipulação do modelo.

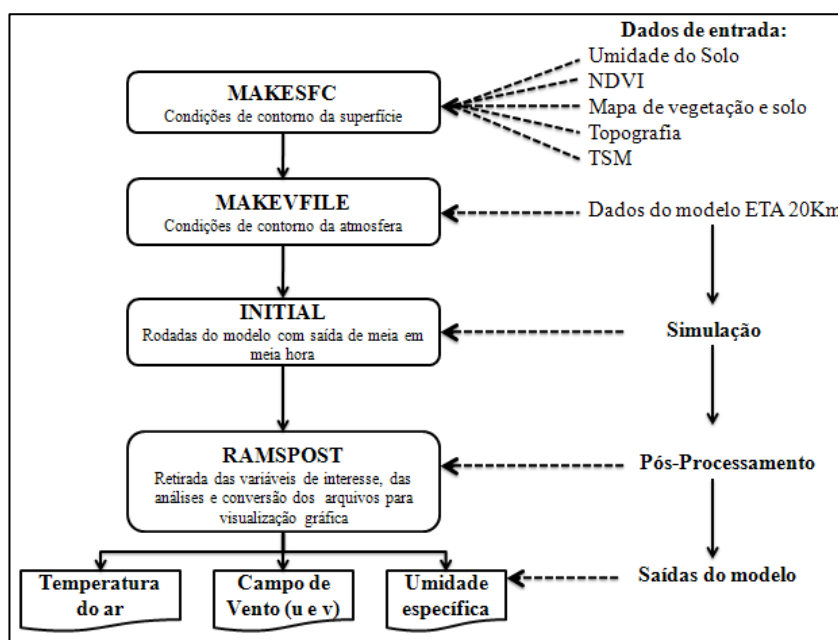


Figura 3.7 – Etapas de utilização do modelo BRAMS.

Para inicializar as simulações, deve-se num primeiro momento configurar o arquivo de controle do modelo, denominado RAMSIN, por meio do qual são ajustadas as parametrizações, como por exemplo, a resolução espacial das grades, o passo de tempo para as saídas, a área de simulação e o ponto central. Neste RAMSIN, existem os seguintes módulos a serem configurados:

1) Módulo MAKESFC: este é um módulo de pré-processamento e aqui são definidas as condições de contorno da superfície, como topografia, umidade do solo, vegetação, cobertura da terra, temperatura do oceano. É importante ressaltar que aqui os arquivos de inicialização necessariamente devem estar em formato *GRB. A partir desses arquivos *GRB serão gerados os arquivos DP's (dados preparados) no aplicativo geradp.f90.

2) Módulo MAKEVFILE: trata-se também de um módulo de pré-processamento, onde são definidas as condições de contorno da atmosfera, como por exemplo temperatura do ar, umidade relativa, altura geopotencial, ventos zonal e meridional, em níveis verticais de pressão. A etapa de pré-processamento é concluída quando são gerados os IV's (arquivos de inicialização de variáveis).

3) Módulo INITIAL: nesse módulo a previsão/análise é efetivamente realizada. Aqui , além dos arquivos de análise são gerados também arquivos de HISTORY (histórico, para que caso haja algum problema na simulação, o processo seja retomado do momento em que parou).

4) RAMPOST: nesse momento inicia-se a etapa de pós-processamento das análises, onde serão criados arquivos *CTL para visualização gráfica no GrADS.

Na presente pesquisa, o modelo foi configurado para as seguintes saídas: Temperatura do ar (a 2 metros da superfície), Campos de vento (zonal e geopotencial) e Umidade específica.

As saídas , bem como as informações pontuais, podem ser visualizadas no aplicativo GRADS.

3.2 Métodos

3.2.1 Seleção dos eventos

A etapa inicial desta pesquisa consistiu em selecionar os eventos mais significativos referentes às ocorrências de temperaturas baixas na Região Sul do Brasil, entre os meses de março a agosto de 2008. De acordo com Escobar (2007), existem diferentes critérios de seleção de casos associados a ondas de frio, sendo que a maioria considera a temperatura mínima diária, como por exemplo Algarve (1995) utilizou. Outros critérios consideram além da temperatura, a tendência diária da pressão atmosférica (Garreaud, 2000, citado por Escobar, 2007). Entretanto, por estarmos utilizando dados de horários específicos, optou-se por utilizar como critério de seleção os dias que apresentaram as temperaturas mais baixas em todos os horários durante o período analisado. E assim, foi possível identificar os sete dias mais frios do período, contidos na Tabela 3.3.

Tabela 3.3 – Datas selecionadas para as análises.

Datas	Temperatura média (°C)
30 de maio de 2008	10,2
31 de maio de 2008	9,6
11 de junho de 2008	10,8
16 de junho de 2008	7,9
17 de junho de 2008	9,5
18 de junho de 2008	12,6
23 de junho de 2008	10,7

A partir daí foi efetuada uma triagem que consistiu em selecionar os dados apenas para os horários coincidentes com os de passagem do sensor. Como os dados das PCDs são disponibilizados de hora em hora, foi necessário utilizar-se das médias, ou seja, para o horário das 10:30 os dados utilizados correspondem aos da média entre as 10:00 e 11:00h.

3.2.2 Parâmetros de análise

Com o objetivo de se estabelecer diferentes perspectivas de análise para avaliar em que condições a correlação entre os dados observados pelas PCDs, estimados pelo sensor MODIS e simulados pelo modelo BRAMS, se apresentava mais satisfatória, torna-se interessante o entendimento dos processos de variação espacial e temporal dos elementos climáticos.

Neste sentido, Mendonça e Danni-Oliveira (2007) indicam que estas variações devem-se à ação dos aspectos dinâmicos do meio oceânico e atmosférico em conjunto com os fatores geográficos, como a latitude, a altitude, o relevo, a vegetação, a continentalidade e maritimidade e as atividades humanas.

Como não se utilizou de uma imagem rica em detalhes, optou-se por analisar a correlação dos dados sob as perspectivas do horário de passagem do sensor, considerando que as condições atmosféricas entre os dois horários são bem distintas, a da latitude, dado que a distribuição geral da temperatura sobre a superfície terrestre depende claramente das variações na intensidade e duração da insolação, à da compartimentação geomorfológica, uma vez que planaltos e cadeias montanhosas

podem servir como impeditivos para a entrada de ar, a da orientação de vertentes, em virtude de sua influência na distribuição da insolação, a da altitude, considerando que de acordo com Nimer (1979), em alguns casos a análise da altitude pode ser mais significativa de que mesmo a do relevo, a do ângulo de visada do sensor, uma vez que de acordo com Wan (2006), a informação sobre ele pode ser importante no entendimento de seu efeito nas variações temporais de TST, especialmente em regiões rugosas, a da velocidade do vento, já que localmente a temperatura pode ser influenciada por ele.

É importante ressaltar que diferenciamos a análise da compartimentação geomorfológica da altitude, apesar das duas serem extremamente relacionadas, devido ao fato de que a altitude é uma perspectiva de análise bastante pontual, o que no caso de uma análise somente das PCDs seria interessante. Entretanto, a geomorfologia da região pode nos responder a algumas outras questões, como por exemplo em relação ao *background*, e também pelo fato da radiação sofrer um “espalhamento” ao incidir sobre áreas morfologicamente bastante dissecadas.

3.2.3 Validação dos dados

A validação dos dados aconteceu por meio do cálculo das correlações sob três situações: MODIS x PCDs, PCD x BRAMS e BRAMS x MODIS. Com o intuito de garantir a coerência entre os dados obtidos via satélite e os dados reais registrados pelas PCDs, foram construídos três conjuntos de resultados: o primeiro, relativo aos valores de TST estimados pelo sensor MODIS, o segundo com os dados observados pelas PCDs e o terceiro com os dados de temperatura simulados pelo modelo. Tendo em vista que o comportamento da temperatura diferencia-se significativamente durante o dia e a noite, todas as análises foram realizadas isoladamente para cada horário.

Outro fator que se interpôs à análise foi o fato das cenas do sensor MODIS possuírem algumas lacunas de informação ocasionadas pela presença de nuvens. Dessa forma, foi necessário valer-se dos dados que estavam disponíveis. Assim, não foi possível

utilizar os dados de todas as PCDs, uma vez que só fazia sentido para a presente pesquisa analisar os dados coincidentes entre as PCDs e o MODIS em seus respectivos horários. Ao todo foram utilizadas 287 amostras para o horário das 23:00 h e 278 para o horário das 10:00 h (contabilizados todos os 7 dias).

Como critérios estatísticos na validação, a fim de se avaliar o grau de ajuste entre os valores observados e estimados, os erros foram quantificados por meio das medidas do Viés (*Bias*), do RMSE (*Root Mean Square Error - raiz quadrada do erro médio quadrático*) e do r (coeficiente de correlação de Pearson).

O r (equação 3.1) indica a qualidade da associação entre os dados observados e os estimados, o RMSE (equação 3.2) mede a variação dos valores estimados em relação aos valores observados e pode avaliar a confiabilidade de uma estimativa e o Viés (equação 3.3) indica a tendência de subestimação ou superestimação dos valores estimados pelo sensor em relação aos valores observados pelas PCDs.

$$r = \frac{n \sum_{i=1}^n x_i y_i - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i}{\sqrt{\left[n \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2 \right] \left[n \sum_{i=1}^n y_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n y_i \right)^2 \right]}} \quad (3.1)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (x - y)^2} \quad (3.2)$$

$$Viés = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (x - y) \quad (3.3)$$

Onde nas Equações 4.1, 4.2 e 4.3, “x” corresponde aos valores estimados pelo sensor MODIS ou simulados pelo modelo BRAMS, o “y” aos valores observados pelas PCDs “N” ao número de amostras.

De acordo com Mather (1999), quanto menor o valor do RMSE, melhor o ajuste do modelo. Dessa forma, uma vez constatado valores baixos de RMSE, o modelo estará validado. Na presente pesquisa optou-se por publicar os valores de RMSE relativo (o RMSE relativo foi obtido dividindo-se o valor calculado pela média da temperatura observada pelas PCDs). De acordo com Franchito et al (2009), quando os valores de RMSE relativos são menores que 50%, as estimativas são consideradas confiáveis.

Além disso, para as análises dos valores de RMSE e Viés utilizou-se como base teórica o documento do *Global Climate Observing System* (GCOS, 2006), empresa ligada a WMO (*World Meteorological Organization*) que indica que as comunidades de pesquisa meteorológicas, hidrológicas e agrícolas requerem uma acurácia de 0.5 a 2.0°C para dados de temperatura estimados por sensores orbitais com um resolução espacial de 1 a 10 Km (GCOS, 2006).

3.2.4 Modelo BRAMS

Quando se trabalha com modelos de alto desempenho, é necessário lembrar que nem sempre as condições pretendidas podem ser realizadas, em função da demanda computacional exigida. Dessa forma, muitos testes foram realizados com o objetivo de se chegar a uma resolução adequada e uma área de domínio que recobrisse toda a área de estudo. Assim, optou-se por configurar o modelo com resolução espacial de 3 Km, afim de se obter maior proximidade com a resolução de 1 Km do MODIS, numa área de domínio de 290 pontos (o modelo possui uma limitação computacional em trabalhar com mais de 300 pontos de grade). Em virtude da demanda computacional muito grande, optou-se por realizar a simulação do modelo para apenas um dia, sendo escolhido o dia 16 de junho de 2008 por ele reunir maior número de amostras, com 2 horas de simulação e saídas de meia em meia hora. Na Figura 3.8, podemos ver a abrangência da área de domínio simulada pelo modelo BRAMS.

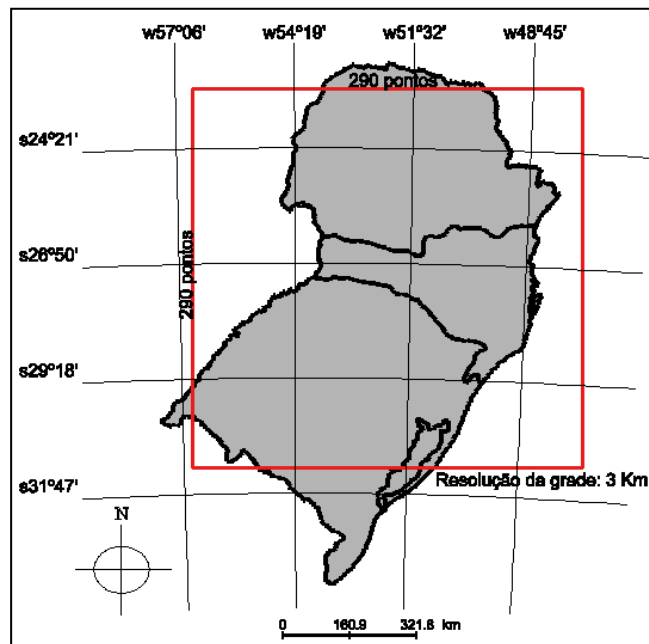


Figura 3.8 – Área de domínio utilizada para as simulações no modelo BRAMS.

Usualmente, são utilizados como dados de entrada dados do modelo NCEP, com resolução de $2,5^\circ$ de latitude por $2,5^\circ$ de longitude (~ 277 Km). Como na presente pesquisa desejava-se analisar um fenômeno com uma escala bastante detalhada, optou-se por utilizar os dados do modelo ETA, com 20 km de resolução. Isso fez com que não fosse necessário trabalhar com grades aninhadas, já que os dados do modelo ETA, em virtude de sua relativa alta resolução espacial, são proporcionais ao que configuraria uma 2^a grade.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo são apresentadas as análises sobre diferentes parâmetros, considerando três diferentes perspectivas. Primeiramente, serão apresentados os resultados obtidos a partir da correlação dos dados estimados pelo sensor MODIS e observados pelas PCDs nos dois horários correspondentes às passagens diárias do sensor. Em seguida, serão mostrados os resultados da correlação entre os dados simulados pelo modelo BRAMS e observados pelas PCDs, correspondentes ao dia 16 de junho de 2008 às 10:30. Por fim serão expostos os resultados obtidos a partir da correlação entre os dados simulados pelo modelo e estimados pelo sensor MODIS.

4.1 Correlação entre os dados estimados pelo MODIS e observados pelas PCDs

É sabido que os dados de TST estimados pelo sensor MODIS correspondem a um conjunto de diferentes alvos e por conseguinte diferentes temperaturas numa área de 1 km x 1 km, enquanto que os dados das PCDs são pontuais. Parte destas diferenças se devem ao fato das diferentes naturezas de medição, ou seja, enquanto o sensor mede TST baseado na emissividade dos alvos, as PCDs medem a temperatura a 2 m do solo, onde os gradientes verticais são mais acentuados. Entretanto, numa escala regional, podemos perceber que existem alguns erros sistemáticos que podem auxiliar a compreensão da natureza dessa variável.

4.1.1 Influência dos horários das observações

Uma primeira consideração que deve ser feita é que as análises de correlação entre os dados estimados pelo sensor e observados pelas PCDs foram feitas para os diferentes horários isoladamente, uma vez que existem diferenças significativas entre o comportamento da temperatura durante o dia e durante a noite, como pode ser observado na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 – Quantificação do erro nos diferentes horários.

<i>Período</i>	<i>Quant. amostras</i>	<i>Temp. PCD</i>	<i>Temp. MODIS</i>	<i>RMSE (Relativo)</i>	<i>Viés (Absoluto)</i>	<i>r</i>
Dia	277	10,06	12,58	0,34	2,5	0,72
Noite	285	8,35	3,78	0,72	-4,57	0,39

Nota-se que de maneira geral, os resultados apresentam uma melhor correlação durante o dia. Considerando que estatisticamente são aceitos os valores de RMSE Relativo menores que 50%, podemos dizer que no caso da comparação entre os diferentes horários, somente seriam aceitos os resultados obtidos no horário das 10:30, cujo valor foi de 0,34.

Para uma melhor compreensão do comportamento dessa variável, são apresentados na Figura 4.1 os resultados do RMSE Absoluto calculados para cada PCD (média dos valores de temperaturas de todas as datas analisadas). Observa-se que os valores de erro são significativamente menores durante o dia.

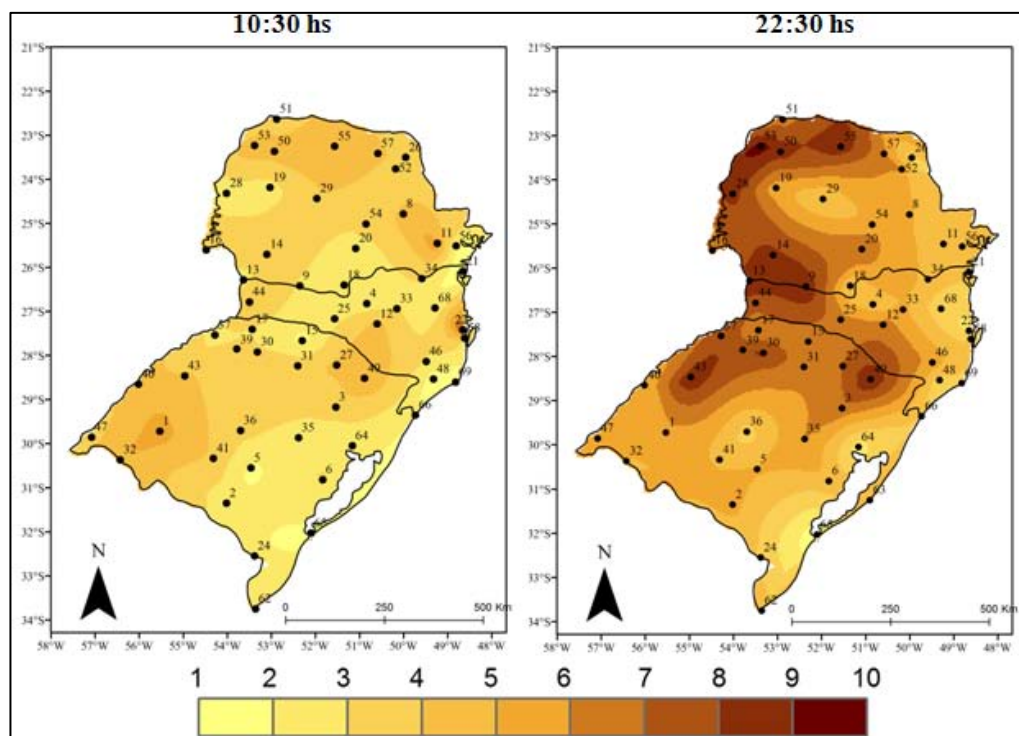


Figura 4.1 – Mapa das médias dos valores de RMSE calculadas para cada PCD.

