



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-15738-TDI/1484

COMPORTAMENTO ESPAÇO-TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO SUL DO BRASIL UTILIZANDO DADOS TRMM E SRTM

Denilson Ribeiro Viana

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto,
orientada pelos Drs. Nelson Jesus Ferreira e Jorge Conrado Conforte, aprovada em
03 de abril de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/05.07.19.057>>

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-15738-TDI/1484

COMPORTAMENTO ESPAÇO-TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO SUL DO BRASIL UTILIZANDO DADOS TRMM E SRTM

Denilson Ribeiro Viana

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto,
orientada pelos Drs. Nelson Jesus Ferreira e Jorge Conrado Conforte, aprovada em
03 de abril de 2009.

Registro do documento original:

<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/05.07.19.057>

INPE
São José dos Campos
2009

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

V654c Viana, Denilson Ribeiro.
Comportamento espaço-temporal da precipitação na região sul do Brasil utilizando dados TRMM e SRTM / Denilson Ribeiro Viana. – São José dos Campos : INPE, 2009.
162p. ; (INPE-15738-TDI/1484)

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

Orientadores : Drs. Nelson Jesus Ferreira e Jorge Conrado Conforte.

1. Precipitação. 2. Climatologia. 3. Variabilidade. 4. Tendência Geográfica. 5. TRMM. I. Título.

CDU 551.577.21 (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, microfilmico, reprográfico ou outros, sem a permissão escrita da Editora, com exceção de qualquer material fornecido especificamente no propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

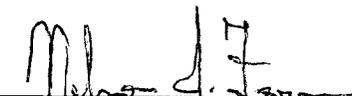
Copyright © 2009 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, microfilming, recording or otherwise, without written permission from the Publisher, with the exception of any material 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. Márcio de Morisson Valeriano


Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Nelson Jesus Ferreira


Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

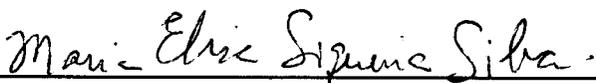
Dr. Jorge Conrado Conforte


Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Clóvis Angeli Sansigolo


Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dra. Maria Elisa Siqueira Silva


Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Aluno (a): Denilson Ribeiro Viana

São José dos Campos, 03 de abril de 2009

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Dr. Nelson Jesus Ferreira, pela oportunidade de desenvolver esta pesquisa acerca de um tema de extrema relevância para o planejamento e organização da sociedade brasileira.

Ao meu co-orientador, Dr. Jorge Conrado Conforte, pelo seu apoio constante na elaboração, implementação e atualização de rotinas para leitura e manipulação dos dados de precipitação.

Ao Dr. Márcio de Morrison Valeriano pelos exemplos de justiça, dedicação e perseverança na busca do conhecimento, face às adversidades do dia-a-dia.

Ao Dr. Clóvis Angeli Sansigolo pela atenção sempre dispensada, conselhos e sugestões.

Ao Dr. Carlos Frederico Angelis pelo apoio ao longo da realização desta pesquisa, especialmente pela disponibilização dos dados TRMM.

Aos pesquisadores do Notos – Laboratório de Climatologia e do Núcleo de Pesquisas Antárticas e Climáticas (NUPAC) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul: Prof. MSc. Francisco Eliseu Aquino, Geógrafo Ricardo Burgo Braga, Eng. Cartógrafo Ildo Parnow e Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões.

À Viviana Aguilar Munõz pela sua companhia, carinho e dedicação ao longo desses dois anos de convívio.

Ao INPE pelo apoio logístico e à CAPES pela disponibilização da bolsa de mestrado.

A todos os colegas e amigos dos cursos de Sensoriamento Remoto e Meteorologia que, de maneira direta ou indireta, contribuíram para a realização deste trabalho.

RESUMO

Este trabalho investiga o comportamento espaço-temporal da precipitação pluvial na Região Sul do Brasil entre 1988 e 2007. A avaliação concentrou-se em três aspectos: 1) principais características climatológicas, 2) tendência geográfica, com base nas feições do relevo, e 3) principais modos de variabilidade. Foram utilizados dois conjuntos complementares de dados de precipitação: postos pluviométricos e estimativas de precipitação do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), produto 3B43. A avaliação das feições do relevo foi conduzida com o auxílio do Modelo Digital de Elevação (MDE) oriundo do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), a partir do qual foram identificadas três sub-regiões: 1) Litoral, 2) Campanha e 3) Planalto. As características climatológicas da precipitação foram avaliadas através de estatísticas descritivas (média e desvio padrão) sazonal e anual. A análise de tendência geográfica foi realizada para cada sub-região identificada através de regressão linear múltipla da precipitação em relação às suas coordenadas (latitude e longitude). A variabilidade da precipitação foi avaliada por meio de Funções Ortogonais Empíricas (EOF), enquanto os sistemas atmosféricos responsáveis pelos principais modos de EOF foram investigados a partir dos boletins Climanálise. Os resultados da climatologia, quando comparados a estudos anteriores, apontaram uma diminuição da participação da precipitação de inverno na região, e um aumento nas estações de transição, especialmente na primavera. Os desvios em relação à média variaram entre 40% e 70%. A tendência da precipitação foi mais expressiva na metade quente do ano no Litoral, em função da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e de precipitações orográficas. Nos meses frios, a tendência foi mais pronunciada na Campanha devido aos sistemas frontais e ciclones extratropicais. No Planalto, a tendência mostrou-se moderada no verão devido à ZCAS, e, no outono, por conta da atuação dos sistemas frontais e ciclones extratropicais. Os principais modos de variabilidade da precipitação têm como causas distintos sistemas. No inverno, a atuação de sistemas frontais semi-estacionários foi favorecida por episódios de bloqueios atmosféricos. No inverno e estações de transição, destacou-se a atuação dos ciclones extratropicais, em geral em associação com sistemas frontais. Nos meses quentes, os Complexos Convectivos de Mesoescala foram os principais responsáveis pela variabilidade observada.

SPACE-TEMPORAL BEHAVIOR OF RAINFALL IN SOUTHERN BRAZIL USING TRMM AND SRTM DATA

ABSTRACT

This work investigates the space-temporal behavior of rainfall in Southern Brazil during the 1988 and 2007 period. The evaluation was based on three features: 1) climatological aspects, 2) geographic trends from relief features, and 3) main variability modes. Two complementary data sets of rainfall were used: rain gauges and rainfall estimates from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), product 3B43. The assessment of relief features was made using the Digital Elevation Model (MDE) from Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), where three sub regions were identified: 1) *Litoral* (seacoast), 2) *Campanha* (countryside), and 3) *Planalto* (plateau). The rainfall climatological features were evaluated using basic statistics parameters. The trend geographic analysis was made for each sub region identified by multiple linear regression of rainfall versus their coordinates (latitude and longitude). The rainfall variability was evaluated by Empirical Orthogonal Functions (EOF), while the weather systems analysis associated with the EOF modes were based on *Climanálise*, from INPE/CPTEC. The climatological analysis show that rainfall amount is decreasing during the southern winter period, but it is increasing in the transition seasons, mainly in the southern spring. The standard deviations from the average were between 40% and 70%. The rainfall trend was most expressive in the warmest half of the year in *Litoral* sub region, because of South Atlantic Convergence Zone (ZCAS) and orographic precipitation. In the coldest months, the trend was more pronounced in *Campanha* due to frontal systems and extratropical cyclones. In the *Planalto* sub region, the trend was moderate in the summer due to ZCAS location, and in the autumn due to frontal systems and extratropical cyclones. The main modes of the observed rainfall variability in Southern Brazil have different causes. In the winter, the action of semi-stationary frontal systems was favored by blocking episodes. Also in the winter and transitions seasons, extratropical cyclones in association with frontal systems play an important role to the observed rainfall amount. In the warmest months, Mesoscale Convective Complexes was mainly responsible for the observed variability in the period.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

1. INTRODUÇÃO	23
1.1 Apresentação	23
1.2 Motivação e hipóteses	24
1.3 Objetivos.....	25
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	27
2.1 Estimativas de precipitação	27
2.1.1 Estimativas de precipitação por satélites	27
2.2 Sensoriamento Remoto.....	29
2.2.1 TRMM.....	29
2.2.1.1 Avaliação dos dados TRMM.....	33
2.2.2 SRTM	34
2.3 Características da precipitação	36
2.3.1 Aspectos climatológicos	36
2.3.2 Condicionantes geográficos.....	37
2.3.2.1 Influência do relevo	37
2.3.3 Sistemas atmosféricos atuantes no Sul do Brasil	38
2.3.3.1 Sistemas de mesoescala	39
2.3.3.2 Sistemas de escala sinótica.....	45
2.3.3.3 Sistemas de escala planetária.....	51
2.4 Técnicas de representação e análise da precipitação.....	54
2.4.1 Métodos de interpolação.....	54
2.4.2 Regressão Linear Múltipla.....	56
2.4.3 Testes de normalidade	57
2.4.4 Análise de homogeneidade em séries de precipitação.....	58
2.4.5 Análise de Tendência Geográfica.....	59
2.4.6 Funções Ortogonais Empíricas (EOF).....	61