Outra análise que cabe ser feita em relação a esta mesma figura (Figura 4.1) diz respeito aos valores de RMSE encontrados para cada PCD. Algumas PCDs apresentaram erros sistemáticos (nos dois horários) em algumas regiões, como por exemplo a região noroeste do PR, o setor centro-leste da Região Sul (divisa entre os estados de RS e SC). Constata-se também alguns casos isolados (em apenas um horário), como no setor oeste do RS e centro-leste de SC (litoral), cujo conjunto de PCDs apresentou valores de RMSE relativamente maiores do que nas demais áreas durante o dia. Já durante a noite, observa-se que na região noroeste do RS e sudoeste do PR, foram encontrados altos valores de RMSE para o conjunto de PCDs que ali se encontram. Nesse sentido, há de se considerar que em épocas frias, há uma tendência do ar mais frio se concentrar também em regiões mais baixas e como consequência disso, os gradientes de temperatura são maiores.

Além disso, levando-se em consideração também as recomendações do GCOS (2006), em que são aceitos valores com acurácias de até 2°C para sensores com 1Km a 10 Km de resolução espacial, pode-se dizer que os resultados diurnos mostraram-se razoáveis, já que a média dos valores de Viés absoluto foi de 2,5 °C. Entretanto, de maneira geral os dados do sensor MODIS para o horário das 22:30 subestimou os valores de temperatura em cerca de 55%, enquanto que durante o dia, os valores são superestimados em cerca de 25% (Figura 4.2).

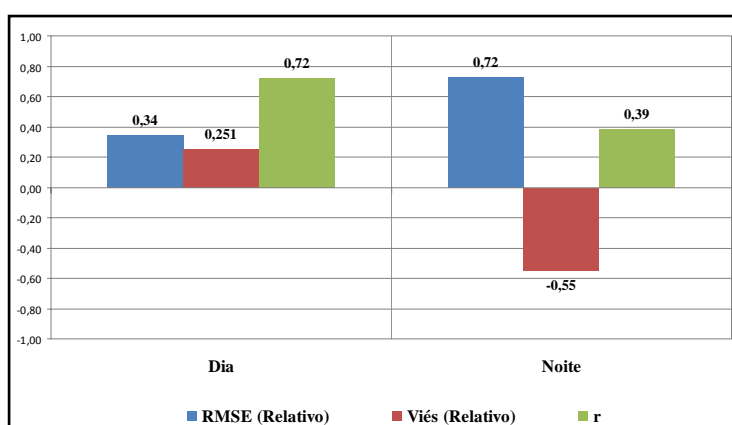


Figura 4.2 – Gráfico dos valores de RMSE, Viés e r dos dados estimados pelo sensor MODIS e observados pelas PCDs para os diferentes horários.

Os valores de r indicam que a qualidade da associação (ou o poder explicativo) entre as variáveis também foi mais satisfatória durante o dia. Notamos nos gráficos de dispersão (Figura 4.3), que durante a noite ocorre uma amplitude térmica maior das temperaturas, enquanto que durante o dia, apesar das temperaturas registradas terem sido mais altas, a variabilidade neste horário foi menor.

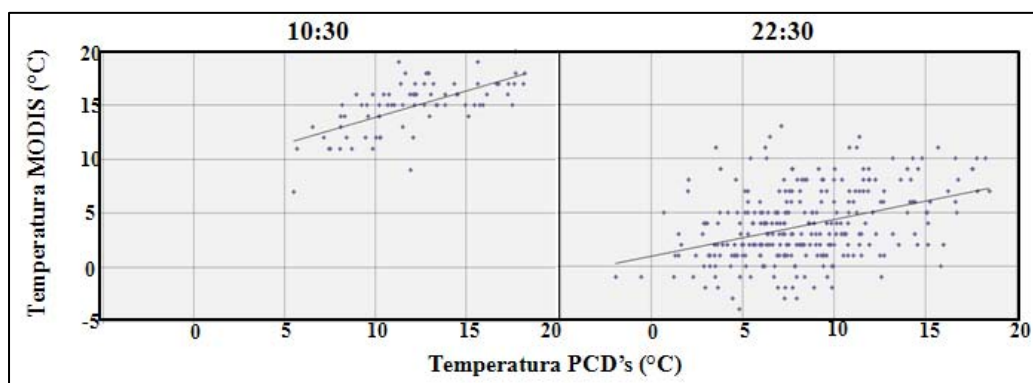


Figura 4.3 – Gráficos de dispersão da temperatura dos dados estimados pelo sensor MODIS e observados pelas PCDs para os horários diurno e noturno.

4.1.2 Influências da altitude

Com o intuito de avaliar como a topografia modula ou contribui para a propagação de erros, a Tabela 4.2 demonstra que de modo geral os maiores erros ocorrem nos patamares altimétricos mais elevados.

Tabela 4.2 - RMSE, r e Viés para os diferentes patamares de altitude da região Sul do Brasil.

<i>Horário</i>	<i>Altitude (m)</i>	<i>Quant. amostras</i>	<i>Temp. PCD</i>	<i>Temp. MODIS</i>	<i>RMSE (Relativo)</i>	<i>Viés (Absoluto)</i>	<i>r</i>
10:30	0-200	91	9,4	12,30	0,39	2,8	0,48
	200-400	39	11,3	13,97	0,31	2,6	0,66
	400-600	41	11,1	13,61	0,29	2,4	0,76
	600-800	30	9,0	12,00	0,39	2,9	0,74
	800-1000	57	8,9	12,97	0,51	3,9	0,66
	>1000	13	8,2	10,69	0,63	2,4	0,66
22:30	0-200	102	7,9	5,09	0,56	-2,8	0,32
	200-400	41	10,3	3,93	0,74	-6,4	0,48
	400-600	47	8,8	4,06	0,71	-4,7	0,32
	600-800	40	8,7	2,85	0,76	-5,8	0,55
	800-1000	44	7,0	1,61	0,96	-5,4	0,45
	>1000	11	5,8	1,82	0,97	-4,0	0,30

Dessa forma, apesar dos intervalos de altitude contidos entre 0 e 600m, tanto durante o dia quanto durante a noite se apresentarem um pouco truncados, pode-se dizer que os valores de erros foram significativamente mais baixos nas menores altitudes.

Frente a isso, verifica-se por meio da Figura 4.4 que os patamares altimétricos mais elevados englobam as formas de relevo mais dissecadas e conforme indica Wan (2006), o processo de estimativa da TST sofre os efeitos da rugosidade do terreno. Sugere-se dessa maneira, para o caso da Região Sul do Brasil, em que os maiores índices de dissecção do relevo estão localizados nas maiores altitudes, que os valores de erro aumentam na medida em que se aumenta a altitude.

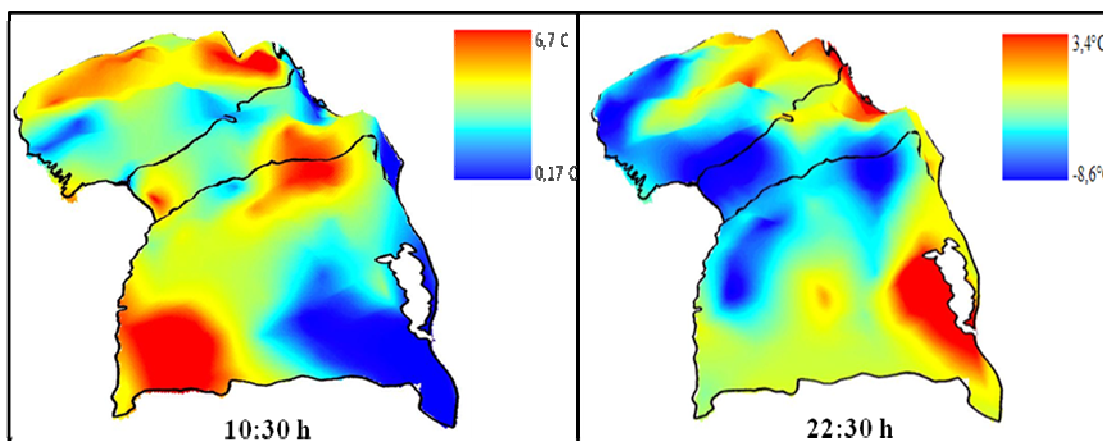


Figura 4.4 – Mapas das diferenças das temperaturas nos patamares de altitude para a análise dos dados estimados pelo sensor MODIS e observados pelas PCDs nos períodos diurno e noturno.

Os valores de correlação (r) reiteram o que foi citado anteriormente para o horário das 10:30h. Entretanto, nota-se um comportamento diferente dos valores durante a noite, em que os maiores valores de r foram encontrados nos patamares intermediários, não seguindo, portanto, nenhum padrão distinguível. Analisando ainda a Figura 4.4, verifica-se que nos dois horários, nas maiores altitudes do estado de SC foram encontradas grandes diferenças de temperatura, sendo que durante o dia houve superestimação e durante a noite subestimação.

4.1.3 Latitude

Como pode ser observado na Tabela 4.3, os resultados obtidos para os dois períodos revelaram que os maiores valores de erro foram encontrados nas faixas de latitude intermediárias (26,21° a 28,90°).

Tabela 4.3 - RMSE, r e Viés para as diferentes latitudes.

<i>Horário</i>		<i>Latitude</i>	<i>Quant. amostras</i>	<i>Temp. PCD</i>	<i>Temp. MODIS</i>	<i>RMSE (Relativo)</i>	<i>Viés (Abs.)</i>	<i>r</i>
10:30	A	< 26,21°	81	12,27	14,90	0,29	2,71	0,67
	B	26,21° - 28,90°	108	8,7	11,48	0,40	2,77	0,72
	C	> 28,90°	82	9,51	11,54	0,32	2,03	0,44
22:30	A	< 26,21°	77	10,5	5,61	0,63	-4,9	0,32
	B	26,21° - 28,90°	116	7,5	2,40	0,68	-5,20	0,36
	C	> 28,90°	92	7,4	3,98	0,65	-3,46	0,22

Há de se levar em consideração entretanto, que justamente nesta faixa intermediária, 51% das PCDs se encontram em altitudes maiores que 800m, e pela análise anterior, verificou-se que os maiores erros estão em maiores altitudes. Apesar disso, as melhores correlações evidenciadas pelo valor de r foram encontradas justamente na região em que detectou-se o maior valor de RMSE relativo.

Abstraindo-se dessa faixa intermediária que apresentou maiores valores de erros, e analisando somente as maiores e menores latitudes, observa-se pelos valores de RMSE e de r que as medidas de erro decrescem ao passo que se diminui as latitudes, sugerindo dessa forma que as melhores estimativas são obtidas nas menores latitudes. Na Figura 4.5, podemos analisar a média da diferença das temperaturas observadas e estimadas para todos os dias analisados.

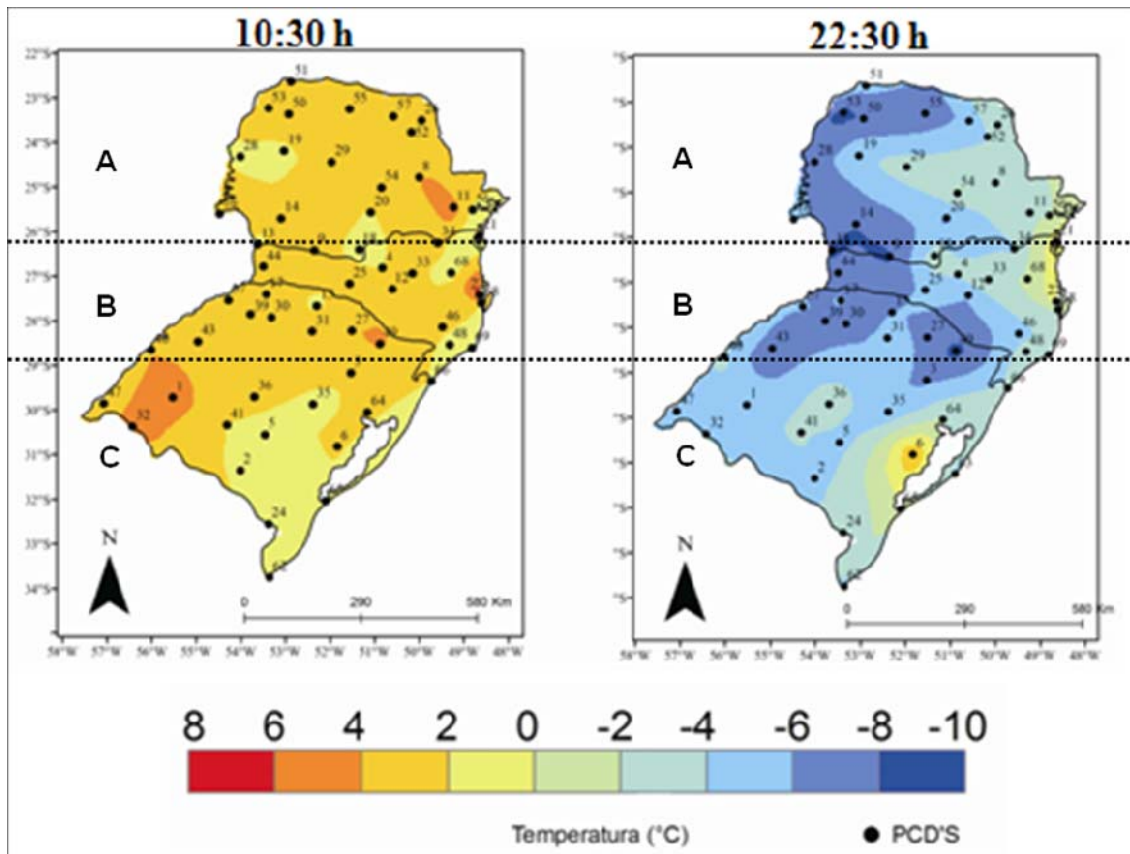


Figura 4.5 - Mapa da diferença das temperaturas entre os dados estimados pelo sensor MODIS e observados pelas PCDs nas diferentes faixas de latitude.

4.1.4 Compartimentos Geomorfológicos

Verifica-se por meio da Tabela 4.4, que em relação aos compartimentos geomorfológicos não pôde ser distinguido nenhum padrão de erro coincidente para os dois horários. Nota-se que os maiores erros no período das 10:30h foram encontrados nos compartimentos geomorfológicos dos Planaltos e Serras do Atlântico e Planalto da Campanha Gaúcha, com valores de RMSE de 0,40 e 0,50 respectivamente. Para o período das 22:30h, observa-se que os maiores erros foram encontrados no Planalto das Araucárias e Planície Marinha.

Tabela 4.4 – RMSE, r e Viés para os diferentes compartimentos geomorfológicos.

<i>Horário</i>	<i>Compartimento Geomorfológico</i>	<i>Temp. PCD</i>	<i>Temp. MODIS</i>	<i>RMSE Rel.</i>	<i>Viés Abs.</i>	<i>r</i>
10:30	1)Planalto e Serras do Atlântico	11,0	14,35	0,40	3,2	0,56
	2)Planalto Sul-Rio-Grandense	9,1	10,44	0,23	1,27	0,14
	3)Patamares da Borda Oriental da Bacia do Paraná	10,2	12,58	0,28	2,35	0,88
	4)Planalto da Campanha Gaúcha	9,00	13,12	0,50	4,12	0,46
	5)Depressão Central Gaúcha	9,0	11,07	0,36	2,00	0,03
	6)Planalto das Araucárias	8,4	11,29	0,33	2,83	0,70
	7)Planalto do Rio Paraná	13,3	16,18	0,29	2,86	0,44
	8)Planície Costeira Gaúcha	11,0	12,37	0,20	1,35	0,51
	9)Planície Marinha	15,2	15,33	0,06	0,10	0,79
22:30	1)Planalto e Serras do Atlântico	8,5	6,56	0,48	-1,94	0,44
	2)Planalto Sul-Rio-Grandense	6,6	2,39	0,72	-4,24	0,08
	3)Patamares da Borda Oriental da Bacia do Paraná	7,3	4,23	0,68	-3,08	0,42
	4)Planalto da Campanha Gaúcha	6,7	2,46	0,81	-4,62	0,23
	5)Depressão Central Gaúcha	7,0	2,94	0,71	-4,12	0,02
	6)Planalto das Araucárias	7,9	1,60	0,91	-6,39	0,45
	7)Planalto do Rio Paraná	12,8	6,34	0,60	-6,47	0,30
	8)Planície Costeira Gaúcha	8,8	7,17	0,44	-1,68	0,09
	9)Planície Marinha	5,2	6,50	0,86	1,30	-

Observa-se na Figura 4.6 que houve subestimação das temperaturas por parte do sensor em todos os compartimentos geomorfológicos durante a noite, estando as maiores diferenças localizadas nos compartimentos que apresentaram maiores valores de RMSE Relativo (Planalto das Araucárias e Planície Marinha). Os menores erros foram

encontrados nos Planaltos e Serras do Atlântico e Planície Costeira Gaúcha, contrariamente aos resultados obtidos no período diurno.