3 MATERIAL E MÉTODOS	65
3.1 Fluxo geral de atividades	65
3.2 Materiais utilizados.....	66
3.2.1 Área de estudo	67
3.2.2 Dados de precipitação.....	70
3.2.2.1 Postos pluviométricos.....	70
3.2.2.2 TRMM.....	72
3.2.3 Dados de altitude e relevo	72
3.2.4 Aplicativos e técnicas	73
3.3 Procedimentos adotados	74
3.3.1 Geração de grade regular da precipitação.....	74
3.3.1.1 Análise de consistência dos dados de postos pluviométricos.....	76
3.3.1.2 Compatibilização para grade regular	77
3.3.1.3 Conversão dos dados TRMM	78
3.3.1.4 Validação da compatibilização e avaliação dos dados TRMM.....	80
3.3.2 Caracterização das principais feições do relevo	82
3.3.2.1 Processamento e análise dos dados	82
3.3.2.2 Validação da caracterização das feições.....	83
3.3.3 Geração de estatísticas descritivas e espacialização.....	83
3.3.4 Análise de tendência geográfica	84
3.3.5 Avaliação de modos de variabilidade	85
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	87
4.1 Validação do processo de compatibilização da precipitação.....	87
4.2 Caracterização das feições geomorfológicas e validação.....	94
4.3 Climatologia e desvios de precipitação	98
4.4 Análise de tendência geográfica	109
4.4.1 Litoral	110
4.4.2 Campanha	118
4.4.3 Planalto	125
4.5 Análise de variabilidade por meio de EOF.....	132
4.6 Discussão geral	141
5. CONCLUSÕES.....	147
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	149

LISTA DE FIGURAS

2.1 – Órbita descrita pela plataforma TRMM.	29
2.2 – Geometria de varredura dos três principais sensores TRMM: PR, TMI e VIRS. .	31
2.3 – Principais equipamentos da missão SRTM a bordo da nave <i>Endeavour</i>	34
2.4 – Cobertura e número de passagens do SRTM sobre o continente e oceano.	35
2.5 – Representação dos diferentes mecanismos de precipitação orográfica: (a) ascensão estável declive acima, (b) bloqueio parcial do encontro de massas de ar, (c) fluxo descendente induzido pelo resfriamento evaporativo, (d) convergência a sotavento, (e) convecção acionada pelo aquecimento solar, (f) convecção devido ao levantamento mecânico acima do nível livre e, (g) Mecanismo “Semeador-Alimentador” (<i>Seeder-Feeder</i>).	40
2.6 – Modelo de circulação dos ventos em episódios de brisas (a) marítima e (b) terrestre.	42
2.7 – Modelo de circulação dos ventos em episódios de brisas (a) de vale e (b) de montanha.	43
2.8 – Episódios de CCM observados em 15/12/2003 no Sul do Brasil e norte da Argentina.	44
2.9 – Modelos de superfícies frontais (SF) de frentes frias e quentes.	46
2.10 – Estágios de formação de um ciclone (centro de baixa pressão [B]).	47
2.11 – Anticiclones semipermanentes (A) atuantes na América do Sul: (a) jan e (b) jul.	49
2.12 – Episódio de ZCAS: (a) carta sinótica de superfície e (b) imagem GOES-10.	50
2.13 – Condições de (a) <i>El Niño</i> e (b) <i>La Niña</i>	52
2.14 – Anomalias de TSM das fases (a) quente e (b) fria da ODP.	53
2.15 – Plano de representação do modelo de regressão linear múltipla.	57
2.16 – Exemplos de gráficos para o teste de dupla-massa: (a) situação ideal e (b) anormalidade.	59
2.17 – Efeito da topografia sobre a precipitação no Estado de SP (em transectos).	60
3.1 – Etapas do processo de geração dos resultados e análise da precipitação (as saídas destacadas em cinza indicam os principais resultados do trabalho).	66

3.2 – Localização da área de estudo.	67
3.3 – Distribuição espacial dos postos pluviométricos (os círculos de raios de 50 km estão representados em verde, enquanto os de 20 km em amarelo).	71
3.4 – Compartimentação do relevo da Região Sul Brasil.	72
3.5 – Geração de grade regular da precipitação (as saídas destacadas em negrito indicam os produtos utilizados em outras etapas do processo).	74
3.6 – Precipitação (mm) medida nos postos pluviométricos no mês de abril de 1989: (a) método <i>Nearest Neighbor</i> e, (b) após o cálculo da média espacial em janela de tamanho 5 x 5.	77
3.7 – Processo de extração: (a) dados numa grade de 0,05° para (b) uma grade com 0,25°	78
3.8 – Dados de precipitação (mm) em grade regular de 0,25° x 0,25° de resolução espacial: (a) abril/1989 – postos pluviométricos e, (b) abril/1999 – 3B43/TRMM.	79
3.9 – Etapas do processo de caracterização das feições do relevo (as saídas destacadas em negrito indicam os produtos utilizados em outras etapas do processo).	82
3.10 – Geração de estatísticas descritivas e espacialização dos dados ^(*)	83
3.11 – Análise de tendência geográfica da precipitação.	84
3.12 – Avaliação dos modos de variabilidade da precipitação.	85
4.1 – Distribuição Espacial das amostras de precipitação numeradas em grade regular (0,25° latitude x 0,25° longitude) para a Região Sul do Brasil.	87
4.2 – Locais de validação da compatibilização da precipitação para a Região Sul do Brasil: amostras (vermelho) e postos pluviométricos (verde).	88
4.3 – Teste de dupla-massa para os conjuntos mensais acumulados de precipitação de postos pluviométricos (<i>x</i>) e 3B43/TRMM (<i>y</i>) em mm (codificação representada na Figura 4.2).	90
4.4 – Correlação entre os valores médios mensais de precipitação observados em postos pluviométricos (<i>x</i>) e 3B43/TRMM (<i>y</i>) em mm (reta de regressão em vermelho tracejado, reta de referência 45° em preto contínuo; codificação na Figura 4.2)...	93
4.5 – Sub-regiões geomorfológicas identificadas na Região Sul do Brasil: Planalto (azul), Litoral (verde) e Campanha (vermelho).	94

4.6 – Modelo Digital de Elevação (MDE/SRTM) da Região Sul do Brasil visualizado em perspectiva (m), resolução espacial de 0,02° de latitude x 0,02° de longitude (4 km ²).	95
4.7 – Modelo de orientação das vertentes (aspecto) para a Região Sul do Brasil, resolução espacial de 0,025° x 0,025° (6,25 km ²) e unidade em graus (°).....	97
4.8 – Contribuição sazonal (%) da precipitação na Região Sul do Brasil no verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).	100
4.9 – Avaliação dos três meses consecutivos mais chuvosos (a) e secos (b) na Região sul do Brasil.....	101
4.10 – Climatologia anual de precipitação (a) [mm] e desvios em relação à média (b) [%] na Região Sul do Brasil entre 1988 e 2007.	103
4.11 – Climatologia da precipitação (a) [mm] e desvios em relação à média (b) [%] no verão na Região Sul do Brasil entre 1988 e 2007.....	104
4.12 – Climatologia da precipitação (a) [mm] e desvios em relação à média (b) [%] no outono na Região Sul do Brasil entre 1988 e 2007.	105
4.13 – Climatologia da precipitação (a) [mm] e desvios em relação à média (b) [%] no inverno na Região Sul do Brasil entre 1988 e 2007.	106
4.14 – Climatologia da precipitação (a) [mm] e desvios em relação à média (b) [%] na primavera na Região Sul do Brasil entre 1988 e 2007.	107
4.15 – Coeficientes de determinação (r^2 em %) sazonal e informações do gradiente (g em mm/°) e direção (d em °), calculados através da análise de tendência geográfica para as sub-regiões geomorfológicas identificadas.	109
4.16 – Coeficientes de determinação mensal (%) calculados através da análise de tendência geográfica para a sub-região Litoral.....	111
4.17 – Climatologia de precipitação anual observada entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Litoral (a seta indica a direção da precipitação).	112
4.18 – Climatologia da precipitação observada no verão entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Litoral (a seta indica a direção da precipitação).	113

4.19 – Climatologia da precipitação observada no outono entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Litoral (a seta indica a direção da precipitação).	114
4.20 – Climatologia da precipitação observada no inverno entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Litoral (a seta indica a direção da precipitação).	115
4.21 – Climatologia da precipitação observada na primavera entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Litoral (a seta indica a direção da precipitação).	115
4.22 – Coeficientes de determinação mensal (%) calculados através da análise de tendência geográfica para a sub-região da Campanha.....	119
4.23 – Climatologia da precipitação anual observada entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para a Campanha (a seta indica a direção da precipitação).	120
4.24 – Climatologia da precipitação observada no verão entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para a Campanha (a seta indica a direção da precipitação).	120
4.25 – Climatologia da precipitação observada no outono entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para a Campanha (a seta indica a direção da precipitação).	121
4.26 – Climatologia da precipitação observada no inverno entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para a Campanha (a seta indica a direção da precipitação).	122
4.27 – Climatologia da precipitação observada na primavera entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para a Campanha (a seta indica a direção da precipitação).	122
4.28 – Coeficientes de determinação mensal (%) calculados através da análise de tendência geográfica para a sub-região do Planalto.	127
4.29 – Climatologia da precipitação anual observada entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Planalto (a seta indica a direção da precipitação).	127

4.30 – Climatologia da precipitação observada no verão entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Planalto (a seta indica a direção da precipitação).	128
4.31 – Climatologia da precipitação observada no outono entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Planalto (a seta indica a direção da precipitação).	128
4.32 – Climatologia da precipitação observada no inverno entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Planalto (a seta indica a direção da precipitação).	129
4.33 – Climatologia da precipitação observada na primavera entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Planalto (a seta indica a direção da precipitação).	130
4.34 – Percentual da variância explicada pelos modos de EOF de anomalias mensais de precipitação no período entre 1988 e 2007 na Região Sul do Brasil.....	133
4.35 – Primeiro modo de EOF de anomalias padronizadas de precipitação mensal no período entre 1988 e 2007: padrão espacial representado pelos <i>scores</i> (a) e série temporal pelos <i>loadings</i> (b).	134
4.36 – Segundo modo de EOF de anomalias padronizadas de precipitação mensal no período entre 1988 e 2007: padrão espacial representado pelos <i>scores</i> (a) e série temporal pelos <i>loadings</i> (b).	136
4.37 – Terceiro modo de EOF de anomalias padronizadas de precipitação mensal no período entre 1988 e 2007: padrão espacial representado pelos <i>scores</i> (a) e série temporal pelos <i>loadings</i> (b).	138

LISTA DE TABELAS

2.1 – Características dos principais sensores TRMM.....	30
2.2 – Condições de tempo provocadas por invasão de massas de ar.....	45
2.3 – Matrizes de entrada e saída de dados dos modos <i>S</i> e <i>T</i> de EOF.....	64
3.1 – Quantidade de postos pluviométricos por Estado e a entidade responsável.....	70
3.2 – Disponibilidade dos dados de precipitação dos postos pluviométricos.....	75
3.3 – Densidade de postos pluviométricos por Estado	75
4.1 – Valores de <i>r</i> , RMSE e viés para precipitação mensal entre 1998 e 2007.....	91
4.2 – Predomínio de orientação das vertentes por sub-região	96
4.3 – Climatologia e desvios de precipitação (mm) no período entre 1988 e 2007	98
4.4 – Valores de r^2 (%), gradiente, direção, termos da equação e <i>p</i> para o Litoral	111
4.5 – Valores de r^2 , gradiente, direção, termos da equação e <i>p</i> para a Campanha	118
4.6 – Valores de r^2 , gradiente, direção, termos da equação e <i>p</i> para o Planalto.....	126

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AS	América do Sul
CCM	Complexos Convectivos de Mesoescala
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
ENOS	<i>El Niño</i> -Oscilação Sul
EOF	<i>Empirical Orthogonal Functions</i> (Funções Ortogonais Empíricas)
FEPAGRO	Fundação Estadual de Pesquisa Agropecuária do RS
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IR	<i>Infrared</i> (Infravermelho)
JISAO	<i>Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean</i>
MDE	Modelo Digital de Elevação
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
ODP	Oscilação Decenal do Pacífico
OMM	Organização Meteorológica Mundial
ONI	<i>Oceanic Niño Index</i> (Índice Niño Oceânico)
OS	Oscilação Sul
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VIS	Visível
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

A precipitação é um elemento fundamental no ciclo hidrológico. Trata-se de um recurso indispensável para a manutenção das atividades humanas, em especial àquelas ligadas ao próprio consumo, ao setor agropecuário e à geração de energia. O entendimento do comportamento espaço-temporal da precipitação permite uma ação/intervenção consciente do homem no planejamento e gestão do espaço.

A dinâmica da precipitação é condicionada essencialmente por fenômenos atmosféricos, pela circulação dos oceanos e por fatores geográficos. Sua distribuição exibe uma grande variabilidade tanto no tempo, quanto no espaço. Em função disso, a precipitação constitui-se como uma das variáveis atmosféricas mais difíceis de mensurar. Essa variabilidade afeta diretamente os diversos setores sócio-econômicos.

O conhecimento do comportamento da precipitação depende da disponibilidade de dados históricos que possam representar, em uma escala espaço-temporal adequada, as características da variável em uma determinada região. De maneira geral, é notória a baixa densidade e relativa má distribuição espacial de postos pluviométricos no Brasil. Sendo assim, as observações por meio de sensoriamento remoto têm surgido como uma alternativa para suprir esta carência de dados. O satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), lançado em dezembro de 1997, tem como objetivo monitorar diversas características da precipitação em regiões tropicais e subtropicais, preenchendo uma lacuna existente em relação à aquisição de dados.

Os dados orbitais apresentam, entre outras vantagens, a disposição em grade regular, o que facilita sua manipulação e garante uma ampla cobertura da superfície. No entanto, o período disponível de dados orbitais de precipitação com resolução espacial adequada para análises climatológicas e de variabilidade é insuficiente. Dessa forma, é imprescindível contar com o maior número de informações possíveis, tanto de postos pluviométricos quanto de dados de satélite. Para isso, torna-se necessário compatibilizar espacialmente as dimensões entre os produtos orbitais e observacionais.

Na Região Sul do Brasil, os aspectos climáticos e a variabilidade da precipitação têm sido abordados por inúmeros trabalhos. No entanto, muitas generalizações são feitas por conta do reduzido número de séries históricas longas e confiáveis. Além disso, grande parte desses estudos considera a Região Sul como um único conjunto espacial, com comportamento uniforme. No entanto, a região apresenta características fisiográficas distintas, de modo que esses aspectos influenciam o comportamento da precipitação.

Um dos aspectos que merecem destaque na análise das características da precipitação é a influência do relevo. Fatores locais com a geomorfologia são por vezes desprezados nas avaliações uma vez que, na maioria dos casos, a precipitação é vista como sendo condicionada apenas pela dinâmica atmosférica. Nesse sentido, os dados orbitais também servem como ferramenta para extração de características do relevo. A missão *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), realizada em fevereiro de 2000, possibilitou a obtenção de um Modelo Digital de Elevação (MDE) de praticamente toda a superfície terrestre, com resolução espacial de 90 m. A partir do MDE é possível obter características locais e regionais das feições geomorfológicas.

1.2 Motivação e hipóteses

A motivação para realização deste trabalho surgiu da necessidade de atualizar os estudos climatológicos e de variabilidade da precipitação na Região Sul do Brasil. Para isso, torna-se necessário contar com uma série histórica de dados recentes e um número razoável de observações, de modo a representar espacialmente a totalidade da área de estudo. No entanto, existe uma relação inversamente proporcional entre tempo e espaço na disponibilidade de dados meteorológicos. Na medida em que se aumenta o período de estudo, diminui o número de séries com dados confiáveis e ininterruptos. Além disso, contar com dados apenas de sensores orbitais seria insuficiente para estas análises, já que as medições com melhores resoluções espaciais possuem cerca de dez anos de informações. Existe também a necessidade de se identificar as influências do relevo na precipitação. Dessa forma, os dados de sensoriamento remotos também podem contribuir para a delimitação das grandes unidades, permitindo uma análise individualizada da precipitação, de acordo com as regiões geomorfológicas.

A partir dessas constatações, surgiram algumas hipóteses para a realização deste estudo:

- É possível utilizar duas fontes de dados distintas para as análises de precipitação? Em caso afirmativo, é possível proceder a estudos climatológicos e de variabilidade a partir desses dados?
- Os dados de sensoriamento remoto podem contribuir para a estratificação das feições do relevo? Em caso afirmativo, é possível avaliar as características da precipitação utilizando essa estratificação?

1.3 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo central avaliar o comportamento espaço-temporal da precipitação na Região Sul do Brasil entre 1988 e 2007, a partir do uso integrado de dados de sensoriamento remoto (TRMM e SRTM) e de observações de postos pluviométricos. Para isso, os seguintes objetivos específicos foram propostos:

- Compatibilizar espacialmente as observações de precipitação de postos pluviométricos com os dados obtidos por meio de sensoriamento remoto;
- Incorporar os aspectos geomorfológicos ao estudo da precipitação;
- Analisar os aspectos climatológicos do período de estudo;
- Avaliar a tendência espacial da precipitação em relação à sua localização geográfica com base nas características climáticas e geomorfológicas;
- Caracterizar os principais sistemas atmosféricos associados à variabilidade da precipitação na região.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Estimativas de precipitação

As estimativas de precipitação podem ser obtidas tanto através de medidas diretas (pluviômetros e pluviógrafos), quanto de medidas indiretas (sensores remotos). Segundo Kidder e Haar (1995), os pluviômetros produzem medidas de precipitação muito acuradas, porém um único pluviômetro cobre uma área de apenas 10^{-1} m^2 . Por outro lado, as estimativas de satélite amostram uma área que pode variar entre 10^6 e 10^8 m^2 . Desta forma as estimativas de precipitação por satélite, cobrindo amplas áreas e longos períodos de tempo, podem ser classificadas como “verdade campo”, se comparadas às estimativas obtidas em pequenas áreas, como é o caso dos pluviômetros. Conforme apontam Kummerow et al. (2000), a precipitação é um dos parâmetros atmosféricos mais difíceis de mensurar devido a sua alta variabilidade no espaço e no tempo.

A distribuição desigual de postos pluviométricos e a relativa falta de medições sobre os oceanos têm limitado significativamente a utilização de dados de precipitação para análises tanto em nível global quanto local (LEVIZZANI et al., 2002). Desse modo, o desenvolvimento das técnicas de estimativa de precipitação por satélites permitiu preencher uma lacuna deixada pela rede convencional, não só provendo observações em regiões sem informação, como também possibilitando a obtenção de dados em uma resolução espacial mais refinada que a rede convencional. Este tipo de resolução, em grade regular, dispensa processos de interpolações de dados, que são indispensáveis quando as observações são obtidas por meio de medidas diretas.

2.1.1 Estimativas de precipitação por satélites

As técnicas utilizadas para estimativa de precipitação por meio de satélites baseiam-se na interação entre a radiação eletromagnética e partículas (líquidas e sólidas) presentes em nuvens. Kidder e Haar (1995) dividiram essas técnicas em três categorias: 1) as que utilizam dados do visível (VIS) e infravermelho (IR), 2) as que utilizam microondas passivo e, 3) as que usam microondas ativo (radar).

As técnicas que usam VIS e IR foram as primeiras concebidas e são de fácil aplicação (BARRET, 1970; FOLLANSBEE, 1973; SCOFIELD, 1987), porém mostram um grau baixo de acurácia. No entanto, para fins climatológicos, elas produzem resultados aceitáveis (LEVIZZANI et al., 2002). Estas técnicas possuem uma característica em comum: a precipitação é estimada através da radiação que chega do topo ou da lateral da nuvem, dependendo do ângulo de visada (KIDDER; HAAR, 1995). A grande vantagem desta técnica é contar com imagens de satélites geoestacionários, que geram dados com uma ótima resolução temporal, chegando atualmente a 15 minutos. No Brasil, diversos estudos exploraram o uso dessa metodologia para análise e monitoramento da precipitação (ALVES, 1987; MARTIN et al., 1990; CARVALHO; MASSAMBANI, 1992).