De maneira geral, para os dois períodos analisados, verificou-se que a Planície Costeira Gaúcha e o Planalto Sul-Rio-Grandense mostraram bons resultados, o que pode ter se dado em virtude desses compartimentos apresentarem formas de relevo pouco dissecadas em baixas altitudes.

Para as análises realizadas no período diurno, verificou-se no compartimento geomorfológico dos Planaltos e Serras do Atlântico que o maior erro apresentado pode ser função de seu relevo bastante dissecado e suas maiores altitudes, fatos que configuram importantes fontes de erros (WAN, 2006). Na Figura 4.6 podemos ver a média das diferenças de temperatura encontradas em cada compartimento.

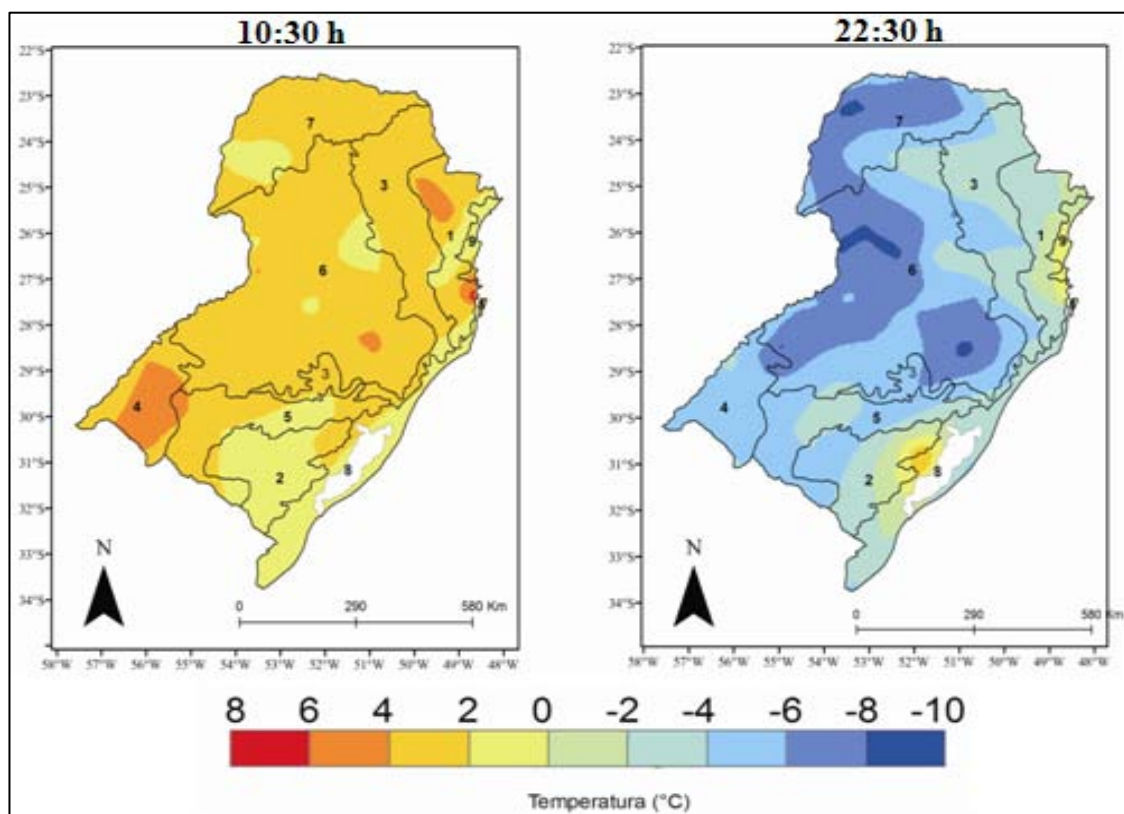


Figura 4.6 – Média das diferenças de temperatura entre os dados estimados pelo sensor MODIS e observados pelas PCDs nos diferentes compartimentos geomorfológicos.

Ainda dentro do contexto geomorfológico foram correlacionados os dados estimados e observados em relação à diferentes classes de orientação de vertentes, as quais podem ser vistas na Figura 4.7.

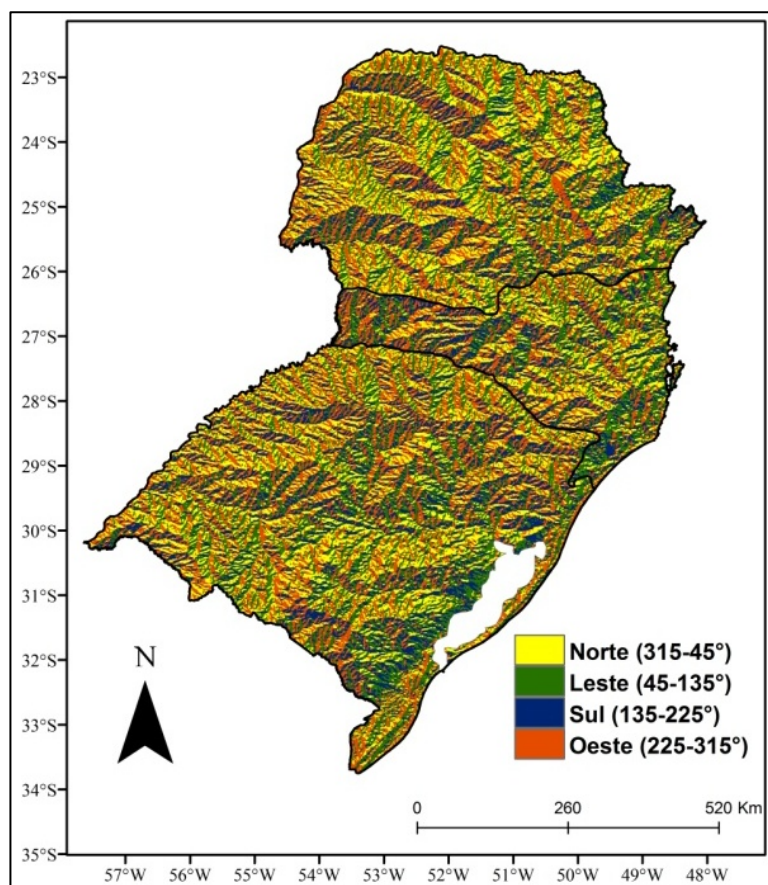


Figura 4.7 – Mapa de orientação de vertentes da Região Sul.

Os resultados desta correlação não indicaram nenhuma tendência relevante para a presente pesquisa, uma vez que os valores de erro foram muito próximos entre si para os dois períodos analisados, como pode ser visto na Tabela 4.5.

Tabela 4.5 - RMSE, r e Viés para as diferentes orientações de vertentes.

<i>Horários</i>	<i>Orientação</i>	<i>Quant. amostras</i>	<i>Temp. PCD</i>	<i>Temp. Modis</i>	<i>RMSE Rel.</i>	<i>Vies Abs.</i>	<i>r</i>
10:30	Norte	81	9,93	12,38	0,36	2,46	0,71
	Leste	74	11,13	13,55	0,29	2,43	0,79
	Sul	51	9,83	11,98	0,32	2,15	0,71
	Oeste	71	9,26	12,23	0,40	2,96	0,63
22:30	Norte	78	8,55	3,92	0,69	-4,62	0,01
	Leste	70	9,23	4,17	0,69	-5,06	0,07
	Sul	61	8,15	3,70	0,77	-4,45	0,15
	Oeste	76	7,48	3,32	0,75	-4,16	0,14

4.1.5 Umidade Relativa do Ar

Observa-se na Tabela 4.6 que os maiores valores de erro foram encontrados para as condições de maior umidade relativa do ar, tanto no período diurno quanto no noturno. A alta concentração de vapor d'água na atmosfera atua como um impeditivo para a emissão da radiação de ondas longas pela superfície, interferindo dessa forma na capacidade do sensor em estimar sua emissividade. Os resultados de correlação (r) entre os dados estimados e observados, também se mostraram mais satisfatórios para os casos de menor umidade.

Tabela 4.6 - RMSE, r e Viés para as diferentes classes de umidade.

<i>Horários</i>	<i>Umidade (%)</i>	<i>Quant. amostras</i>	<i>Temp. PCD</i>	<i>Temp. MODIS</i>	<i>RMSE Rel.</i>	<i>Viés Abs.</i>	<i>r</i>
10:30	35 - 75	49	10,77	13,08	0,28	2,30	0,86
	75 - 85	58	10,33	12,70	0,34	2,36	0,64
	85 - 100	170	9,75	12,39	0,36	2,63	0,69
22:30	45 - 65	49	10,7	13,08	0,28	2,30	0,86
	65 - 85	58	10,3	12,70	0,34	2,36	0,64
	85 - 100	128	9,5	12,75	0,69	2,63	0,69

4.1.6 Ângulo de visada do sensor MODIS

Observando-se a Tabela 4.7, verifica-se que de maneira geral os maiores erros foram encontrados nos ângulos de visada maiores (40 a 64°), tanto durante o dia quanto durante a noite, concordando com os resultados obtidos por Coll et al, (2005). Entretanto, durante a noite foram encontrados altos valores de RMSE relativo também nos ângulos de visada menores. Wang et al (2008), em observações noturnas, obtiveram nos ângulos de visada menores que 30°, diferenças de temperatura de cerca de 0,8°C em relação aos maiores. Na presente análise, a diferença entre os dados de TST obtidos em ângulo menores que 30° e maiores foi cerca de 4°C, confirmando a hipótese de que os melhores resultados seriam obtidos em ângulos de visada menores, porém para as observações diurnas.

Tabela 4.7 - RMSE, r e Viés para os diferentes ângulos de visada.

<i>Horários</i>	<i>Ângulo de visada (°)</i>	<i>Quant. amostras</i>	<i>Temp. PCD</i>	<i>Temp. MODIS</i>	<i>RMSE Rel.</i>	<i>Viés Abs.</i>	<i>r</i>
10:30	0-10	80	10,8	11,95	0,19	1,08	0,81
	10-20	75	9,1	11,28	0,30	2,09	0,83
	20-30	14	11,7	13,57	0,28	1,81	0,60
	30-40	4	9,1	13,25	0,45	4,1	0,69
	40-50	26	9,6	14,04	0,49	4,3	0,60
	50-64	71	10,0	14,00	0,44	3,9	0,80
22:30	0-10	34	7,8	3,09	0,80	-4,77	0,2
	10-20	50	10,2	3,74	0,74	-6,54	0,23
	20-30	50	9,6	4,20	0,68	-5,46	0,52
	30-40	59	7,9	5,00	0,57	-3,33	0,57
	40-50	44	6,9	4,66	0,56	-2,26	0,64
	50-64	47	7,0	1,91	0,91	-5,17	0,04

Aparentemente, o fato das medidas de campo serem obtidas a partir do que corresponderia a um ângulo de visada 0° enquanto que os ângulos de visada do MODIS variam num range de 0 a 65°, pode ser a razão dos resultados piores terem sido encontrados nos ângulos maiores, ao menos durante o dia. Além disso, como

característica de imageamento do sensor MODIS, há um aumento no tamanho dos pixels conforme a variação do ângulo de visada.

4.1.7 Temperatura

Propõe-se a presente análise a fim de se avaliar se o comportamento das estimativas é influenciado pelo gradiente de temperatura. Para a delimitação dos intervalos foram utilizados como referência os dados de temperaturas das PCDs. Analisando a Tabela 4.8, percebemos os valores de erro tanto para o período diurno quanto noturno, diminuem gradativamente na medida em que se aumenta a temperatura. Cabe ressaltar também que os valores muito baixos de referência podem influenciar nos resultados do RMSE Relativo, fazendo com que valores equivocados sejam gerados, como é o caso do intervalo entre -2 a 3°C às 10:30h. Esse resultados justificam o erro observado no tópico 4.1.1.

Tabela 4.8 - RMSE, r e Viés para as diferentes temperaturas.’

<i>Horários</i>	<i>Temperatura (°C)</i>	<i>Quant. amostras</i>	<i>Temp. PCD</i>	<i>Temp. MODIS</i>	<i>RMSE Rel.</i>	<i>Viés Abs.</i>	<i>r</i>
10:30	-2 a 3	8	1,7	7,25	2,15	3,49	0,27
	3 a 7	70	5,6	10,73	0,8	4,26	0,28
	7 a 11	130	9,0	12,37	0,38	2,7	0,22
	11 a 15	52	12,58	15,02	0,22	1,93	0,24
	15 a 18	17	16,62	16,63	0,09	0,01	0,42
22:30	-2 - 3	27	1,68	1,89	1,64	0,21	0,25
	3 - 7	94	5,32	2,90	0,73	-2,42	0,16
	7 - 11	100	8,76	3,56	0,70	-5,22	0,07
	11 - 15	48	12,57	5,70	0,60	-6,88	0,11
	15 - 18	16	16,52	7,31	0,62	-10,05	0,55

Dessa maneira, nota-se que os melhores valores de correlação foram encontrados também nas condições de maiores temperaturas. Nesse sentido, há de se levar em consideração, que as maiores temperaturas se encontram nas regiões de altitudes mais baixas (Figura 4.8), e como foi visto anteriormente, os maiores valores de erro foram encontrados nas maiores altitudes e, portanto, nas menores temperaturas.

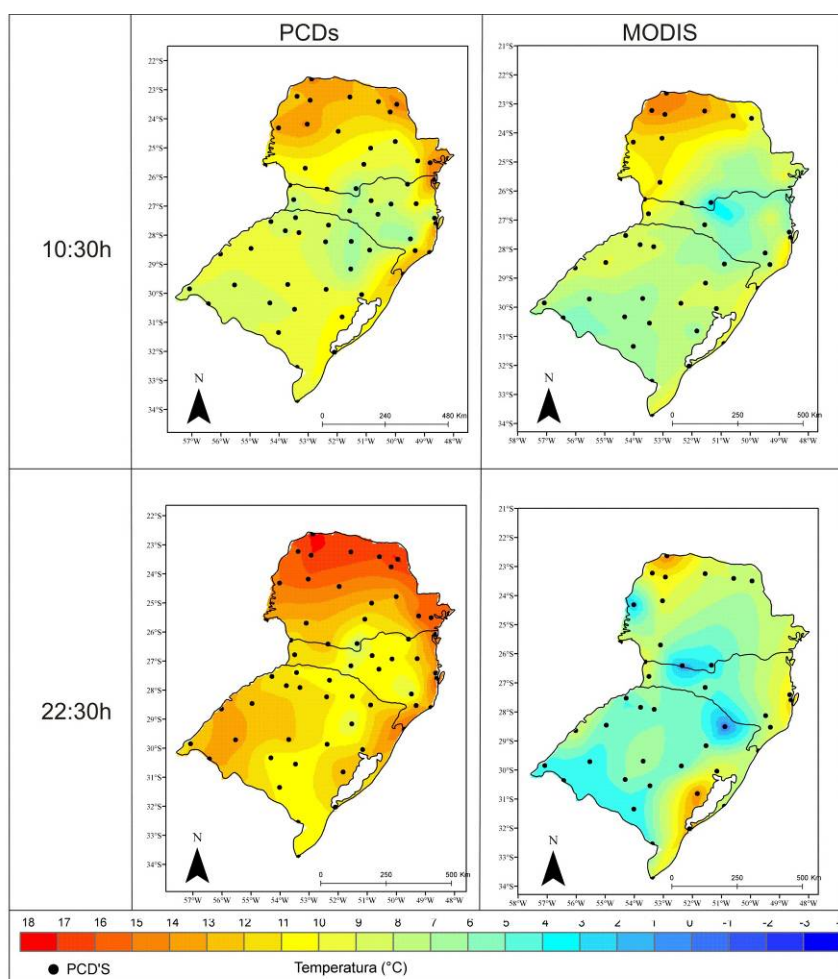


Figura 4.8 – Médias de temperatura dos dados observados pelas PCDs e estimados pelo sensor MODIS para os períodos diurno e noturno.

4.1.8 Influências da velocidade do vento

De acordo com a Tabela 4.9, pode-se dizer que os maiores valores de erro foram encontrados em situações de maiores velocidades do vento nos dois períodos, com exceção da condição de calmaria (nenhuma existência de vento). Tais resultados sugerem que quanto maior a velocidade do vento, maior o erro. Há de se levar em consideração entretanto, que nas condições de calmaria as camadas sucessivas de ar permanecem estáveis, favorecendo a ocorrência de temperaturas mais baixas. Não foi possível analisar os casos no período noturno nas velocidades entre 0 e 4 m, pois em

virtude dos baixos valores de referência e dos altos valores de RMSE Absoluto, os dados foram extrapolados.

Tabela 4.9 - RMSE, r e Viés para as diferentes velocidades de vento.