No caso das estimativas baseadas em microondas, a radiação interage fortemente com as gotículas de precipitação. Conforme Kidder e Haar (1995), a interação das microondas com a precipitação pode ser sumariada em três aspectos: 1) o gelo, presente em nuvens, apenas espalha as microondas; 2) as gotas líquidas tanto absorvem, quanto espalham, porém a absorção é dominante e; 3) ambos, espalhamento e absorção, aumentam com a frequência e com a taxa de precipitação. O tipo e o tamanho dos hidrometeoros detectados dependem da frequência e do comprimento de onda. Levizzani et al. (2002) apontam que acima de 60 GHz o espalhamento do gelo é dominante e o sensor ‘percebe’ o gelo apenas quando a precipitação não é detectada. Abaixo de 22 GHz a absorção é o principal mecanismo que afeta a transferência da radiação de microondas, e o gelo acima da camada de precipitação é quase transparente. Entre 19,3 e 85,5 GHz a radiação interage com vários tipos de hidrometeoros.

Os sensores de microondas ativo (radar) emitem um feixe de ondas eletromagnéticas, medindo o retorno desta energia após a interação com o alvo. A radiação ao atravessar a nuvem provoca ressonância nas gotas, espalhando em todas as direções. Parte desta energia retorna ao radar e, sabendo-se o momento em que o feixe de ondas foi emitido, é possível determinar a distância do alvo. A intensidade do sinal de retorno está relacionada ao tamanho e à distribuição das gotas. O radar mede a refletividade, ou seja, a energia refletida pelo alvo. Através de calibrações é possível relacionar a refletividade com a taxa de precipitação (BATTAN, 1973 citado por KIDDER; HAAR, 1995).

2.2 Sensoriamento Remoto

As seções a seguir descrevem as características dos satélites usados no trabalho: TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) e SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*).

2.2.1 TRMM

O satélite TRMM é resultante de uma parceria entre a Agência Espacial Norte-americana (NASA) e a Agência de Exploração Aeroespacial do Japão (JAXA). A missão tem como objetivo acompanhar e estudar a precipitação em regiões tropicais e subtropicais (KUMMEROW et al., 1988). O satélite foi lançado em 27 de novembro de 1997 com tempo de vida estimado de três anos, no entanto, continua em atividade até o presente momento. O TRMM possui uma órbita circular, sol-síncrona, com uma inclinação de 35° em relação ao Equador. Sua altitude inicial era de 350 km, tendo sido alterada a partir de agosto de 2001 para 403 km (NASA, 2001). Essa altitude garante um período de translação bastante reduzido, de cerca de 90 minutos. A Figura 2.1 ilustra a órbita descrita pela plataforma TRMM.

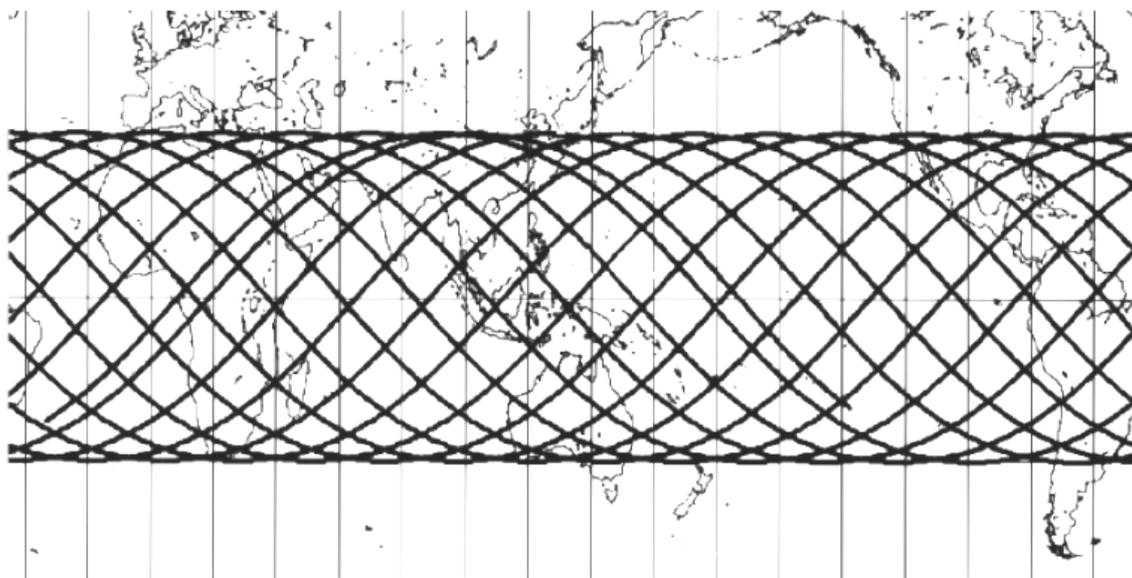


Figura 2.1 – Órbita descrita pela plataforma TRMM.

Fonte: Adaptado de NASA (2001).

A principal função da plataforma TRMM é observar a estrutura, a taxa e a distribuição da precipitação, com objetivo de entender os mecanismos climáticos globais e o ciclo hidrológico (SIMPSON et al., 1996). O TRMM destina-se a preencher várias lacunas no estudo da precipitação, tais como: 1) distribuição de frequência e intensidade da chuva e área de cobertura, 2) classificação da precipitação em convectiva e estratiforme, 3) distribuição vertical de hidrometeoros (incluindo a estrutura e intensidade da região estratiforme) e, 4) variação da ocorrência de precipitação intensa (NASA, 2008).

A plataforma TRMM dispõe de três sensores principais para avaliação da precipitação: 1) Imageador de Microondas TRMM (*TRMM Microwave Imager – TMI*), 2) Radar de Precipitação (*Precipitation Radar – PR*) e, 3) Sistema de Radiômetro Visível e Infravermelho (*Visible and Infrared Radiometer System – VIRS*). A Tabela 2.1 sintetiza as principais características desses sensores. O satélite conta ainda com o Sistema de Energia Radiante de Nuvens e da Terra (*Clouds and Earth’s Radiant Energy System – CERES*), destinado a medir as emissões de energia da superfície terrestre e da atmosfera, e possui também o Sistema de Imageamento de Relâmpagos (*Lightning Imaging System – LIS*), destinado a monitorar a distribuição e a variabilidade de raios.

Tabela 2.1 – Características dos principais sensores TRMM

Imageador de microondas (TMI)	Radar (PR)	Radiômetro visível e infravermelho (VIRS)
10,7; 19,3; 21,3; 37,0 e 85,5 GHz (polarização dupla, exceto para 21,3 GHz: apenas vertical)	13,8 GHz	0,63; 1,61; 3,75; 10,8 e 12 μm
10 km x 7 km FOV em 37,0 GHz	4,3 km cobertura e 250 m resolução vertical	2,2 km resolução
Varredura cônica (53° inclinação) 760 km <i>swath</i> (largura da faixa)	Varredura <i>cross-track</i> 215 km <i>swath</i>	Varredura <i>cross-track</i> 720 km <i>swath</i>

Fonte: Adaptado de Kummerow et al. (2000).

O TMI é um radiômetro de microondas multicanal passivo, operando em cinco frequências. O sensor fornece informações sobre o conteúdo integrado da coluna de precipitação, água líquida e gelo em nuvens, intensidade da chuva e tipos de precipitação (estratiforme ou convectiva). O TMI opera com tipo de varredura cônica,

em um ângulo de incidência de 53°. Sua antena faz um movimento a 31,6 rotações por minuto, produzindo círculos na superfície. Um setor de 130° desse círculo é utilizado para aquisição de dados, gerando uma varredura de 759 km.

O radar PR é um sensor ativo, sendo o primeiro do gênero em órbita. As vantagens do radar PR podem ser resumidas em: 1) proporcionar uma visualização em três dimensões da estrutura da precipitação, particularmente da distribuição vertical, 2) obter medidas quantitativas de precipitação sobre os continentes e oceanos e, 3) aprimorar as estimativas de precipitação TRMM através do uso combinado com os sensores passivos (TMI e VIRS) (KUMMEROW et al., 1988). O sensor possui varredura *cross-track*, com abertura de $\pm 17^\circ$ em relação ao nadir, gerando uma largura de faixa de 215 km.

O VIRS, derivado do sensor AVHRR/NOAA, possui cinco canais espectrais operando nas regiões do visível e infravermelho (Tabela 2.1). O sensor destina-se a realizar observações sobre nuvens, tais como cobertura, tipo de nuvem e temperatura de topos. A Figura 2.2 apresenta uma visão esquemática da geometria de varredura dos três principais sensores a bordo da plataforma TRMM.

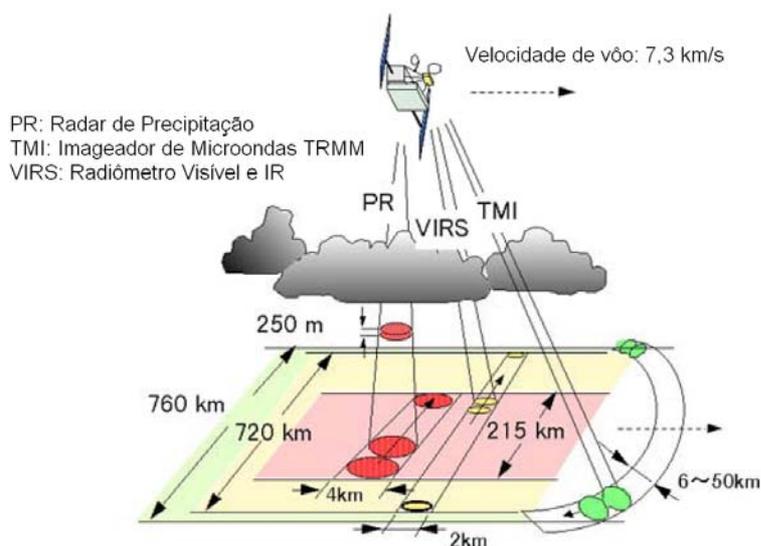


Figura 2.2 – Geometria de varredura dos três principais sensores TRMM: PR, TMI e VIRS.
Fonte: Nascimento (2008).

Algoritmo 3B42

O algoritmo 3B42 refere-se a uma estimativa de precipitação que faz uso da combinação de produtos das plataformas TRMM (2B31 – Perfil combinado de precipitação PR/TMI e 2A12 – Perfil de hidrometeoros TMI) e NOAA (SSM/I – Sensor Especial Imageador em Microondas, AMSR – Radiômetro de Varredura de Microondas Avançado e AMSU – Sondador de Microondas Avançado). Todos esses produtos são utilizados para ajustar estimativas de precipitação em infravermelho obtidas a partir de satélites geoestacionários.

As taxas de precipitação do 3B42 são produzidas em quatro estágios: 1) estimativas de precipitação em microondas são calibradas e combinadas, 2) estimativas de precipitação em infravermelho são obtidas usando a precipitação calibrada de microondas, 3) os dados de infravermelho e microondas são combinados e, 4) um reescalonamento para dados mensais é aplicado (NASA, 2008). Cada campo é interpretado como a razão efetiva de precipitação em um tempo de observação nominal. Como produto final tem-se a precipitação em uma grade regular de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ de resolução espacial a cada três horas. A precipitação estimada corresponde à taxa de precipitação (mm/h) observada entre -90 min. e +90 min. do respectivo horário nominal. A seguir são descritos em detalhe os estágios de obtenção das estimativas de precipitação pelo algoritmo 3B42:

- a) Os dados de microondas disponíveis no período de ± 90 minutos da hora nominal observada são convertidos em estimativa de precipitação usando o algoritmo GPROF (*Goddard Profiling Algorithm*) (KUMMEROW et al., 1996). Os valores médios são reamostrados para a resolução de $0,25^\circ$ e calibrados com os parâmetros extraídos da comparação das estimativas de precipitação produzidas por valores coincidentes dos sensores PR e TMI.
- b) Os dados de infravermelho de satélites geoestacionários obtidos nas horas sinóticas (00h00min, 03h00min, 06h00min, 09h00min, 12h00min, 15h00min, 18h00min e 21h00min) são usados para o cálculo da precipitação estimada pelo algoritmo GPI (*GOES Precipitation Index*) (ARKIN; MEISNER, 1987).

- c) A precipitação estimada nas imagens em infravermelho é calibrada com base nas informações obtidas por microondas passivo (TMI) através de uma função de ajuste de histogramas (*probability matching of precipitation rate histograms*).

Algoritmo 3B43

O algoritmo de precipitação global 3B43 combina as estimativas geradas pelo 3B42, juntamente com dados de uma rede global de pluviômetros oriundos do Sistema de Monitoramento e Avaliação do Clima (CAMS) e/ou produtos globais de pluviômetros produzidos pelo Centro Global de Precipitação e Climatologia (GPCC). O algoritmo é executado uma vez por mês, gerando um mapa com a precipitação mensal acumulada com $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ de resolução espacial (NASA, 2008).

2.2.1.1 Avaliação dos dados TRMM

Segundo Barrera (2005), os produtos TRMM fornecem estimativas mais precisas do que as técnicas indiretas, baseadas em imagens de outros satélites, sendo usado inclusive para validação dessas técnicas. Nicholson (2005) destaca que o projeto resultou em medidas consideravelmente mais confiáveis do que as estimativas feitas até então.

A qualidade das estimativas de precipitação geradas pelo TRMM tem sido avaliada por diversas pesquisas. No Brasil, Collischonn et al. (2007) avaliaram os dados 3B42 na bacia do rio Paraguai e verificaram que existe uma tendência do satélite superestimar a precipitação, resultando em uma diferença em torno de 8%. Essa diferença é da mesma ordem das verificadas nos trabalhos de Ramage et al. (2003) e Collischonn et al. (2006). A maior parte dos valores de correlação (r) se situou em torno de 0,5, o que foi considerado aceitável, de acordo com os autores. Franchito et al. (2009) avaliaram as estimativas do sensor PR/TRMM no Brasil por região geográfica e por estação do ano. Os resultados mostraram que as estimativas sazonais do TRMM são bem correlacionadas com a precipitação medida em pluviômetros na maior parte Brasil. Para a Região Sul, os autores encontraram valores de r de 0,76 no verão, 0,48 no outono, 0,45 no inverno e 0,81 na primavera. Os autores ressaltam que, no período de inverno, o TRMM tende a superestimar a precipitação na região.

2.2.2 SRTM

O SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) trata-se de uma missão internacional liderada pela NASA, com a participação da NIMA (*National Imagery and Mapping Agency*) e do DOD (Departamento de Defesa) dos Estados Unidos, e das agências espaciais da Alemanha e Itália. O objetivo deste projeto foi obter a mais completa base de dados topográfica digital de alta resolução da superfície terrestre. A missão foi executada pelo ônibus espacial *Endeavour* entre os dias 11 e 22 de fevereiro de 2000. Durante esse período foram percorridas 16 órbitas por dia, num total de 176 órbitas.

A missão utilizou o mesmo instrumento usado em 1994 pelo programa *Spaceborne Imaging Radar-C/X-Band Synthetic Aperture Radar (SIR-C/X-SAR)*, também a bordo do ônibus *Endeavour*. No entanto, foram feitas algumas modificações de modo a permitir a coleta de medidas tridimensionais da superfície terrestre através de interferometria, coletando dados nas bandas C (2,4 GHz) e X (8,8 GHz). Para isso, a nave foi equipada com um mastro de 60 m. Além disso, os dispositivos de controle e navegação foram aperfeiçoados. A Figura 2.3 ilustra os equipamentos da missão SRTM.

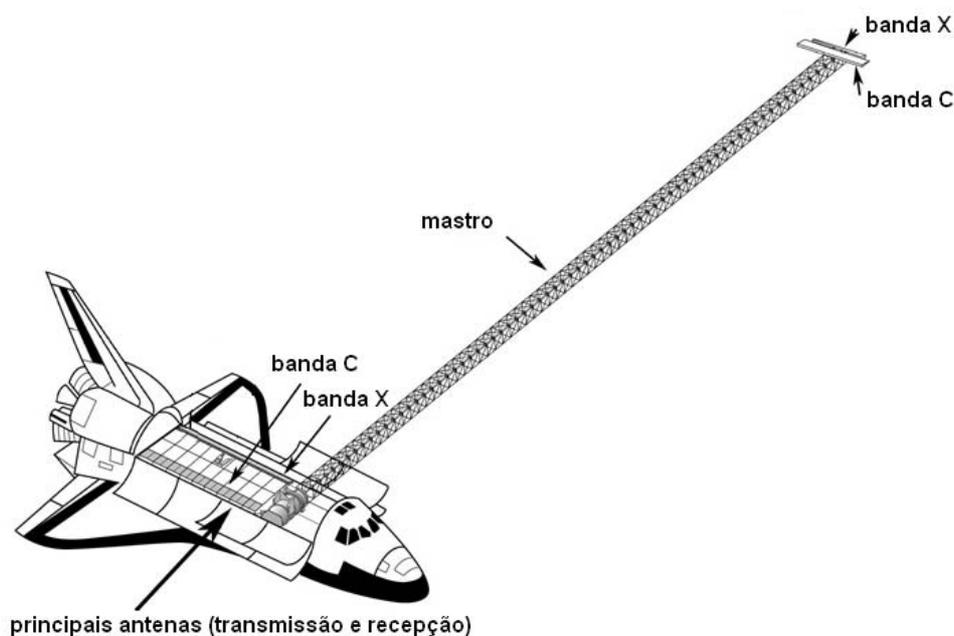


Figura 2.3 – Principais equipamentos da missão SRTM a bordo da nave *Endeavour*.
Fonte: JPL (2008).

Do total de dados coletados pela missão SRTM, os da banda C foram processados no *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) e os da banda X no Centro Aeroespacial da Alemanha (DLR). Cerca de 80% da superfície terrestre entre as latitudes 60° Norte e 56° Sul foi coberta pela missão (JPL, 2008). Foram realizadas nesta área de uma a quatro passagens, conforme ilustrado na Figura 2.4. Um conjunto menor de dados foi coletado sobre o oceano para calibração.

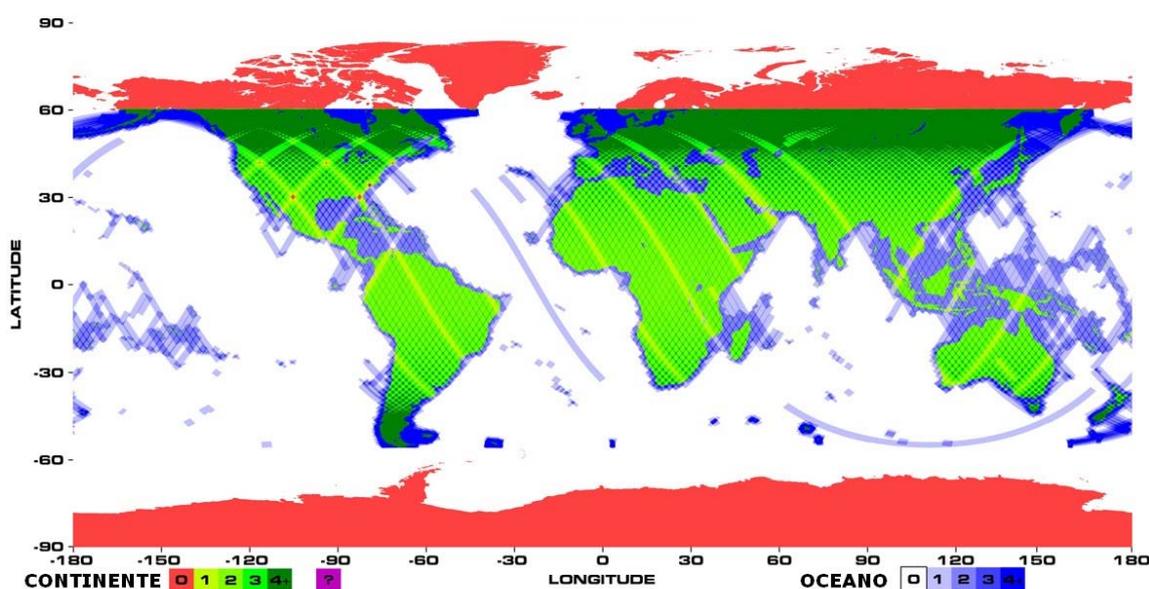


Figura 2.4 – Cobertura e número de passagens do SRTM sobre o continente e oceano.