<i>Horários</i>	<i>Velocidade do Vento (m/s)</i>	<i>Quant. amostras</i>	<i>Temp. PCD</i>	<i>Temp. MODIS</i>	<i>RMSE Rel.</i>	<i>Viés Abs.</i>	<i>r</i>
10:30	0	22	10,15	13,32	0,41	3,17	0,76
	0-2	122	10,37	12,61	0,30	2,24	0,73
	2 - 4	92	9,9	12,82	0,35	2,76	0,71
	> 4	30	9,41	11,97	0,36	2,56	0,78
22:30	0	32	6,64	4,59	0,62	-2,05	0,44
	0-2	127	2,93	4,34	1,72	1,41	0,15
	2 - 4	84	2,76	2,94	1,03	0,17	0,08
	> 4	27	5,64	3,89	0,75	-1,75	0,31

Os resultados obtidos para o horário das 10:30h concordam com os encontrados por Wang et al (2008), que apesar de não demonstrar que a velocidade do vento seja uma variável relevante para a validação, indica que em sua pesquisa foram encontrados consideráveis casos em que o erro foi maior em condições de baixas velocidades. Já os dados do horário das 22:30h, não concordaram com Wang et al (2008), uma vez que abstraindo-se os dados impossibilitados de análise, verifica-se que os maiores erros foram encontrados nas maiores velocidades de vento.

4.2 Estudos de caso

Analisando os mapas de temperatura (Figuras 4.9 e 4.10), verifica-se que de maneira geral os dados estimados pelo sensor MODIS e os observados pelas PCDs apresentaram as mesmas tendências em relação à temperatura. Em todos os casos, as temperaturas mais elevadas se concentraram no norte do PR, enquanto que as mais frias, em sua maioria, se concentraram na parte central da Região Sul, cujos patamares altimétricos são mais elevados. Dentre outros fatores isso acontece porque o ar em maiores altitudes é mais rarefeito em virtude da diminuição dos componentes atmosféricos que absorvem calor, como por exemplo, o vapor d'água. Isso faz com que haja menos irradiação e

portanto, diminui-se a temperatura. O contrário acontece nos patamares mais baixos de altitude.

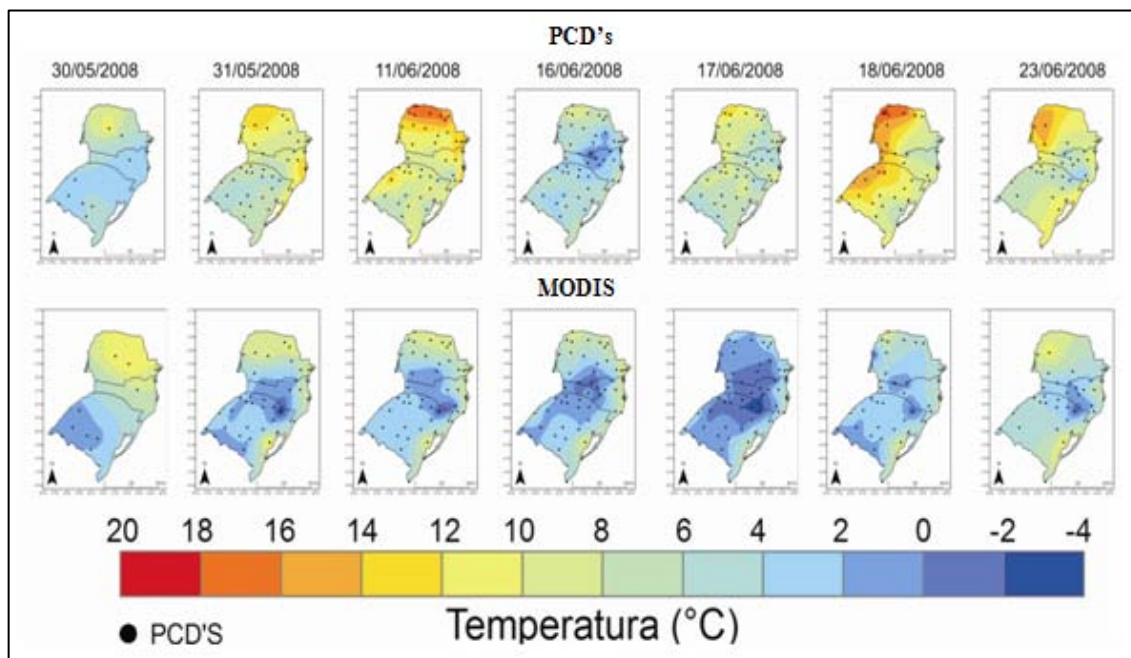


Figura 4.9 – Mapas das estimativas de temperatura dos dados observados pelas PCDs e estimados pelo sensor MODIS para o horário das 10:30h.

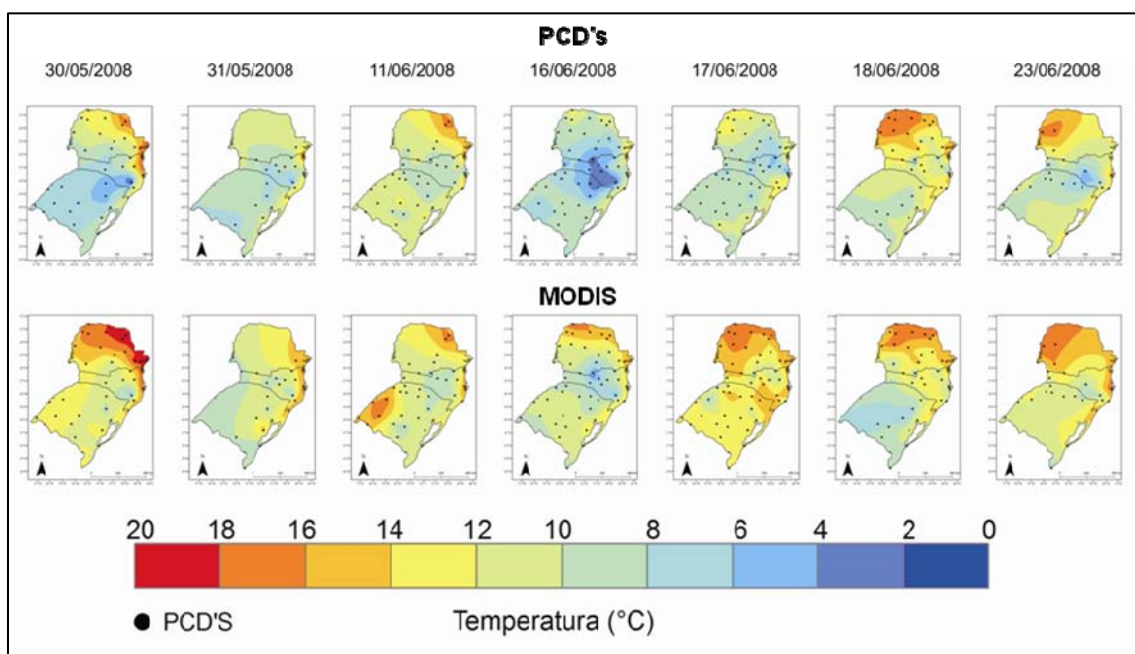


Figura 4.10 – Mapas das estimativas de temperatura dos dados observados pelas PCDs e estimados pelo sensor MODIS para o horário das 22:30h.

De acordo com a Tabela 4.10, pode-se notar que os maiores valores de erro durante o dia foram encontrados nos dias 30 de maio e 16 e 17 de junho, enquanto que os menores ficaram nos dias 11, 18 e 23 de junho. As melhores correlações (evidenciadas pelos valores de r) foram obtidas nos dias 30 de maio e 18 e 23 de junho. Durante a noite, verifica-se que os menores valores de erro foram encontrados no dia 23 de junho e os maiores no dia 17 e 18 de junho.

Tabela 4.10 - RMSE, r e Viés para os eventos frios analisados.

<i>Horários</i>	<i>Data</i>	<i>Quant. amostras</i>	<i>Temp. PCD</i>	<i>Temp. MODIS</i>	<i>RMSE Rel.</i>	<i>Viés Abs.</i>	<i>r</i>
10:30	30/maio	38	10,2	14,08	0,42	3,8	0,86
	31/maio	24	9,6	11,79	0,30	2,1	0,74
	11/junho	39	10,8	12,23	0,22	1,4	0,66
	16/junho	55	7,9	11,04	0,42	3,0	0,86
	17/junho	57	9,5	13,74	0,48	4,2	0,6
	18/junho	40	12,6	12,55	0,12	-0,09	0,86
	23/junho	24	10,7	12,42	0,23	1,7	0,84
22:30	30/maio	11	4,83	4,45	0,71	-0,37	0,67
	31/maio	39	8,27	4,10	0,59	-4,16	0,64
	11/junho	50	10,93	4,90	0,60	-6,03	0,61
	16/junho	57	4,81	4,07	0,62	-0,7	0,58
	17/junho	55	7,48	1,51	0,92	-5,96	0,09
	18/junho	40	12,07	4,10	0,74	-7,9	0,13
	23/junho	32	8,52	4,47	0,53	-4,04	0,76

Analisando as diferenças de temperaturas para cada dia (Figura 4.11), percebe-se que os dias 17 e 18 de junho no período noturno apresentaram diferenças de até -16°C , principalmente na borda oeste da Região Sul. Observa-se que no período diurno, as maiores subestimações da temperatura foram encontradas no dia 18 de junho. De maneira geral as menores diferenças de temperatura para os dois horários se deram no setor norte do PR e na costa do RS.

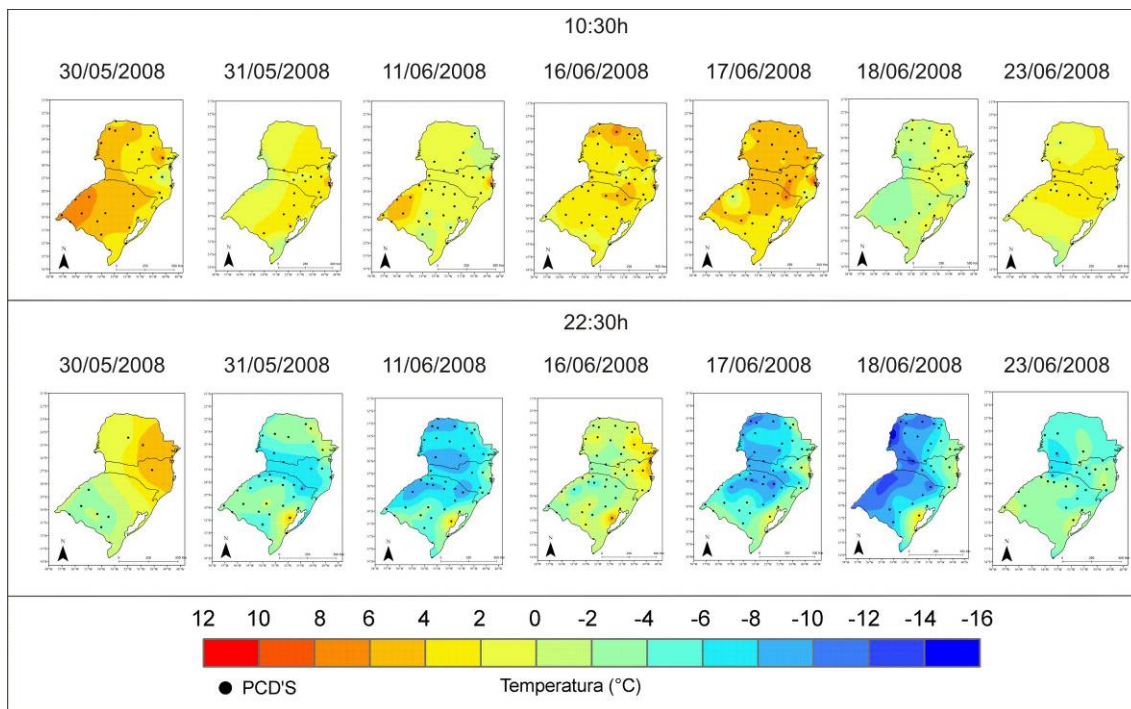


Figura 4.11 – Mapa das diferenças de temperatura entre os dados estimados pelo sensor MODIS e observados pelas PCDs nos períodos diurno e noturno.

De maneira geral, percebemos que durante o dia, as temperaturas do sensor e das PCDs apresentaram boa concordância, com valores de r variando entre 0,6 e 0,86 e valores de RMSE Relativo que não ultrapassaram 0,5. Entretanto, os resultados para o período noturno não se mostraram satisfatórios, pois em todos os dias os valores de RMSE relativo foram superiores a 0,5 e foram constatados valores de r muito baixos para algumas datas.

De posse desses resultados, procurou-se analisar se as condições sinóticas encontradas em cada dia poderiam nos responder algumas questões. A seguir são apresentadas as descrições das situações sinóticas a partir das cartas de altitude (padrão de circulação em 250 hPa), carta de níveis médios (padrão de circulação em 500 hPa) e carta de superfície para as datas selecionadas. Estas informações foram retiradas dos Boletins Técnicos do CPTEC/INPE, disponíveis em http://tempo1.cptec.inpe.br/bol_tecnico.shtml.

30 de maio de 2008

Verifica-se na carta de altitude (Figura 4.12a) um significativo cavado que mantém circulação ciclônica desde o norte do Chile, norte da Argentina, sul da Bolívia, Paraguai, PR, SC e RS e segue depois em direção ao sul do oceano Atlântico.

Associado a este cavado podemos ver os Jato Polar Norte (JPN) e Jato Subtropical (JST) que em conjunto, mantêm uma área baroclínica que dá suporte à frente fria em superfície. Observa-se também uma área de circulação ciclônica associada a este cavado. Na carta de níveis médios (Figura 4.12b) podemos ver que este cavado atinge o sul e oeste de SP e que ventos intensos associados aos jatos em altitude atingem o nordeste da Argentina, sul de MS e do Paraguai, oeste do Uruguai e a Região Sul do Brasil. Na Figura 4.12c (carta de superfície) nota-se uma Alta pós-frontal com pressão de 1029hPa (29S/63W) atuando sobre o centro e o norte da Argentina, demonstrando que a massa de ar frio desse sistema é bem intensa. Segundo Climanálise (2008a), essa massa de ar frio favoreceu a ocorrência de geadas em alguns municípios da Região Sul.

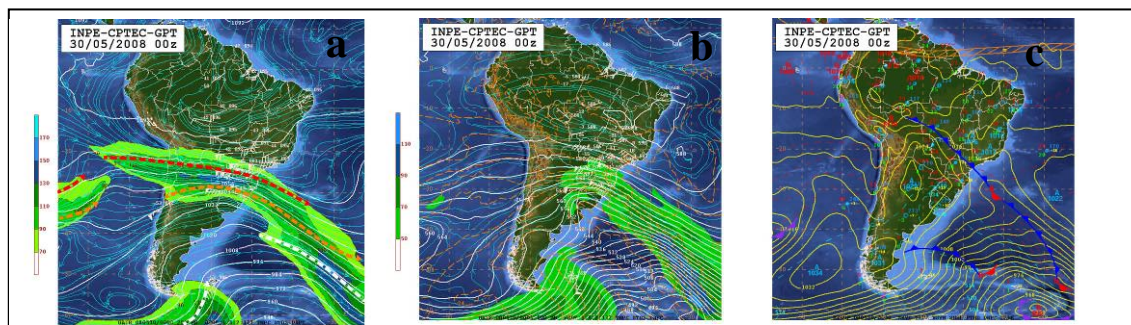


Figura 4.12 - a) Carta de altitude; b) Carta de níveis médios; c) Carta de superfície para o dia 30 de maio de 2008.

Fonte: Boletim Técnico CPTEC/INPE

31 de maio de 2008

Observa-se na carta de altitude (Figura 4.13a) um padrão de circulação anticiclônico sobre o centro do continente sul-americano, bem como a presença do JST e do JPN acoplados sobre a faixa que vai do oceano Pacífico ao Atlântico. Estes máximos de vento dão suporte dinâmico à frente fria, cujo ramo frio atua sobre o interior do Brasil. Um outro cavado estende seu eixo em direção ao continente no sul da Argentina e pouco mais ao sul, um terceiro cavado é observado sobre o Pacífico próximo ao litoral do Chile. Na Carta de níveis médios (Figura 4.13b) podemos ver que fortes ventos associados aos jatos em altitude atuam sobre a Região Sul do Brasil, Uruguai, sul do Paraguai e grande parte da Argentina e Chile. Verifica-se também nesse sistema um avanço da frente fria (Figura 4.13c) e que a massa de ar frio é bem intensa, evidenciada pelo ramo frio que se estende até as proximidades do litoral de Buenos Aires na Argentina.

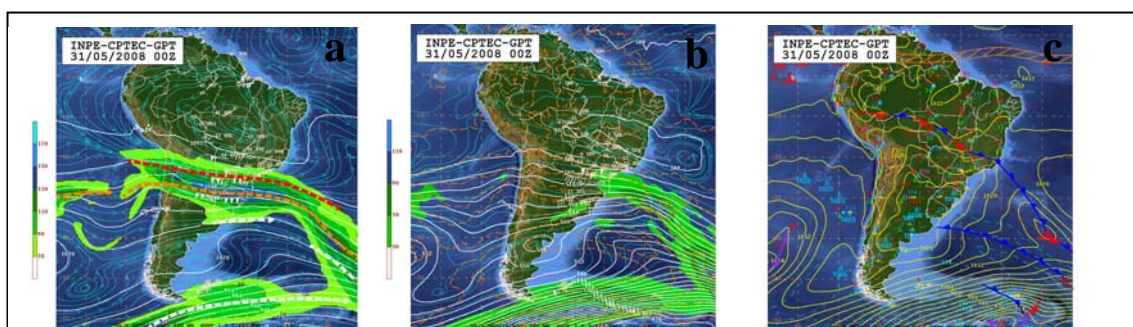


Figura 4.13 - a) Carta de altitude; b) Carta de níveis médios; c) Carta de superfície para o dia 31 de maio de 2008.