Fonte: Adaptado de JPL (2008).

A partir dos dados da banda C foram gerados MDE's com resolução de 30 m (1'' ou 0,000277°) para os Estados Unidos e de 90 m (3'' ou 0,000833°) para o restante do planeta. Os MDE's estão divididos por zonas de 1° de latitude por 1° de longitude. Esses dados são distribuídos gratuitamente através do centro de levantamento de dados geológicos dos Estados Unidos (*United States Geological Survey's EROS Data Center*).

Em relação ao desempenho dos dados da missão SRTM, em especial para a região da América do Sul, os mesmos apresentaram um erro absoluto de geolocalização de aproximadamente 9 m. Já os erros absolutos e relativos de altura ficaram em 6,2 e 5,5 m (JPL, 2008), respectivamente.

2.3 Características da precipitação

Nesta seção são apresentados os aspectos mais relevantes no estudo da precipitação, enfatizando suas principais características na Região Sul do Brasil.

2.3.1 Aspectos climatológicos

Um dos principais parâmetros para caracterização do comportamento da precipitação em um dado local é a “Normal Climatológica”. As Normais são obtidas através do cálculo da precipitação média, obedecendo a critérios recomendados pela Organização Meteorológica Mundial (OMM). Estas médias referem-se a períodos padronizados de 30 anos, sucessivamente, de 1901 a 1930, 1931 a 1960 e 1961 a 1990. Outra estatística importante nas análises de precipitação é o desvio padrão, que sintetiza a variabilidade da precipitação dentro do período de observação.

No entanto, Critchfield (1974) destaca que a climatologia vai além da média estatística. A ela devem ser agregadas as condições atmosféricas envolvendo calor, umidade e movimentação das massas de ar. Os valores extremos devem ser considerados, já que fenômenos eventuais e episódicos são os que causam maiores impactos na sociedade. Simpson et al. (1996) assinalam que a precipitação média raramente é observada e, segundo Bryson (1997), não existem normais climatológicas verdadeiras. Dessa forma, a variabilidade assume uma maior importância que os “estados médios”.

Conforme Monteiro (1971), a análise climática deve atentar para a disponibilidade de séries de dados, podendo esses, serem menores que os 30 anos de registros exigidos pela meteorologia analítica, mas que sejam de fontes confiáveis e permitam representar as variações anuais e mensais dos elementos climáticos, possibilitando a verificação de episódios recorrentes em vários anos e a definição do seu regime. Grimm (2008) corrobora a afirmação de Monteiro (1971) e aponta que a partir de 20 anos de observações é possível realizar estudos que visem à caracterização da variabilidade mensal, sazonal e anual da precipitação.

A climatologia de precipitação da Região Sul do Brasil mostra que a área possui precipitações regulares ao longo do ano, com ausência de estação seca, exceto no extremo norte do PR. Köppen (1948), citado por Strahler e Strahler (1989), classifica o clima da região como *Temperado Úmido*. Nimer (1979), analisando o período entre 1914 e 1938, destaca que a precipitação situava-se entre 1250 e 2000 mm ao ano. Mendonça e Danni-Oliveira (2007), analisando um período mais recente (1961-2000), também encontraram valores semelhantes. Severo (2007) avaliou a precipitação entre 1979 e 2002 na região e encontrou valores entre 1450 e 2100 mm.

2.3.2 Condicionantes geográficos

Variáveis climáticas como a precipitação são condicionadas pela circulação geral e secundária da atmosfera terrestre, resultante do aquecimento diferenciado da superfície pela radiação solar. Além disso, as características da superfície – relevo, corpos d’água, gelo, solos e cobertura vegetal – e a distribuição assimétrica dos oceanos e continentes também são fatores determinantes para os diferentes subdomínios climáticos observados ao longo do globo (STRAHLER; STRAHLER, 1989).

2.3.2.1 Influência do relevo

O relevo apresenta três atributos importantes na definição das características climáticas de uma dada região: a posição, a orientação das vertentes e a declividade (AYOADE, 2002; MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007). A posição do relevo favorece ou dificulta os fluxos de calor e umidade em áreas contíguas. A orientação do relevo, especialmente em latitudes subtropicais, onde o balanço de radiação solar se altera ao longo do ano, define as vertentes mais aquecidas e secas, e as mais frias e úmidas. Já a declividade modifica a relação entre a superfície e a radiação solar incidente, de maneira análoga ao processo de alternância das estações do ano, em que a quantidade de radiação depende do ângulo com que os raios solares atingem a superfície (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007). Todos esses fatores, dependendo da escala espacial, provocam alterações nas trocas de calor e umidade no ambiente como um todo.

O grau de influência do relevo sobre a precipitação depende essencialmente da altitude e da orientação das vertentes em relação aos ventos predominantes, que transportam umidade. A instabilidade da atmosfera e a disponibilidade de umidade também são fatores que influenciam o comportamento da precipitação, quando associada ao relevo. Em uma atmosfera estável, a influência orográfica restringe-se à proximidade montanha ou da escarpa, enquanto que, em uma atmosfera instável, a orografia tende a aumentar o volume de chuvas e redistribuí-la por sobre uma área maior (AYOADE, 2002). Segundo Barry e Chorley (1992), o relevo influencia a precipitação das seguintes maneiras:

- a) Provocando a instabilidade condicional ou convectiva ao favorecer um deslocamento inicial à corrente de ar ou por meio de um aquecimento diferencial das vertentes, que estão diferentemente expostas à insolação;
- b) Aumentando a precipitação associada à passagem de frentes frias, retardando a velocidade do deslocamento das mesmas;
- c) Causando a convergência e a elevação do ar através dos efeitos de afunilamento dos vales sobre as correntes;
- d) Estimulando a ascensão turbulenta do ar através da fricção superficial;
- e) Através do retardamento friccional de uma corrente de ar que se movimenta do oceano em direção ao continente.

2.3.3 Sistemas atmosféricos atuantes no Sul do Brasil

As escalas espaço-temporais dos sistemas atmosféricos atuantes na Região Sul do Brasil permitem classificá-los em sistemas: de mesoescala, sinóticos de escala regional e de escala planetária. Os sistemas de mesoescala possuem escala espacial da ordem de 2 a 2.000 km e sua duração varia de ½ hora a uma semana. Já os sistemas de escala sinótica regional têm extensão de 2.000 a 10.000 km e perduram por semanas (ORLANSKI, 1975). Os sistemas de escala planetária possuem escalas espaciais que variam de 10.000 a 40.000 km e temporais que oscilam de algumas semanas a meses (MORAN et al., 1994).

2.3.3.1 Sistemas de mesoescala

Entre os sistemas de mesoescala ressaltam-se as precipitações orográficas, a brisa marítima-terrestre, a brisa de vale-montanha e os sistemas convectivos de mesoescala, entre os quais se destacam os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM).

Precipitações Orográficas

A ascensão forçada de massas de ar ocorre sob condições iniciais distintas. Quando os ventos predominantes encontram um sistema orográfico, a camada de ar como um todo tende a subir e superar a barreira. Após ultrapassar a barreira orográfica, o ar na superfície, a sotavento, é consideravelmente mais quente que a barlavento. A precipitação produzida sob essas condições denomina-se *precipitação orográfica* (STRAHLER; STRAHLER, 1989).

Segundo Roe (2005), na presença da orografia, a resposta dinâmica do fluxo de ar como um conjunto de condições na camada limite define a disposição tridimensional da condensação, da qual resulta a precipitação. A orografia também desempenha um papel importante no controle dos mecanismos de crescimento dos hidrometeoros, e sua eventual evaporação e advecção. Vários modelos conceituais simplificados têm sido propostos em conjunto para avaliar as observações e os resultados de modelos numéricos. Os mecanismos de precipitação orográfica sintetizados por Roe (2005) são:

- a) Ascensão estável declive acima: o levantamento do ar forçado mecanicamente no flanco a barlavento leva ao resfriamento da coluna de ar, resultando na condensação e precipitação. No flanco a sotavento, o ar descendente é aquecido e seco, reprimindo a precipitação nessas áreas (Figura 2.5a). Este é o processo mais comum de precipitação orográfica, especialmente em latitudes médias.
- b) Bloqueio parcial do encontro de massas de ar: se a atmosfera encontra-se excessivamente estável ou o fluxo de ar não é forte o suficiente, o ar pode ser incapaz de ascender, e o fluxo pode ficar bloqueado em níveis baixos na atmosfera (Figura 2.5b). Esse bloqueio pode ocasionar a ascensão a barlavento, podendo também intensificar o levantamento de ar, favorecendo a precipitação.