Fonte: Boletim Técnico CPTEC/INPE

11 de junho de 2008

Verifica-se na carta de altitude (Figura 4.14a) a ação de um anticiclone sobre o centro norte do continente. Nas regiões norte da Argentina e do Chile, centro-sul do Paraguai e sul do PR nota-se o JST, estendendo-se em direção ao oceano Atlântico e dando suporte dinâmico ao sistema frontal atuante. Percebe-se também um cavado orientado no sentido noroeste/sudeste atuando entre o oceano Pacífico e o Atlântico acoplado a outro cavado orientado no sentido norte/sul associado a um sistema frontal em

superfície. Por meio da Figura 4.14b, verifica-se a presença de fortes ventos acoplados aos JPN e JPS sobre a região do oceano Pacífico no sul do continente. A carta de superfície (Figura 4.14c) nos mostra que uma frente fria atua sobre o oceano Atlântico e estende um ramo estacionário entre o sul do RJ e a leste da Bolívia. Sobre a Região Sul do Brasil, percebe-se um sistema de alta pressão associado a uma massa de ar frio. De acordo com Climanálise (2008b), a entrada dessa massa de ar frio ocasionou geadas em algumas regiões do RS.

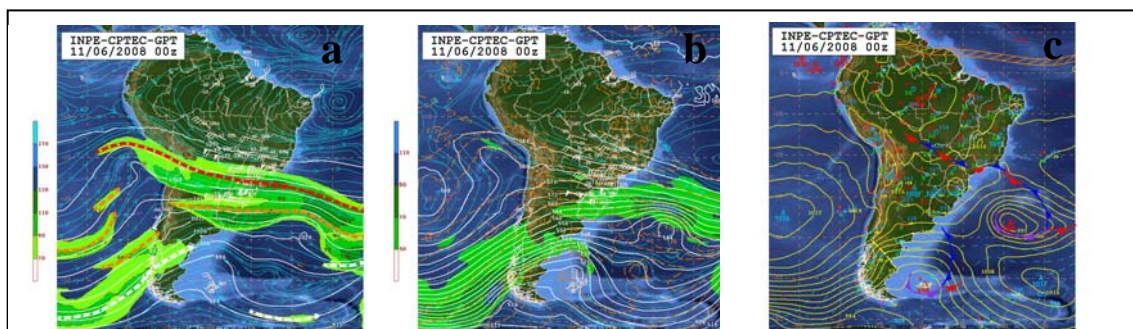


Figura 4.14 - a) Carta de altitude; b) Carta de níveis médios; c) Carta de superfície para o dia 11 de junho de 2008.

Fonte: Boletim Técnico CPTEC/INPE

16 de junho de 2008

Verifica-se na Carta de altitude (Figura 4.15a) que um cavado associado com a frente fria em superfície atua sobre o sul do Sudeste e a Região Sul do Brasil. Neste sistema, observa-se o JST e o JPN acoplados, influenciando toda a Região Sul do Brasil e sul do Paraguai. Na Carta de níveis médios (Figura 4.15b) nota-se um cavado associado a um Vórtice Ciclônico, conferindo ventos intensos em toda a Região Sul do Brasil. Uma alta pós-frontal de 1029hPa atua em grande parte do centro-norte da Argentina, Paraguai, Região Sul e centro-sul de MS (Figura 4.15c), conferindo baixas temperaturas nestas regiões. Segundo Climanálise (2008), houve ocorrência de geada negra em São Joaquim – SC.

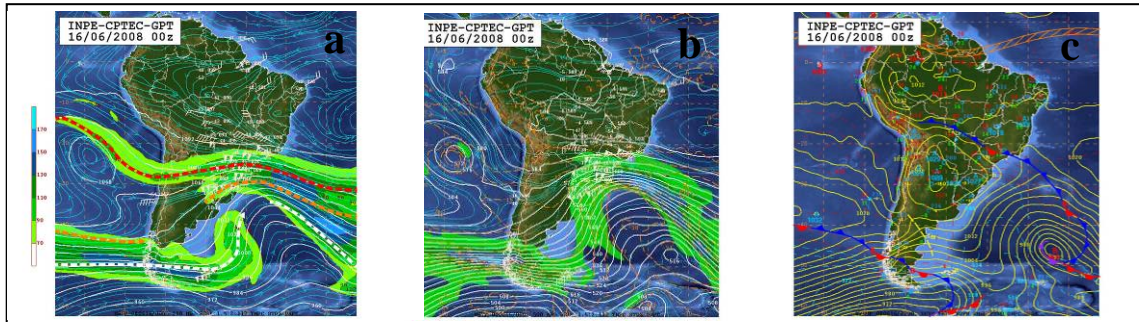


Figura 4.15 - a) Carta de altitude; b) Carta de níveis médios; c) Carta de superfície para o dia 16 de junho de 2008.

Fonte: Boletim Técnico CPTEC/INPE

17 de junho de 2008

Observa-se na Carta de altitude (Figura 4.16a) que o JST contorna um cavado que atua sobre a região sudeste do Brasil. Mais ao sul, podemos ver que o JPN encontra-se acoplado ao JPS, configurando dessa forma uma segunda área baroclínica. Na Carta de níveis médios (Figura 4.16b) notam-se ventos fortes entre a região sudeste e o oceano Atlântico e também mais ao sul, associados ao cavado supracitado e a jatos em altitude, respectivamente. Na carta de superfície (Figura 4.16c) verifica-se uma intensa massa de ar frio atuando na Região Sul. Observa-se também o centro de uma alta pós-frontal entre o sul de SP e leste do PR e SC e uma nova frente fria se aproximando, localizada no sul do Chile e Argentina.

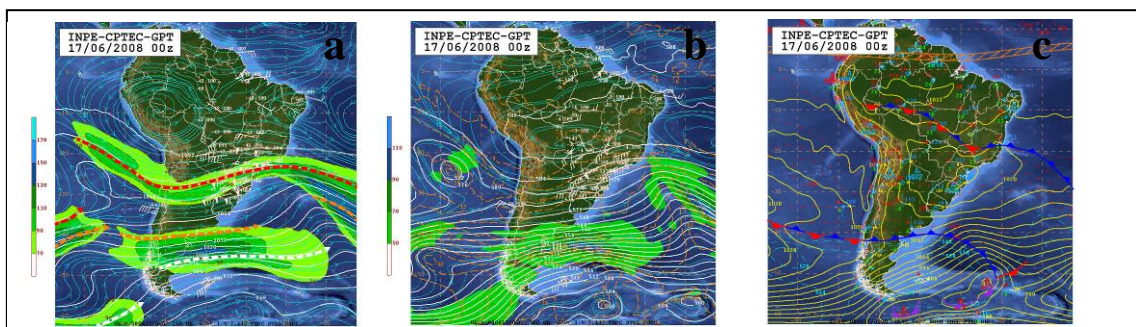


Figura 4.16 - a) Carta de altitude; b) Carta de níveis médios; c) Carta de superfície para o dia 17 de junho de 2008.

Fonte: Boletim Técnico CPTEC/INPE

18 de junho de 2008

Verifica-se na Carta de altitude (Figura 4.17a) a presença do JPN contornando um Vórtice Ciclônico sobre o oceano Pacífico e se acoplando ao JST sobre o continente. Na região do oceano Pacífico percebe-se a presença de um Vórtice Ciclônico associado a um sistema frontal em superfície (Figura 4.17b). Deste sistema, desprendem-se perturbações ciclônicas que se deslocam para leste em direção ao Chile e Argentina, atingindo também o Uruguai e parte do sul do Brasil. Um cavado pode ser verificado sobre o oceano Atlântico a leste da Região Sul do Brasil. Na Carta de superfície (Figura 4.17c), observa-se que a frente fria que atuou na Região Sul nos dias anteriores encontra-se agora sobre o oceano Atlântico a leste do litoral sul da BA. Na retaguarda deste sistema frontal verifica-se uma ampla área de alta pressão atuando sobre o Atlântico e na faixa centro-leste do Brasil, Região Sul, Sudeste, faixa oeste da Região Centro-Oeste e parte do Nordeste brasileiro.

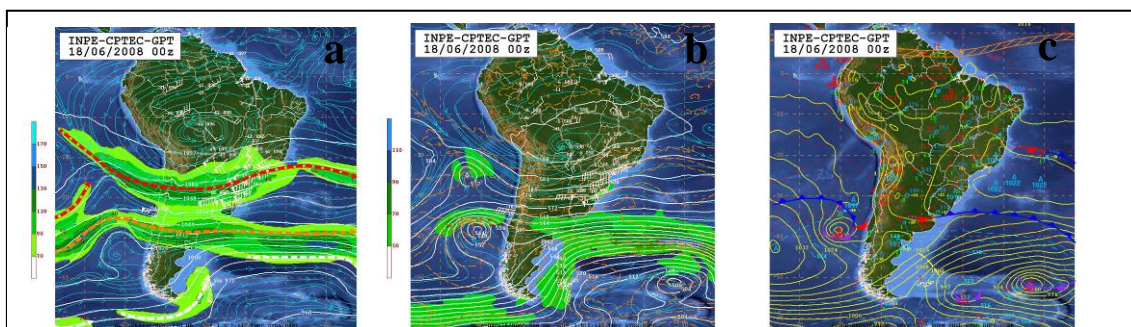


Figura 4.17 - a) Carta de altitude; b) Carta de níveis médios; c) Carta de superfície para o dia 18 de junho de 2008.

Fonte: Boletim Técnico CPTEC/INPE

23 de junho de 2008

Observa-se na Carta de altitude (Figura 4.18a) que os JST e JPN encontram-se acoplados entre o Pacífico e o Atlântico, sendo que neste último, o JPN mantém uma curvatura levemente ciclônica e dá suporte dinâmico ao sistema frontal observado em superfície. Na carta de níveis médios (Figura 4.18b) verifica-se um cavado no norte de SP e sul do GO. No oceano Atlântico, outro cavado com eixo orientado noroeste/sudeste associa-se ao sistema frontal em superfície e ao aprofundar-se forma

um Vórtice Ciclônico em níveis médios. Por fim, nota-se na Carta de superfície (Figura 4.18c) uma alta pós-frontal associada a um sistema frontal que estende um ramo frio em direção ao ES que favorece o declínio das temperaturas no sul do Brasil, SP, MS, sul do MT, de RO e do AC. De acordo com Climanálise (2008) foram registradas geadas nas serras gaúchas e catarinenses.

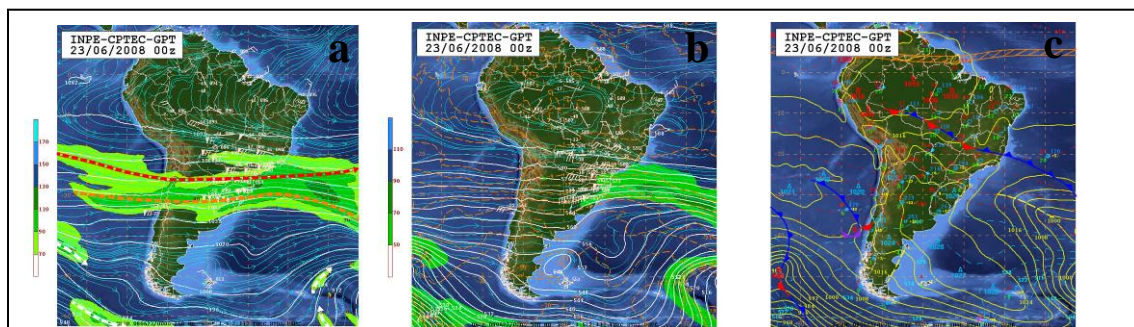


Figura 4.18 - a) Carta de altitude; b) Carta de níveis médios; c) Carta de superfície para o dia 23 de junho de 2008.

Fonte: Boletim Técnico CPTEC/INPE

Constatou-se dessa forma para o horário das 10:30, que os maiores valores de erro (encontrados nos dias 30/05, 16 e 17/06), dentre outros fatores podem estar associados à presença de ventos intensos, já que esta é uma característica comum para as três datas. Entretanto verificou-se que os valores de erro não necessariamente estão associados à condições de alta nebulosidade (Figura 4.19).

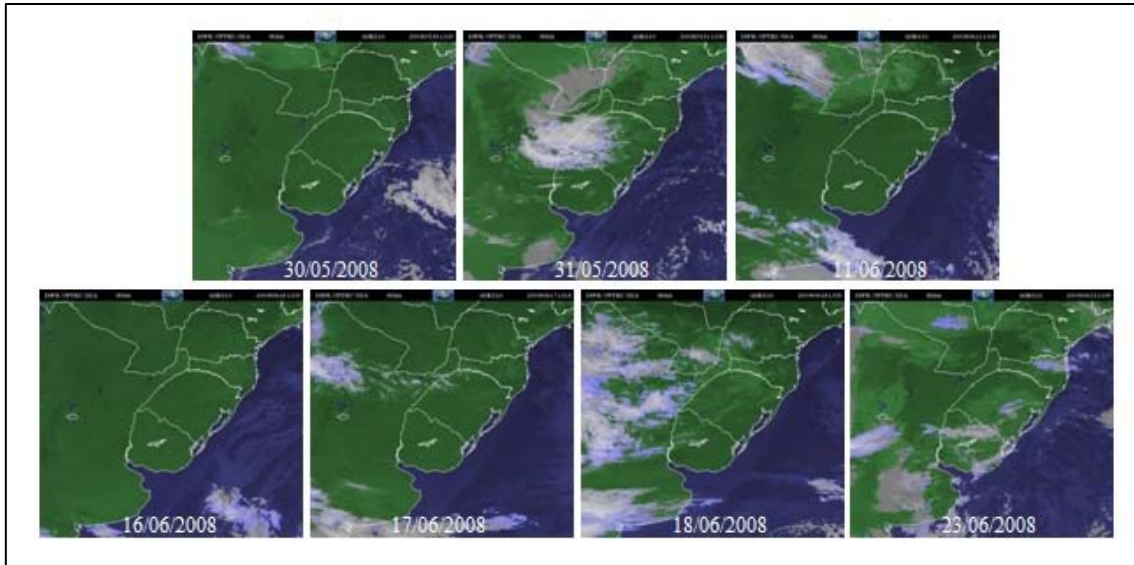


Figura 4.19– Imagens GOES para as 10:30 (horário local).

Fonte: http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes_antiores.jsp

Para o período noturno, observa-se por meio da Figura 4.20 que nos dias que apresentaram maior subestimação (11, 17 e 18 de junho) da temperatura, notou-se a presença de alta nebulosidade, e esse fator pode ter comprometido a estimativa do sensor, uma vez que nessas condições, além de durante o dia as nuvens atenuarem a incidência da radiação solar, durante a noite elas retêm parte da radiação de onda longa emitida pela Terra.

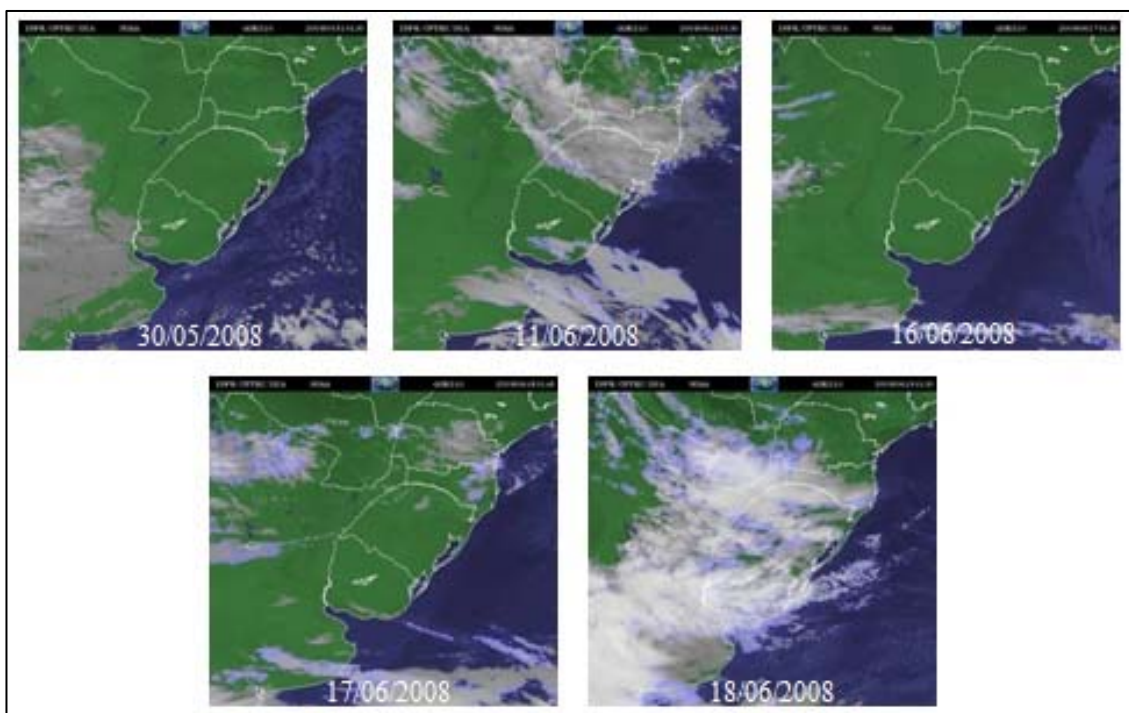


Figura 4.20 – Imagens GOES*das 22:30 (horário local)

Fonte: http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes_anteriores.jsp

*Dados não disponíveis para os dias 31/05/2008 e 23/06/2008

4.3 Correlação entre os dados gerados pelo modelo BRAMS, estimados pelo sensor MODIS e observados pelas PCDs

Neste tópico é apresentada uma análise comparativa entre os dados simulados pelo modelo BRAMS e estimados pelo sensor MODIS, utilizando como verdade os dados observados pelas PCDs. É importante ressaltar que os valores de correlação entre os dados MODIS e as PCDs são diferentes dos apresentados nas análises anteriores porque a quantidade de amostras foi reduzida (lembrando que as simulações do modelo BRAMS foram realizadas apenas para o dia 16/06/2008, às 10:30 hs), utilizou-se os dados do sensor MODIS somente para o mesmo dia e horário, excluindo as informações sobressalentes que o modelo não possuía, a fim de se assegurar que a comparação entre os resultados fosse feita exatamente com as mesmas amostras). Além disso, será apresentada também a correlação entre as estimativas do sensor e as simulações do modelo, nesse caso utilizando como verdade os dados do MODIS.

De forma geral, percebemos que os dados simulados pelo BRAMS e estimados pelo MODIS foram bastante semelhantes, como pode ser conferido na Tabela 4.11. Os valores de RMSE relativo se apresentaram bem baixos, indicando que a qualidade da associação foi bastante satisfatória, apesar dos valores de Viés indicarem uma pequena subestimação da temperatura pelo modelo. O índice de correlação (r) entre os dados também se mostrou razoável.

Tabela 4.11 – RMSE, r e Viés para a comparação entre os dados MODIS e BRAMS.

<i>Quant. amostras</i>	<i>Temperatura Modis</i>	<i>Temperatura Brams</i>	<i>RMSE (Relativo)</i>	<i>Viés (Absoluto)</i>	<i>r</i>
38	11,00	10,68	0,20	-0,32	0,77

Sendo assim, observamos que em relação às PCDs, tanto os dados do sensor quanto do modelo foram bastante semelhantes (Tabela 4.12) e apresentaram altos valores de RMSE relativo, podendo entretanto, serem validados, uma vez que não ultrapassaram 0,50 (FRANCHITO et al., 2009). Ademais, de forma geral a qualidade de associação se mostrou melhor para os dados MODIS.

Tabela 4.12 – Valores de RMSE, r e Viés para as diferentes fontes de dados.

<i>Quant. amostras</i>	<i>Temperatura PCD</i>	<i>Temperatura estimada</i>		<i>RMSE (Relativo)</i>	<i>Viés (Absoluto)</i>	<i>r</i>
38	7,79	MODIS	11,00	0,44	3,21	0,90
		BRAMS	10,40	0,46	2,61	0,79

A fim de se verificar a distribuição espacial da temperatura para os dados simulados e estimados, os pixels da imagem MODIS foi reamostrado para 3km para assim compatibilizar a resolução espacial com a dos dados simulados. Observa-se na Figura 4.21 que o padrão espacial do campo de temperatura foi semelhante, entretanto nota-se que os dados do sensor se mostram com uma capacidade maior de detectar a variabilidade da temperatura mais detalhadamente.

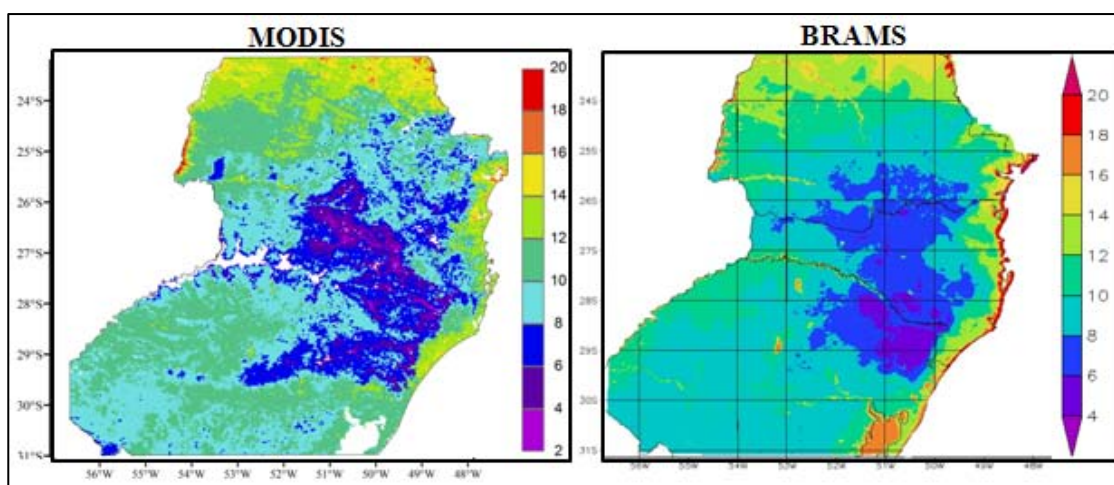


Figura 4.21 – Temperatura estimada pelo sensor MODIS e simulada pelo modelo BRAMS.

Todavia, verifica-se por meio da Figura 4.22 que na maior parte da Região Sul do Brasil as diferenças entre os dados estimados pelo MODIS e simulados pelo BRAMS ficaram em torno de -2 a 2°C , e que o modelo tende a subestimar a temperatura quando comparado ao sensor.

De um modo geral esses resultados sugerem que o BRAMS (alta resolução temporal) e o MODIS (alta resolução espacial) podem ser utilizados de forma complementar e com vantagens para um monitoramento contínuo da TST durante as invasões de massa de ar frio no sul do Brasil.

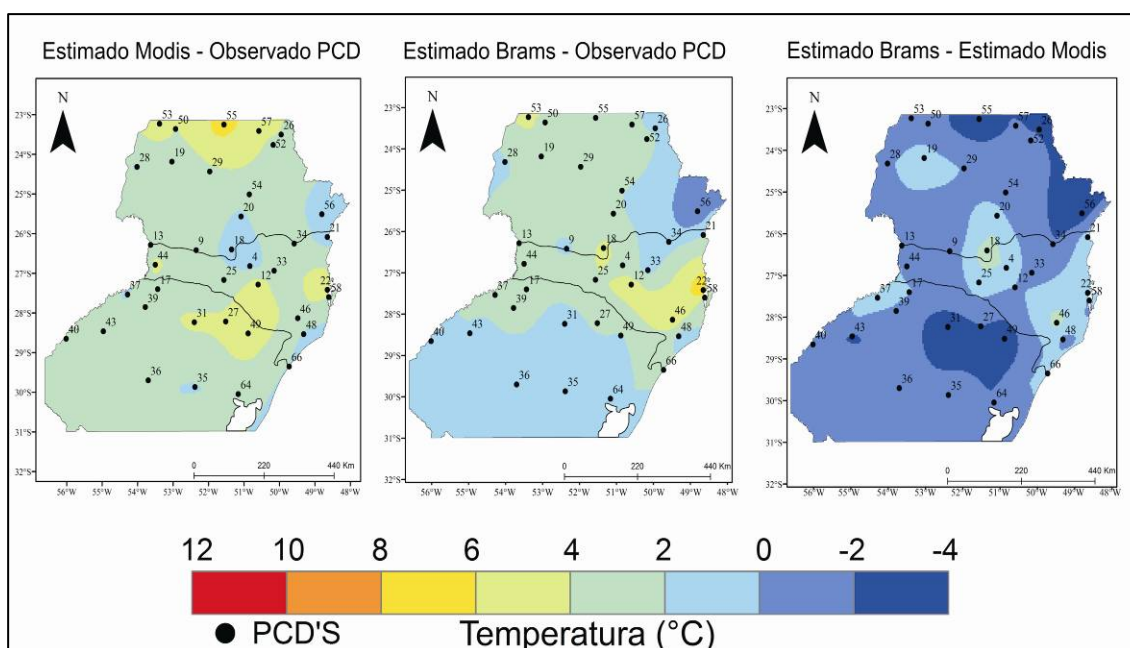


Figura 4.22 – Mapa das diferenças de temperatura entre os dados simulados pelo BRAMS e estimados pelo MODIS em relação às PCDs.

4.3.1 Altitude

Verifica-se que nos diferentes patamares de altitude (Tabela 4.13), os maiores erros foram obtidos nas altitudes maiores (900 a 1260), bem como a menor média de temperatura. Na maior parte dos casos o modelo subestimou as temperaturas, sendo que o maior viés encontrado foi de $-1,13^{\circ}\text{C}$.

Tabela 4.13 - Valores de RMSE, r e Viés para a correlação MODIS x BRAMS nos diferentes patamares de altitude.

<i>Altitude (m)</i>	<i>Quant. amostras</i>	<i>Temp. Estimada</i>		<i>RMSE (Relativo)</i>	<i>Viés (Absoluto)</i>	<i>r</i>
0-300	11	Modis	12,64	0,20	-0,08	0,61
		Brams	12,56			
300-600	10	Modis	12,80	0,17	-0,43	0,64
		Brams	12,37			
600-900	9	Modis	10,11	0,16	-1,13	0,84
		Brams	8,98			
900-1260	8	Modis	7,50	0,29	0,40	0,69
		Brams	7,90			

Como visto anteriormente, de maneira geral o comportamento do modelo é semelhante ao do sensor. De acordo com a Tabela 4.14, os maiores erros em relação às PCDs foram obtidos nos maiores patamares de altitude (900 a 1260) e os menores nas altitudes mais baixas. Entretanto, nota-se que nas altitudes intermediárias também foram verificados valores altos de RMSE relativo. As melhores correlações, evidenciadas pelos valores de r se deram para o MODIS no patamar que vai de 0 a 300 m e no BRAMS de 600 a 900m.

Tabela 4.14 - Valores de RMSE, r e Viés para a correlação BRAMS/MODIS x PCDs nos diferentes patamares de altitude.

<i>Altitude (m)</i>	<i>Quant. amostras</i>	<i>Temp. PCD</i>	<i>Temp. Estimada</i>		<i>RMSE (Relativo)</i>	<i>Viés (Absoluto)</i>	<i>r</i>
0-300	11	10,49	Modis	12,64	0,21	2,15	0,92
			Brams	12,56	0,29	2,07	0,69
300-600	10	8,80	Modis	12,80	0,48	4,00	0,76
			Brams	12,37	0,50	3,57	0,37
600-900	9	6,39	Modis	10,11	0,59	3,72	0,94
			Brams	8,98	0,43	2,58	0,88
900-1260	8	4,41	Modis	7,50	1,46	3,09	0,85
			Brams	7,90	0,50	3,50	0,80

4.3.2 Compartimentos Geomorfológicos

De acordo com a Tabela 4.15 pode-se verificar que em relação aos diferentes compartimentos geomorfológicos, os dados do sensor e do modelo também se apresentam semelhantes, com valores de RMSE relativo baixos. Entretanto, observa-se que o modelo na maioria dos compartimentos subestima a temperatura. Na Planície Marinha obtivemos um valor maior de erro, ocasionado provavelmente pelo fato de haver somente uma amostra, o que não pode ser tomado como aspecto relevante para a presente pesquisa.

Alguns compartimentos não puderam ser avaliados em relação aos valores de r , em virtude de não haver amostras suficientes para gerar a dispersão. A melhor correlação foi obtida no compartimento dos Planaltos e Serras do Atlântico.

Tabela 4.15 – Valores de RMSE, r e Viés para a correlação MODIS x BRAMS nos diferentes compartimentos geomorfológicos.

<i>Compartimento Geomorfológico</i>		<i>Quant. amostras</i>	<i>Temp. MODIS</i>	<i>Temp. BRAMS</i>	<i>RMSE Rel.</i>	<i>Viés Abs.</i>	<i>r</i>
5	Depressão Central Gaúcha	2	11,5	10,19	0,11	-1,31	-
3	Patamares da Borda Sul	7	11,00	10,22	0,16	-0,78	0,88
4	Planalto da Campanha Gaúcha	1	12,00	10,88	0,09	-1,12	-
6	Planalto das Araucárias	16	8,63	8,29	0,21	-0,34	0,57
1	Planalto e Serras do Atlântico	3	14,33	14,83	0,23	0,5	0,90
8	Planície Costeira Gaúcha	2	13,00	14,09	0,24	1,09	-
9	Planície Marinha	1	14	19,50	0,39	5,5	-
7	Planalto do Rio Paraná	6	14,17	13,06	0,12	-1,11	0,47

Em relação à correlação do modelo BRAMS com as PCDs, obtivemos valores bastante semelhantes com os do MODIS, conforme pode ser visto na Tabela 4.16.

Tabela 4.16 - Valores de RMSE, r e Viés para a correlação BRAMS/MODIS x PCDs nos diferentes compartimentos geomorfológicos.

<i>Compartimento Geomorfológico</i>		<i>Nº de amostras</i>	<i>Temp PCD</i>	<i>Temp. Estimada</i>		<i>RMSE Rel.</i>	<i>Viés Abs</i>	<i>r</i>
5	Depressão Central Gaúcha	2	9,45	Modis	11,50	0,34	2,05	-
				Brams	10,19	0,19	0,74	-
3	Patamares da Borda Sul	7	7,89	Modis	11,00	0,68	3,11	0,97
				Brams	10,22	0,59	2,34	0,86
4	Planalto da Campanha Gaúcha	1	9,4	Modis	12,00	0,41	2,60	-
				Brams	10,88	0,28	1,48	-
6	Planalto das Araucárias	16	5,36	Modis	8,63	0,93	3,27	0,79
				Brams	8,29	0,88	2,93	0,76
1	Planalto e Serras do Atlântico	3	10,9	Modis	14,33	0,42	3,43	0,94
				Brams	14,83	0,67	3,93	0,98
8	Planície Costeira Gaúcha	2	10,5	Modis	13,00	0,33	2,50	-
				Brams	14,09	0,47	3,59	-
9	Planície Marinha	1	13,0	Modis	14,00	0,11	1,00	-
				Brams	19,50	0,55	6,50	-
7	Planalto do Rio Paraná	6	9,96	Modis	14,17	0,63	4,21	0,03
				Brams	13,06	0,49	3,10	0,47

Verifica-se que os maiores valores de erro foram encontrados no Planalto das Araucárias e Planaltos e Serras do Atlântico. Observa-se que tanto o modelo quanto os dados do sensor não estimam adequadamente os dados em regiões geomorfologicamente mais complexas, lembrando que o compartimento do Planalto das Araucárias engloba algumas serras em sua borda e possuem altitudes que variam de 400 a 1400m. Os resultados obtidos para a Planície Marinha, Planície Costeira Gaúcha e Planaltos e Serras do Atlântico demonstraram que nestas regiões os dados do sensor se mostraram mais confiáveis do que o do modelo. Em contrapartida, na Depressão Central Gaúcha, Patamares da Borda Sul e Planalto da Campanha Gaúcha, os resultados do modelo foram melhores.

Na Figura 4.23 é possível observar por meio da espacialização das diferenças de temperatura, que as maiores se deram no estado de SC, nos patamares altimétricos mais elevados, tanto dos dados MODIS quanto dos dados do BRAMS.

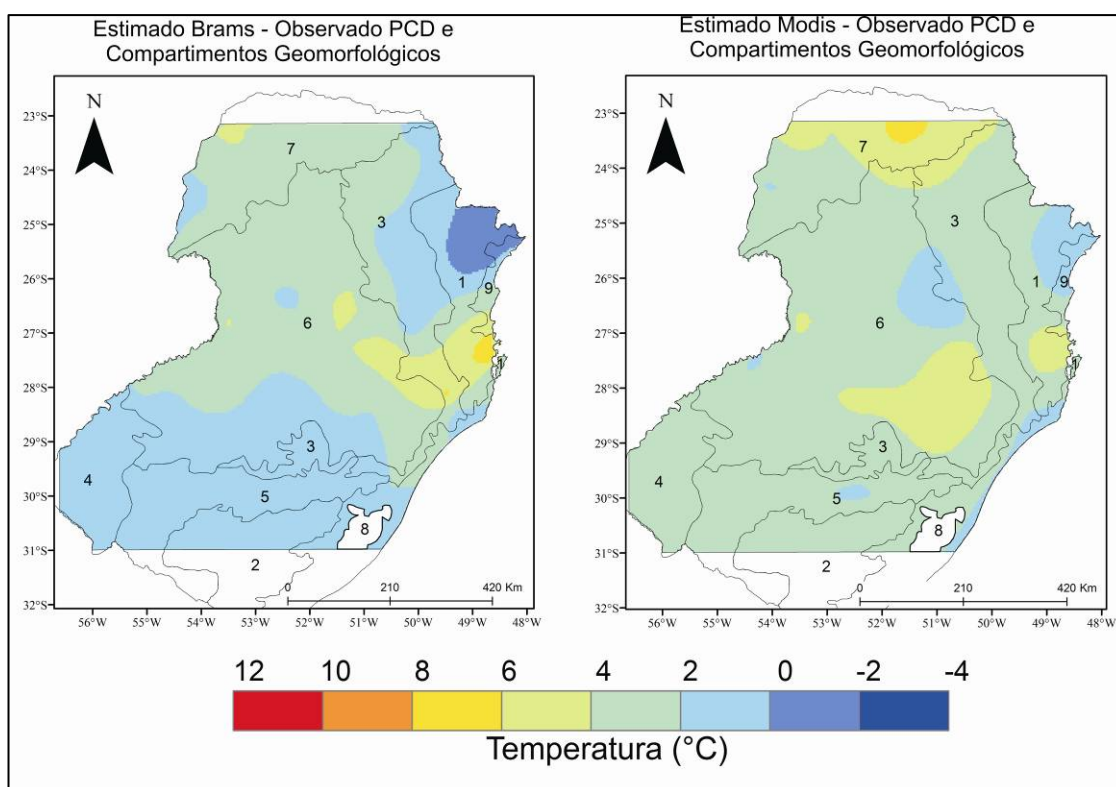


Figura 4.23 – Mapa das diferenças de temperatura entre os dados simulados pelo BRAMS e estimados pelo MODIS em relação às PCDs nos compartimentos geomorfológicos.