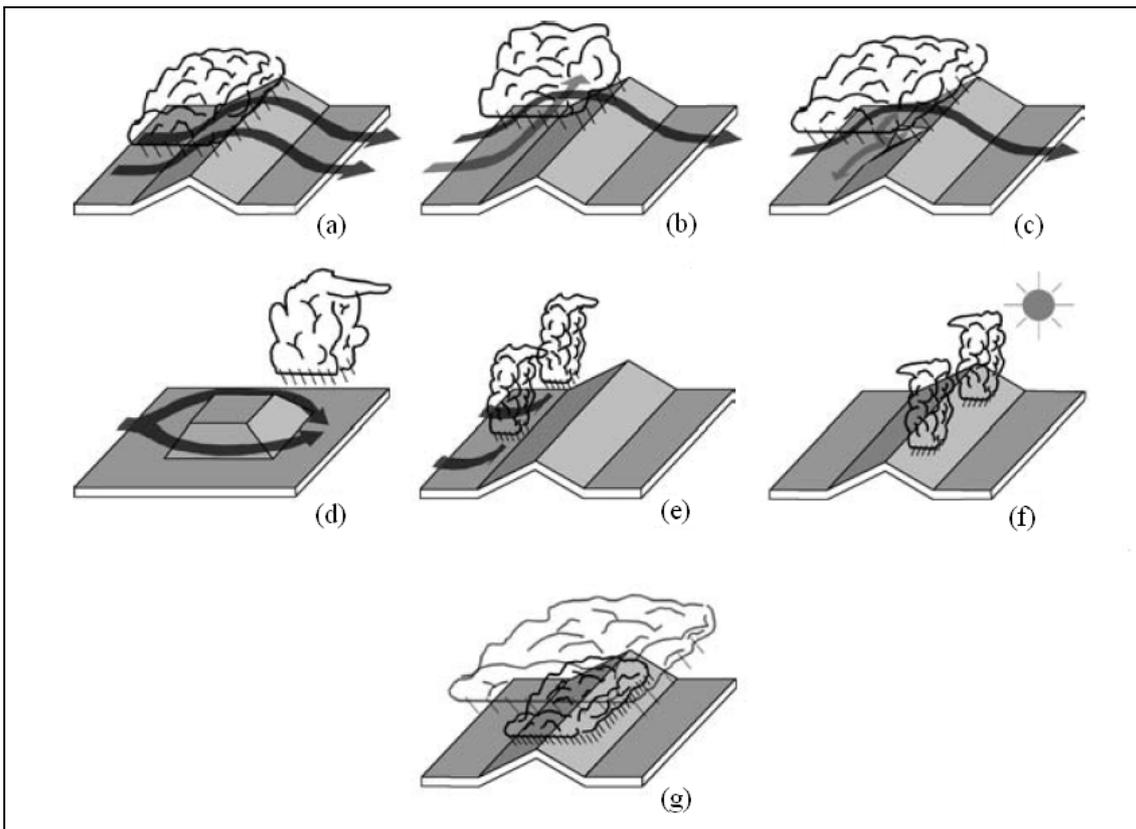


Figura 2.5 – Representação dos diferentes mecanismos de precipitação orográfica: (a) ascensão estável declive acima, (b) bloqueio parcial do encontro de massas de ar, (c) fluxo descendente induzido pelo resfriamento evaporativo, (d) convergência a sotavento, (e) convecção acionada pelo aquecimento solar, (f) convecção devido ao levantamento mecânico acima do nível livre e, (g) Mecanismo “Semeador-Alimentador” (*Seeder-Feeder*).
 Fonte: Adaptado de Roe (2005).

- c) Fluxo descendente induzido pelo resfriamento evaporativo: a evaporação através da própria precipitação que cai, resfria o ar, e o resultado pode ser um forte fluxo de ar em direção ao fundo do vale (Figura 2.5c). Ao retornar, a massa de ar eleva-se sobre esse bloqueio, contribuindo para precipitação.
- d) Convergência a sotavento: a divergência do fluxo de ar pelos flancos de uma montanha isolada pode ocasionar precipitação (Figura 2.5d). Nesse caso, a convergência de ar ocorre a sotavento promovendo a ascensão do ar.
- e) Convecção devido ao levantamento mecânico acima do nível livre: se a orografia eleva o ar acima do nível de convecção livre (nível no qual a parcela de ar torna-se menos densa que sua vizinhança) ele continuará a ascender

(Figura 2.5e). Essa instabilidade não só reforça a taxa de condensação, como também produz grande quantidade de partículas de água super-resfriadas, levando a formação de partículas de gelo, e conseqüentemente a eficiência da precipitação. Células convectivas podem estar embebidas dentro de nuvens estratiformes ou podem ocorrer isoladamente.

- f) Convecção acionada pelo aquecimento solar: outro mecanismo de disparo da convecção orográfica é o aquecimento solar. As vertentes iluminadas pelo sol recebem radiação ao longo do dia, promovendo o aquecimento e a elevação da parcela de ar (Figura 2.5f). As precipitações ocorrem normalmente à tarde.
- g) Mecanismo “Semeador-Alimentador” (*Seeder-Feeder*): mecanismo proposto para explicar a amplificação da precipitação ao longo de elevações demasiadamente pequenas para gerar precipitação orográfica. O mecanismo supõe a existência de precipitação em altos níveis da atmosfera (*seeder*) que é essencialmente distribuída sobre a orografia abaixo, e uma capa de nuvens sobre a elevação (*feeder*) causada pela ascensão do ar em níveis baixos da atmosfera (Figura 2.5g). A precipitação oriunda de altos níveis acrescenta umidade adicional sobre as nuvens abaixo da orografia, intensificando as chuvas.

Brisa marítima e terrestre

A brisa marítima e terrestre é um sistema atmosférico característico de regiões litorâneas. Durante os dias ensolarados, a superfície do continente aquece mais rápido que a do oceano adjacente. Como conseqüência, já pela manhã, surge uma faixa de pressão mais baixa sobre o litoral, propiciando o desenvolvimento de correntes ascendentes sobre o continente, as quais podem gerar nuvens convectivas (Figura 2.6a). Acima do oceano a pressão continua alta, devido à menor temperatura da água à superfície. Dessa maneira, se estabelece uma circulação fechada, com movimentos ascendentes na costa e subsidentes sobre o mar. O vento, à superfície, que sopra do oceano para o continente, em direção aproximadamente perpendicular à linha da costa, é denominado *brisa marítima* (AHRENS, 2000). A brisa marítima associada à orografia pode dar início à convecção, conforme processos descritos no item anterior.

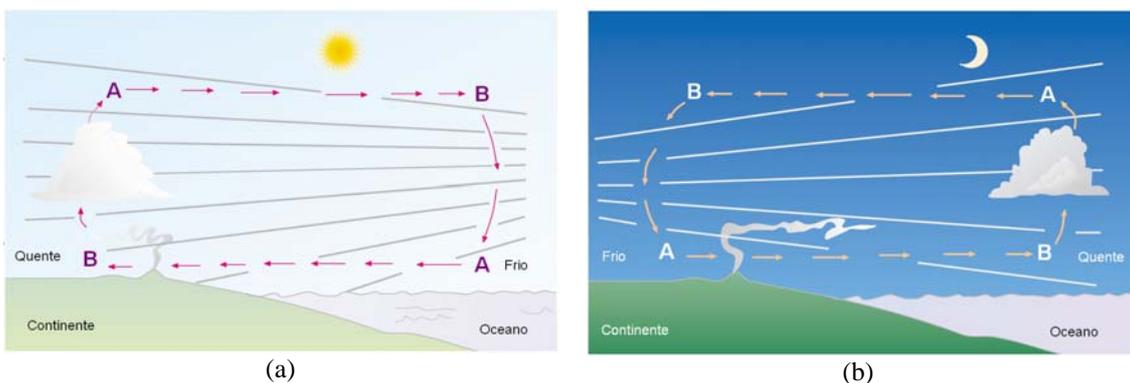


Figura 2.6 – Modelo de circulação dos ventos em episódios de brisas (a) marítima e (b) terrestre.

Fonte: Adaptado de Ahrens (2000).

Durante a noite a situação se inverte e o continente perde calor muito mais rápido que o oceano. A superfície do oceano passa a exibir uma temperatura mais elevada que a do continente. A faixa de baixa pressão se situa, então, sobre o oceano e o movimento ascendente associado a ela pode gerar nuvens convectivas (AHRENS, 2000). O vento passa a soprar do continente para o mar, constituindo a *brisa terrestre* (Figura 2.6b).

Brisa vale-montanha

De maneira análoga a brisa marítima e terrestre, o aquecimento diferenciado é responsável pelos gradientes de pressão que forçam os movimentos atmosféricos próximos a áreas de encostas. O estabelecimento da brisa vale-montanha é caracterizado por mudanças nos campos de temperatura, umidade e vento.

Durante a noite, o ar em contato com o solo resfriado aumenta de densidade e tende a escoar pelas encostas, acumulando-se nos vales (Figura 2.7a). Esse fenômeno é conhecido como *brisa de montanha* (AHRENS, 2000). O ar frio que desce as encostas e se acumula nos vales pode, sob intenso resfriamento noturno, atingir a saturação, sendo comum a formação de orvalho ou de nevoeiros nestes locais.

Durante o dia, o processo se inverte e o ar em contacto com as encostas aquecidas, adquire calor e se expande (tornando-se menos denso), e movimentando-se no sentido ascendente, caracterizando a *brisa de vale* (Figura 2.7b). A brisa pode ser suficiente para originar convecção acima das montanhas. As brisas de vale e de montanha são também chamadas de *ventos anabáticos* e *catabáticos*, respectivamente.