4.3.3 Efeitos da umidade

Em relação aos valores de umidade do ar, observa-se na Tabela 4.17 que o modelo subestimou a temperatura em duas condições de umidade (54-74% e 85-99%). De maneira geral os resultados foram bastante semelhantes.

Tabela 4.17 - Valores de RMSE, r e Viés para a correlação BRAMS x MODIS para os diferentes índices de umidade.

<i>Umidade (%)</i>	<i>Quant. amostras</i>	<i>Temp. Estimada</i>		<i>RMSE (Relativo)</i>	<i>Viés (Absoluto)</i>	<i>r</i>
34 - 54	5	Modis	13,40	0,19	0,34	0,71
		Brams	13,74			
54 - 74	10	Modis	11,40	0,18	-0,57	0,79
		Brams	10,84			
74 - 85	9	Modis	10,11	0,22	0,37	0,79
		Brams	10,49			
85 - 99	14	Modis	10,43	0,19	-0,83	0,71
		Brams	9,60			

Analisando a Tabela 4.18, verificou-se que os menores valores de erro pelo modelo BRAMS em relação às PCDs foram encontrados em condições de maior umidade, discordando dos resultados obtidos para a média dos dias analisados do MODIS.

Tabela 4.18 - Valores de RMSE, r e Viés para a correlação BRAMS/ MODIS x PCDs para os diferentes índices de umidade.

<i>Umidade (%)</i>	<i>Quant. amostras</i>	<i>Temp. PCD</i>	<i>Temp. Estimada</i>		<i>RMSE (Relativo)</i>	<i>Viés (Absoluto)</i>	<i>r</i>
34 - 54	5	10,44	Modis	13,40	0,30	2,96	0,86
			Brams	13,74	0,35	3,30	0,95
54 - 74	10	7,80	Modis	11,40	0,50	3,60	0,88
			Brams	10,84	0,47	3,04	0,81
74 - 85	9	6,95	Modis	10,11	0,50	3,16	0,90
			Brams	10,49	0,67	3,54	0,54
85 - 99	14	7,39	Modis	10,43	0,44	3,04	0,90
			Brams	9,60	0,33	2,21	0,90

4.3.4 Efeitos da velocidade do vento

No que se refere aos efeitos da velocidade do vento observa-se que quando estas são maiores (Tabela 4.19) o modelo subestima a temperatura em relação aos dados do MODIS. A melhor correlação se deu nas condições de calmaria.

Tabela 4.19 - Valores de RMSE, r e Viés para a correlação BRAMS x MODIS para as diferentes velocidades de vento.

<i>Velocidade do vento (m/s)</i>	<i>Quant. amostras</i>	<i>Temp. Estimada</i>		<i>RMSE (Relativo)</i>	<i>Viés (Absoluto)</i>	<i>r</i>
0	4	Modis	10,50	0,21	0,28	0,98
		Brams	10,78			
0 - 2	16	Modis	11,31	0,16	-0,40	0,75
		Brams	10,91			
2 - 4	12	Modis	11,25	0,22	-0,20	0,82
		Brams	11,05			
> 4	5	Modis	10,20	0,20	-0,19	0,95
		Brams	10,01			

Analisando-se a Tabela 4.20, constata-se que os maiores valores de erro se deram nas maiores velocidades de vento, sugerindo que a magnitude do erro é proporcional a velocidade do vento, ou seja, quanto maior a velocidade pior a capacidade do modelo em estimar a temperatura.

Tabela 4.20 - Valores de RMSE, r e Viés para a correlação BRAMS/ MODIS x PCDs para as diferentes velocidades de vento.

<i>Velocidade do vento (m/s)</i>	<i>Quant. amostras</i>	<i>Temp. PCD</i>	<i>Temp. Estimada</i>		<i>RMSE Rel.</i>	<i>Viés Abs.</i>	<i>r</i>
0	4	7,58	Modis	10,50	0,41	2,93	0,99
			Brams	10,78	0,45	3,20	0,97
0 - 2	16	8,31	Modis	11,31	0,38	3,00	0,87
			Brams	10,91	0,42	2,60	0,6
2 - 4	12	7,72	Modis	11,25	0,51	3,53	0,84
			Brams	11,05	0,49	3,34	0,91
> 4	5	7,34	Modis	10,20	0,41	2,86	0,96
			Brams	10,01	0,51	2,67	0,87

4.4 Discussão Geral

Uma primeira consideração a ser feita é que apesar dos dados estimados pelo sensor MODIS e simulados pelo modelo BRAMS corresponderem a um conjunto de alvos, em virtude de suas resoluções espaciais (1km e 3 km respectivamente) e os dados das PCDs corresponderem a dados pontuais, foi possível verificar certa coerência entre os valores de temperatura sob alguns parâmetros, e indicar algumas possíveis fontes de erro em relação ao comportamento do sensor e do modelo.

A princípio foram apresentados os resultados obtidos para os diferentes horários de passagem do sensor, às 10:30 (órbita descendente) e 22:30 (órbita ascendente). Nesta análise, verifica-se que os valores de RMSE Relativo, Viés e r são mais aceitáveis durante o dia, uma vez que a média do valor de RMSE Relativo foi de 0,34 enquanto que a noite foi de 0,72. Os valores de Viés situam-se em torno de 2,5°C para o dia e -4,57°C para a noite. Esses resultados discordam dos propostos por Wang et al (2008), nos quais as melhores condições para as análises se dão a noite, uma vez que as condições atmosféricas se encontram mais estáveis.

Considerando que segundo Mendonça e Danni-Oliveira (2007), Ayoade (1986) e Nimer (1979), as variações de temperatura de determinada região se devem tanto à ação da circulação atmosférica quanto ao conjunto de características geográficas estáticas diversificadoras da paisagem, a presente pesquisa foca essas duas perspectivas de análise.

Em relação aos valores de RMSE relativo encontrados para as diferentes faixas de temperatura, constata-se que os maiores erros se deram nas situações de temperaturas mais baixas, para todas as comparações propostas. As melhores correlações se deram nas faixas de 15 a 18°C (para as comparações MODIS x PCDs durante o dia e a noite) e entre 8 e 14°C (para as comparações que envolveram os dados simulados pelo BRAMS).

A seguir são apresentadas as análises referentes as características estáticas: altitude, latitude, compartimentação geomorfológica.

Sabe-se que os valores de insolação em altitudes elevadas são geralmente maiores que os verificados em lugares próximos ao nível do mar, dentre outras razões porque as massas de ar nessas regiões asseguram menor interferência da atmosfera sobre a insolação, uma vez que o ar é mais rarefeito em virtude da diminuição dos componentes atmosféricos que absorvem calor, como por exemplo, o vapor d'água. Isso faz com que haja menos irradiação diminuindo-se a temperatura. O contrário acontece nos patamares mais baixos de altitude.

Dessa forma, verificou-se que mais do que as formas do relevo, os valores de altitude apresentaram relação direta com os valores de erro. Os maiores valores de RMSE relativo foram encontrados nos patamares maiores de altitude (>1000 m) nas comparações entre os dados MODIS e as PCDs durante o dia e a noite, e na faixa de 900 a 1260 nas comparações entre os dados BRAMS e PCDs e BRAMS e MODIS. Entretanto, as melhores correlações (r) se deram nas altitudes intermediárias (de 400 a 800 m nos dados MODIS x PCD dia e noite e 600 a 900 m no BRAMS) para todas as comparações.

Outra característica que se mostrou bastante relevante para a presente pesquisa foi a perspectiva da latitude, em que a princípio, os maiores valores de RMSE relativo foram encontrados nas latitudes intermediárias ($26,21^\circ$ - $28,90^\circ$) da região Sul, porém, as latitudes maiores ($> 28,90^\circ$) sempre apresentaram erros maiores que as latitudes menores ($< 26,21^\circ$). A fim de esclarecer a influência da latitude, fizemos um teste retirando os valores de altitudes maiores de 800 m em todas as faixas, e os resultados mostraram que dessa forma, os valores de RMSE relativo decrescem na medida em que se aumenta a latitude. Os valores de correlação mostraram que as piores correlações entre os dados estimados pelo sensor e observados pelas PCDs se deram nas latitudes maiores, tanto para o dia quanto para a noite. Apesar disso, os resultados do modelo não concordaram com isso, mostrando que as piores correlações se deram nas latitudes intermediárias (lembrando que para esta análise, o conjunto de amostras não apresentou

altitudes maiores que 800 m). É importante ressaltar aqui que a perspectiva de análise nos diferentes estados não se mostrou relevante na discussão geral em virtude deles estarem dispostos fisicamente em zonas latitudinais semelhantes ao da análise anterior.

Deve-se destacar também que os resultados obtidos para as análises em diferentes faixas de temperatura corroboraram com os resultados obtidos nos diferentes patamares de altitude, indicando que quanto maior a altitude, menor a temperatura e maiores os valores de RMSE relativo. Porém, em regiões de baixas altitudes em que foram encontrados valores significativos de erros, atribui-se ao fato de que próximo da superfície, o gradiente de temperatura é maior em virtude do escoamento de ar frio nas épocas de inverno.

Considerando o efeito atenuador que o tipo de relevo pode exercer sobre o comportamento da temperatura, uma vez que pode dificultar ou favorecer ou dificultar os fluxos de calor e umidade entre áreas contíguas (Ayoade, 1986), buscou-se neste parâmetro analisar até que ponto as formas do relevo influenciam na capacidade do sensor MODIS e do modelo BRAMS em estimar a temperatura.

De maneira geral, verificamos que existe uma tendência dos maiores valores de RMSE se encontrarem em regiões de maiores altitudes e de relevo mais dissecado principalmente durante o dia, evidenciado pelo fato dos maiores RMSE relativos terem sido encontrados nos Planaltos e Serras do Atlântico na comparação entre os dados estimados pelo sensor MODIS e observados pelas PCDs. Os dados do modelo apresentaram resultados semelhantes em relação às PCDs. À noite essa situação se inverteu, e obtivemos os menores valores de erro justamente neste compartimento, apesar de apresentar um dos piores valores de correlação (r). O Planalto Sul-Rio-Grandense e a Depressão Central Gaúcha apresentaram valores razoáveis em todas as correlações e comparações, indicando assim que em virtude da homogeneidade do pixel nestas regiões e da temperatura mais alta, os valores de erro podem ter sido baixos.

Ao analisar a correlação nas diferentes orientações de vertentes, não foi possível verificar nenhuma tendência de erro, uma vez que todos os resultados se mostraram

bastante próximos. Conclui-se que em virtude dos resultados truncados obtidos nos diferentes compartimentos geomorfológicos para todas as análises essa não tenha sido uma perspectiva relevante para a presente pesquisa, porém, setores com ocorrências de Chernossolos e Vertissolos se apresentam relevantes para este tipo de análise.

Outra análise que cabe fazer é em relação ao ângulo de visada do sensor, que apesar de não configurar uma característica estática (uma vez que ele é variável), a sua relação, o que é importante para nós aqui, se dá com os parâmetros estáticos. De acordo com Wan (2006), a informação sobre o ângulo de visada do sensor pode ser importante no entendimento de seu efeito nas variações temporais de TST, principalmente em regiões rugosas.

Em observações noturnas, Wang et al. (2008) validaram o produto MOD11 em regiões com diferentes tipos de vegetação nos Estados Unidos, a partir de correlações entre os dados estimados pelo sensor (imagens noturnas) e dados observados em campo. Os resultados evidenciaram que existe uma dependência dos erros em relação ao ângulo de visada. Coll et al. (2005), obtiveram resultados semelhantes em observações diurnas. Na nossa análise, verificamos essa tendência de se aumentar o erro na medida em que se aumenta o ângulo de visada nas observações diurnas, porém nas observações noturnas, essa tendência não ficou tão clara, uma vez que os maiores valores de RMSE relativo foram obtidos nos maiores e nos menores ângulos de visada (0-10° e 54-64°).

Introduzindo as características da circulação atmosférica que podem ter influenciado nos resultados obtidos, começaremos essa análise pelas datas selecionadas, uma vez que as características sinóticas encontradas em cada dia pode ter influenciado na capacidade do sensor e do modelo em estimar a temperatura. Verificou-se que na comparação entre os dados estimados pelo MODIS e observados pelas PCDs, os maiores valores de RMSE relativo foram encontrados no dia 17 de junho de 2008, tanto para o dia quanto para a noite, e os menores valores nos dias 18 de junho (dia) e 23 de junho (noite). Nessa análise foi observado que os maiores valores de r coincidiram com os menores de RMSE, indicando que não só a qualidade das

estimativas foi melhor nesses dias como também a variação dos dados estimados em relação aos dados observados foi menor. O dia 18 de junho de 2008 foi o único dia que apresentou subestimação da temperatura no horário das 10:30.

Fez-se necessário analisar as médias das diferenças, nas quais foram observados alguns aspectos interessantes. Por meio das imagens GOES constatamos então que os dias em que os maiores valores de subestimação foram encontrados no período das 22:30h (11, 17 e 18 de junho), apresentaram presença de alta nebulosidade, e esse fator pode ter comprometido a estimativa do sensor, uma vez que nessas condições, além de durante o dia as nuvens atenuarem a incidência da radiação solar, durante a noite elas retêm parte da radiação de onda longa emitida pela Terra. Entretanto esse mesmo padrão não foi encontrado no período das 10:30h.

Um outro parâmetro analisado diz respeito à velocidade do vento, e os resultados desta análise mostraram que para o horário das 10:30, tanto nas comparações entre os dados estimados pelo MODIS quanto os dados simulados pelo BRAMS indicaram que em condições de maiores velocidades de vento os erros são maiores. Deve-se levar em consideração entretanto, que as maiores velocidades de vento sugerem menores temperaturas, e como vimos anteriormente, erros maiores foram encontrados em temperaturas mais baixas. Esses resultados não concordam com os obtidos por Wang et al. (2008), que apesar de não demonstrar que a velocidade do vento seja uma variável relevante para a validação, indica que foram encontrados consideráveis casos em que o erro foi maior em condições de baixas velocidades. No período das 22:30h, os menores valores de erro foram encontrados nas condições de nenhuma velocidade de vento e nas velocidades maiores que 4 m/s. As velocidades intermediárias apresentaram os erros maiores e os menores índices de correlação. Com exceção da condição de ausência de ventos, percebemos que os erros diminuiram na medida em que aumentou-se a velocidade, daí concordando com os resultados obtidos por Wang et al (2008).

Por fim, verifica-se que as maiores condições de umidade sugerem maior erro para as comparações entre os dados estimados pelo sensor e observados pelas PCDs. Isso pode se dever ao fato de que quanto maior a umidade relativa do ar, maior concentração de

vapor d'água na atmosfera, e pior a capacidade do sensor em estimar a emissividade da superfície. Os resultados de correlação (r) se mostraram mais satisfatórios para os casos de menor umidade. Já o modelo BRAMS revelou que os maiores erros foram obtidos nas condições de 85 a 99 % de umidade.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A presente pesquisa procurou avaliar o potencial dos dados MODIS e do modelo BRAMS em detectar temperaturas baixas, utilizando com referência os dados de temperatura das Plataformas de Coleta de Dados do INMET. Dessa forma, chegou-se às seguintes conclusões:

- Os dados estimados pelo sensor MODIS superestimam a temperatura durante o dia e subestimam durante a noite.
- As estimativas de temperatura do sensor MODIS e do modelo BRAMS se mostraram confiáveis somente para o período diurno.
- Condições de baixa umidade relativa do ar, menores velocidades de vento e temperaturas mais altas favorecem uma melhor estimativa por parte do sensor.
- As melhores estimativas por parte do sensor são obtidas em baixas altitudes, latitudes menores e ângulos de visada menores.
- A altitude se mostrou como um fator decisivo na qualidade das estimativas.
- Os dados estimados pelo sensor MODIS e simulados pelo modelo BRAMS apresentaram-se bastante semelhantes.
- Por fim, conclui-se que é possível obter estimativas de temperatura confiáveis por meio do produto MOD11 sensor MODIS nas condições supracitadas e para o horário das 10:30h e que o modelo BRAMS é capaz de representar adequadamente as condições de temperatura da superfície na Região Sul do Brasil.

Frente ao exposto, recomenda-se que um intervalo maior de tempo seja analisado, com o intuito de se obter um maior número de amostras para as diversas análises. Para fins de monitoramento dos eventos frios utilizando dados do produto MOD11, recomenda-se também esforços no sentido de ajustar os coeficientes de temperatura

procurando melhorar o algoritmo de inferência de TST do sensor. Em relação ao modelo BRAMS, sugere-se que sejam simulados dados de TST para o período noturno, a fim de avaliar se os dados simulados para este período são mais adequados para inferência da TST do que os dados estimados pelo produto MOD11 do sensor MODIS.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALGARVE, V. R. **Características da circulação atmosférica associadas a ocorrência de geadas no sul do Brasil**. 1995. 162 P. Dissertação (Mestrado em Meteorologia. INPE, São José dos Campos. 1995.
- ALMEIDA, E. S.; PRETO, A. J.; VELHO, H. F. C.; STEPHANY, S. Metodologia para determinação de climatologia de mesoescala do modelo BRAMS em Grade Computacional. In: WORKSHOP DOS CURSOS DE COMPUTAÇÃO APLICADA DO INPE, 5. (WORCAP), 2005, São José dos Campos. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2005. CD-ROM, On-line. Disponível em: <http://urlib.net/dpi.inpe.br/hermes2@1905/2005/09.30.20.15>>. Acesso em: 09 março. 2009.
- ANDERSON, L.O.; LATORRE, M.L.; SHIMABUKURO, Y.E.; ARAI, E.; CARVALHO JÚNIOR, O. A. **Sensor MODIS: uma abordagem geral**. São José dos Campos: INPE, 2003. 58 p. (INPE-10131-RPQ/752).
- ARAI, E. Software **ConvGeoTiff**. São José dos Campos. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2003.
- AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. 3. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2002. 332 p.
- BARRETO, A. (Coord.) **Atlas dos territórios rurais**. 2004 (Banco de dados). Piracicaba: ESALQ/USP; Brasília: MDA, 2004. In: Consórcio de Informações Sociais. Pesquisa de Informações/Agrário. Disponível em <http://www.cis.org.br>. Acesso em: 16 jun. 2008.
- BARKER, J.L.; HARDEN, M.K.; ANUTA, E.A.; SMID, J. E HOUGHT, D. **MODIS spectral sensitivity study: requirements and characterization**. Washington: Nasa; 84pp. October 1992.
- BECKER, F; LI, Z.L. Toward a local Split-window method over land surfaces. **International Journal of Remote Sensing**, v. 11; n. 3; p. 369-393, 1990.

Boletim Técnico de Previsão de Tempo. Disponível em:

http://tempo1.cptec.inpe.br/bol_tecnico.shtml. Acesso em 22 de setembro de 2008.

BOSART, L.F., NOCERA, J.J., KNIGHT, D.J. Numerical Simulation Studies of South American Cold Air Damming: a Physical Interpretation and Assessment. In: SIXTH International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 2000. Santiago, Chile. **Anais...**, 362-363, 2000.

BOSILOVICH, M. G. A comparison of MODIS land surface temperature with in situ observations. **Geophysical Research Letters**. v. 33, L20112, doi:10.1029/2006GL027519, 2006.

CÂMARA G.; SOUZA R.C.M.; FREITAS U.M.; GARRIDO, J. SPRING: Integrating remote sensing and GIS by object-oriented data modelling. **Computers & Graphics**, v. 20 n. 3. p. 395-403, May-Jun 1996.

CARAMORI, P. H.; ESQUERDO, J. C. D. M.; ZULLO JUNIOR, J.; PINTO, H. S.; ASSAD, E. D. Análise da ocorrência de geadas no Estado do Paraná com base na temperatura de superfície obtida dos dados AVHRR/NOAA. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13. (SBSR), 2007, Florianópolis. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2007. p. 5623-5629. CD-ROM, On-line. ISBN 978-85-17-00031-7. Disponível em:

<<http://urlib.net/dpi.inpe.br/sbsr@80/2006/11.14.00.39>>. Acesso em: 02 jun. 2008.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Climatology of South American cold fronts. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 7., , Wellington, New Zealand. **Proceedings...** 2003. p. 121-122. Papel. (INPE-10220-PRE/5741). Disponível em:

<<http://ams.confex.com/ams/pdfview.cgi?username=59753>>. Acesso em: 17 mai. 2008.

CLIMANÁLISE (a) - Boletim de Monitoramento e Análise Climática. V. 23, n°5 maio/2008. Disponível em:

<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/index0508.shtml>. Acesso em: 15 de julho de 2008.

CLIMANÁLISE (b) - Boletim de Monitoramento e Análise Climática. V. 23, nº6
Junho/2008. Disponível em:

<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rcliman1/boletim/index0608.shtml>. Acesso em: 15 de julho de 2008.

COLL, C.; CASELLES, V.; GALVE, J.M.; VALOR, E.; NICLÓS, R.; SÁNCHEZ, J.M.; RIVAS, R. Ground Measurements for the validation of land temperatures derived from AATSR and MODIS data. **Remote Sensing of Environment**. V. 97 p. 288-300. 2005.

COLTRI, P.; MACEDO JUNIOR, C.; VELASCO, G. N.; FERREIRA, N.J.; FREITAS, S. Influência do uso e Cobertura do Solo nas ilhas de calor Local e regional no município de Piracicaba, São Paulo. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14. (SBSR), 2009, Natal. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009. p. 639-646. DVD, On-line. ISBN 978-85-17-00044-7. (INPE-15855-PRE/10465). Disponível em:

<<http://urlib.net/dpi.inpe.br/sbsr@80/2008/11.16.19.25>>. Acesso em: 18 jul. 2009.

CROSMAN, E. T.; HOREL, J. D. Modis-derived surface temperature of the Great Salt Lake. **Remote Sensing of Environment**. v. 113, p. 73-81. 2009

DASH, P.; GOETTSCHE, F. M.; OLESEN, F. S.; FISCHER, H. Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: theory and practice; current trends. **International Journal of Remote Sensing**, v. 23, n. 13, p. 2563-2594, 2002.

ESCOBAR, G. C. J. Padrões sinóticos associados a ondas de frio na cidade de São Paulo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 2, p. 241-254, fev. 2007. (INPE-14839-PRE/9753). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/09.12.19.41>>. Acesso em: 13 dez. 2009.

FORTUNE, M. A. **A precisão das temperaturas observadas por satélites em casos de geada no Brasil**. São José dos Campos. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Dezembro 1985 (INPE-3746-RPE/499).

FORTUNE, M. A. A severidade da grande geada de 1981: uma avaliação por satélite em tempo real. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2., 1982, Pelotas, RS. **Anais...** 1982. p. 179-188. (INPE-2586-PRE/234).

FORTUNE, M. A.; KOUSKY, V. E.; FERREIRA, N. J. Duas geadas críticas no Brasil: Precusores no Oceano Pacífico e evolução na América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2., 1982, Pelotas, RS. **Anais...** 1982. p. 180-214. (INPE-2587-PRE/235).

FORTUNE, M. A.; KOUSKY, V. E. Synoptic precursors of three severe Brazilian freezes in the Pacific Ocean and South America. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY, 1., 1983, **Proceedings ...** Sao Jose dos Campos, s.n.. 1983. (INPE-2730-PRE/312).

FRANÇA, D. **Mudança do uso e cobertura da terra no vale do Paraíba e vizinhança e seus impactos na circulação atmosférica local**. Dissertação de mestrado em Sensoriamento remoto. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – São José dos Campos: INPE. 139 p. 2006 (14598-TDI/1198).

FRANCHITO, S. H.; RAO, V.B.; VASQUES, A. C.; SANTO, C.M.E.; CONFORTE, J.C. Validation of TRMM PR monthly rainfall over Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, D02105, doi:10.1029/2007JD009580, 2009.

GLOBAL CLIMATE OBSERVATION SYSTEM (GCOS). **Systematic observation requirements for satellite-based products for climate**-supplemental details to the satellite-based component of the implementation plan for the global observing system for climate in support of the UNFCCC. The global Climate Observation System GCOS-107. 2006. <http://www.wmo.int/pages/prog/gcos/Publications/gcos-107.pdf> Acesso em janeiro de 2009.

GIRARDI, C. El Pozo de los Andes. First INTERNATIONAL CONGRESS ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY. **Proceedings...** São Jose dos Campos: MAS, 1983. p. 226-229.

GUSSO, A. **Monitoramento de temperaturas noturnas da superfície terrestre no estado do Rio Grande do Sul com uso do sensor orbital AVHRR/NOAA**. 2003. 68

p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto). Universidade Federal do Rio Grande do Sul: Porto Alegre, 2003.

HAMILTON, M. G. ; TARIFA, J. R. Synoptic Aspects of a polar outbreak leading to frost in tropical Brazil, July 1972. **Monthly Weather Review**. v.106, p. 1545-1556, November 1978.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Brasil: **Mapa de unidades de relevo do Brasil**. Rio de Janeiro, 2006. Escala 1 : 5 000 000

JUSTICE, C.O.; TOWNSHEND, J.R.G.; VERMOTE, E.F.; MASUOKA, E.; WOLFE, R.E.; SALEOUS, N.; ROY, D.P.; MORRISSETTE, J.T. An overview of MODIS Land data processing and product status. **Remote Sensing of Environment**. v. 83, n. 1-2 p. 3-15. Nov. 2002.

KERR, Y.H.; LAGOUARD, J.P.; IMBERNON, J.: Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split-window. **Remote Sensing of Environment**, v.. 41; p. 197-209. 1992.

KIM, I.; GRODZKI, L.; CARAMORI, P.H.; VISSOTO, S. Análise da ocorrência de geadas no estado do Paraná. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**. Santa Maria, v. 11, n. 1, p. 99-106. Santa Maria, RS, 2003.

KÖEPPEN, W. **Climatología**: con un estudio de los climas de la Tierra. México: Fondo de Cultura Económica, 1948, 478 p.

LUPO, A. R.; NOCERA, J. J.; BOSART, L. F. South American cold surges: types, composites, and cases studies. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 5, p. 1021-1041, 2001.

MACHADO, F. P. **Contribuição ao estudo do clima do rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro: IBGE, 1950.

MARENGO, J. A., CORNEJO, A.; SATYAMURTY, P. ; NOBRE, C.; SEA, W.; Cold Surges in the Tropical and Extratropical South America. The strong event in June 1994. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 2759-2788, 1997.

- MATHER, P.M. **Computer processing of remotely-sensed Images: an introduction**. 2. ed. London: John Wiley & Sons, 1999. 292 p.
- MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. 1. ed. São Paulo/SP: Oficina de Textos, 2007. 206 p.
- MICROSOFT CORPORATION. **Microsoft office professional**. MS Corporation, 2003.
- NASA. **Earth Resources Observation and Science (EROS)**. [on line]. Disponível em <http://edcdaac.usgs.gov/tools/modis> . Acesso em abr. 2008.
- NIMER, E. Climatologia da Região Sul do Brasil, Introdução à Climatologia Dinâmica – Subsídios _a Geografia regional do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**. n. 4, Ano 33, p. 3-65. 1971.
- NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE. 1979. 422 p.
- PRATA, J.A. Land Surface Temperature determination from satellites. **Advances in Space Research**, v. 14, n. 3, p. 15-26. March 1994.
- PEDROTTI, C.B.; FEDOROVA, N. Processos de formação de geada em Pelotas no ano de 1996. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.15, n. 2; p. 1-19, 2000.
- RADAMBRASIL. **Levantamento de recursos naturais**. Ministério das Minas e Energias - Projeto RadamBrasil. Vol. 33 – Folha SH22 Porto Alegre e parte das folhas SH21 Uruguaiana e SI22 Lagoa Mirim. Rio de Janeiro, 1986.
- RAFAELLI, D. R.; MOREIRA, M. A.; FARIAS, R. T. Análise do potencial de dados MODIS para monitorar o impacto de geada em nível estadual e em lavouras de café. **Agricultura em São Paulo**, v. 53, n. 1, p. 5-15, 2006. (INPE-14634-PRE/9636). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m12@80/2006/08.08.14.57>>. Acesso em: 30 dez. 2007.
- ROZANTE, J. R.; CHOU, S. C. Resolution experiments with the regional eta model for a frost event in South America. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 6., ,Santiago (Chile). **Proceedings...** 2000. p. 392-393. Papel. (INPE-10314-PRE/5815).

- ROSS, J. **Ecogeografia do Brasil**: subsídios para o planejamento ambiental. São Paulo: Oficina de Textos. 2006. 208 p.
- RSI ENVI 4.3 – IDL 6.3. ITT Industries Inc. Bolder: CO. 2006.
- RUDORFF, B. F. T.; SHIMABUKURO, Y. E.; CEBALLOS, J. C. **O sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil**. São José dos Campos: Parêntese, 2007. 425 p. ISBN 978-85-60507-00-9. (INPE--/).
- SATYAMURTY, P.; ETCHICHURY, P. C.; STUDZINSKI, C. D.; CALBETE, N. O.; LOPES, R. R.; GRAMMELSBACHER, I. A. V.; GLAMMELSBACHER, E. A. A primeira friagem de 1990: uma descrição sinótica. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. 5, n. 5, p. 43-51, maio 1990. (INPE-6017-PRE/2132).
- SELUCHI, M. E.; NERY, J. T. Condiciones meteorologicas associadas a la ocurrencia de heladas en la region de Maringa. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 7, n. 1, p. 523-534, 1992. (INPE-11351-PRE/6788). Disponível em: <<http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2004/08.25.12.41>>. Acesso em: 07 jan. 2009.
- SNYDER, W. C.; WAN, Z.; ZHANG, Y.; FENG, Y. Z. Classification-based emissivity for land surface temperature measurement from space", **International Journal of Remote Sensing**, v.19, n.14, p. 2753-2774. 1998.
- SOBRINO, J. A.; KHARRAZ, J. el. Surface temperature and water vapour retrieval from MODIS data. **International Journal of Remote Sensing**. v. 24, n. 24, p. 5161-5182. December 2003.
- SOBRINO, J.A.;LI, Z.-L.; STOLL, M.P.BECKER, F. Multi-channel and multi-angle algorithms for estimating sea and land surface temperature with ATSR data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 17, p. 2089-2114. 1996.
- SOBRINO, J.A.;LI, Z.-L.; STOLL., M.P.; BECKER, F. Multi-channel and multi-angle algorithms for estimating sea and land surface temperature with ATSR data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 17, p. 2089-2114. 1996.

SOBRINO, J. A.; RAISSOUNI, N.; LOBO, A. Monitoring the Iberian Peninsula land cover using NOAA-AVHRR data. In: GUYOT, G.; PHULPIN, T. (Eds.) **Physical measurements and signatures in remote sensing**, Rotterdam: Balkema, 1997. p. 787-794.

SOBRINO, J.A.; COLL C.; CASELLES V. Atmospheric Correction for Land Surface Temperature Using NOAA-11 AVHRR Channel 4 and 5. **Remote Sensing of Environment**, v. 38, p. 19-34, 1991.

SOUZA, R. O: Condicionantes meteorológicas e geográficas para a ocorrência de neve no Sul do Brasil. In: X CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10., 1998, Brasília, **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 1998.

STRAHLER, A. N.; STRAHLER, A. H. **Geografía física**. 3. ed. Barcelona: Omega, 1986. 710 p.

SUN, L.; CHEN, L. F.; LIU, Q.; LIU, Q.H.; SONG, A.B. Analysis on uncertainty in the MODIS retrieved land surface temperature using field measurements and high resolution images. In: GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM, 2004. Anchorage, Alaska. **Proceedings...** S.I: IEEE , 2004. v.3, n. 20-24, Sept., p. 2083-2086. DOI: 10.1109/IGARSS.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F.J.do. **Meteorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras**. Ed. Distribuidora, 374 p.1980.

ULIVERI, C.; CASTRONUOVO, M.M.; FRANCONI, R.; CARDILLO, A. A Split-window algorithm for estimating land surface temperature from satellites. **Advances in Space Research**. v. 14; n. 3; p. 59-66. March 1994.

VERA, C. S.; VIGLIAROLO, P.K. A Diagnostic Study of Cold – Air Outbreaks over South America. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 1, p. 3-24, 2000.

WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J.; PANETTA J.; FREITAS S.; FAZENDA A. L. **RAMS/BRAMS regional atmospheric modeling system version 5.0, model input namelist parameters**. Document edition 2.0, November 2002.

WAN, Z.; DOZIER, J. A generalized Split-window algorithm for retrieving land surface temperature from space. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**. v.34, p. 892-905. 1996.

WAN, Z. **MODIS Land-Surface temperature algorithm theoretical basis document**. Institute for Computational Earth System Science, University of California. April 1999.

WAN, Z. **MODIS Land surface temperature products: Users' Guide**. Santa Barbara: ICES University of California, SantaBarbara. 2006. Disponível em: <http://www.ices.ucsb.edu/modis/LstUsrGuide/usrguide.html>. Acesso em 17 jan. 2008.

WAN, Z.; ZHANG, Y.; ZHANG, Q.; LI, Z. Validation of the land-surface temperature products retrieved from Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data. **Remote Sensing of Environment**, v.83, p.163-180, 2002.

WANG, W.; LIANG, S.; MEYERS, T. Validating MODIS land surface temperature products using long-term nighttime ground measurements. **Remote Sensing of Environment**. v. 112, p.623-635. 2008