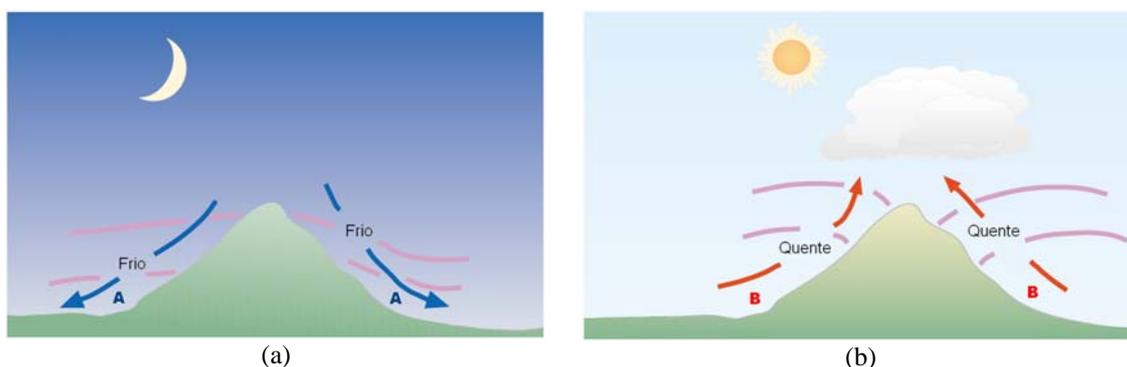


Figura 2.7 – Modelo de circulação dos ventos em episódios de brisas (a) de vale e (b) de montanha.

Fonte: Adaptado de Ahrens (2000).

Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM)

Os CCM são uma classe particular de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), caracterizados pela junção de células convectivas individuais, com formato aproximadamente circular e um rápido crescimento entre seis e doze horas (MADDOX, 1980; MADDOX, 1983). Na América do Sul (AS), os CCM são observados a sotavento da cordilheira dos Andes, entre 25°S e 40°S, área que compreende o setor norte da Argentina, Bolívia e sul do Paraguai; e atingem com frequência o sul do Brasil (GUEDES; SILVA DIAS, 1984; VELASCO; FRITSCH, 1987). Estes sistemas ocorrem predominantemente na metade quente do ano (verão e estações de transição) e produzem uma grande variedade de fenômenos associados à convecção, tais como tornados, granizo, fortes rajadas de vento, enchentes, alagamentos, inundações e intensas tempestades elétricas (MADDOX, 1980; MADDOX, 1983). A Figura 2.8 ilustra dois eventos de CCM, um sobre o Estado do RS e outro no norte da Argentina, observados através de imagens GOES-12 com realce de temperatura de topos nebulosos (os tons em azul indicam intensa atividade convectiva).

Conforme Velasco e Fritsch (1987), a distribuição da precipitação no verão e nas estações de transição (primavera e outono) sugere que os CCM sejam um dos principais mecanismos responsáveis pelos acumulados observados em toda a Região Sul do Brasil neste período. Satyamurty et al. (1998) indicam que o setor noroeste do RS é um local propício à formação e desenvolvimento de CCM.

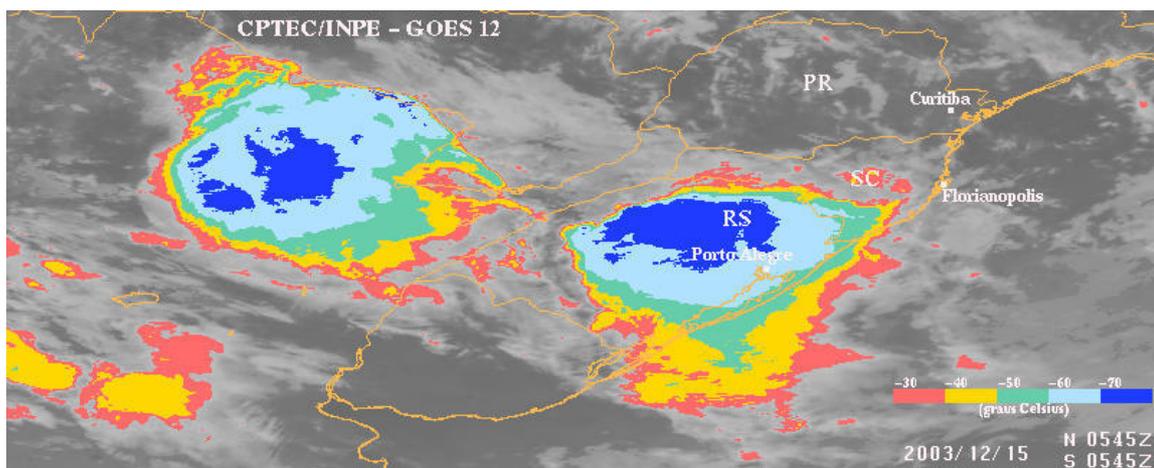


Figura 2.8 – Episódios de CCM observados em 15/12/2003 no Sul do Brasil e norte da Argentina.

Fonte: Adaptado de Viana et al. (2009).

Os jatos de baixos níveis a leste da cordilheira dos Andes, responsáveis pelo transporte de calor e umidade das latitudes baixas para os subtropicais, representam o fator primordial para a formação e desenvolvimento dos CCM. Marengo et al. (2004) apontaram que uma das características das circulações na AS é a composição durante o verão de um jato, mostrando o aumento do transporte meridional de umidade oriundo da região equatorial. Paegle (1987), Torres e Nicollini (2002) e Rozante (2008) mostraram que o jato a leste dos Andes, produziu um ambiente favorável para a organização de convecção profunda. Nogués-Paegle e Berbery (2000) observaram na AS uma extensa área de convecção predominantemente noturna durante a primavera e o verão, situação essa capaz de alterar sistematicamente o elemento básico de precipitação no continente sul-americano.

Viana et al. (2009) avaliaram a contribuição dos CCM na precipitação do Estado do RS entre outubro e dezembro de 2003 e concluíram que aproximadamente 2/3 do volume de chuvas foi oriunda desses eventos. Os autores documentaram durante o período de estudo 22 sistemas (sete em outubro, sete em novembro e oito em dezembro), responsáveis por 63% da precipitação observada no trimestre. Além disso, o estudo mostrou que uma série de desastres naturais esteve associada à atuação de CCM no referido Estado.

2.3.3.2 Sistemas de escala sinótica

O termo ‘sinótico’ (do grego *synoptikos*) significa elaborar uma visão geral de um todo. As características de tempo na Região Sul do Brasil são influenciadas por fenômenos de escala sinótica tais como: massas de ar, sistemas frontais, ciclones extratropicais, anticiclones e bloqueios atmosféricos, e Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

Massas de Ar

As massas de ar são definidas como grandes porções horizontais de ar com propriedades termodinâmicas (temperatura e umidade) homogêneas, que são adquiridas na região onde se originam (PALMÉN; NEWTON, 1969). Uma massa de ar se forma quando uma considerável porção da atmosfera estabelece um prolongado contato com uma vasta região, cuja superfície possui características homogêneas (oceanos, florestas, desertos e geleiras). Por influência da superfície, a camada de ar adquire propriedades definidas e quanto mais prolongado o contato com a região, mais espessa torna-se a camada de ar influenciada pelas características do ambiente.

O principal sistema de classificação de massas de ar baseia-se nas propriedades térmicas da superfície sobre a qual elas se formam. Sendo assim, as massas de ar podem ser de origem ‘tropical’ (quente) e ‘polar’ (fria), com características de umidade representadas pelos termos ‘continental’ (seca) e ‘marítima’ (úmida) (MORAN et al., 1994). As condições de tempo associadas às massas de ar são descritas na Tabela 2.2.

Tabela 2.2 – Condições de tempo provocadas por invasão de massas de ar

Massa de ar	Condição de equilíbrio	Tipo de nuvens	Caráter da precipitação	Condição do vento	Visibilidade horizontal
Fria	Instável	<i>Cumulus</i> <i>Cumulonimbus</i>	Aguaceiro	Turbulento com rajadas	Boa
Quente	Estável	<i>Stratus</i> <i>Stratocumulus</i>	Contínua	Constante	Má (Nevoeiro)

Fonte: Varejão-Silva (2006).

Sistemas Frontais

Quando duas massas de ar de densidades diferentes se aproximam, as mesmas tendem a se manter individualizadas, conservando suas características particulares. Os *sistemas frontais* ou *frentes* são definidos como uma zona de transição entre duas massas de ar de diferentes densidades e temperaturas (PALMÉN; NEWTON, 1969). Nesta camada de transição, normalmente com vários quilômetros de espessura, se verifica a mistura de ar de ambas as massas (Figura 2.9). Esta transição pode ser muito abrupta se o gradiente de densidade (pressão atmosférica e temperatura) for intenso.

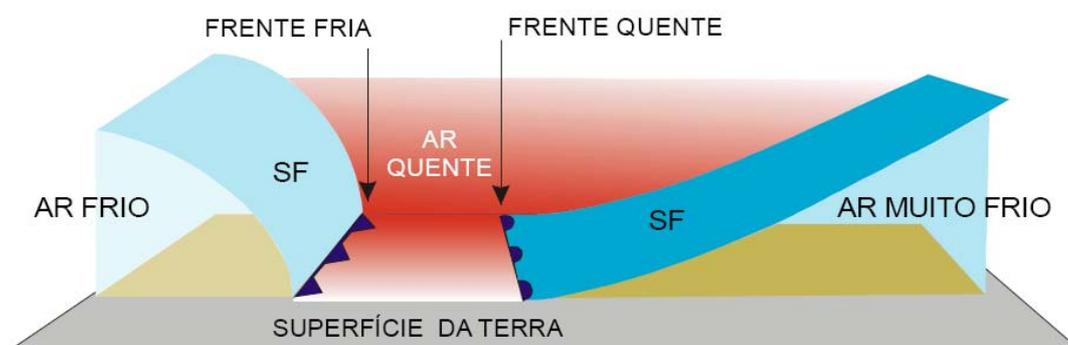


Figura 2.9 – Modelos de superfícies frontais (SF) de frentes frias e quentes.

Fonte: Adaptado de Varejão-Silva (2006).

As frentes são classificadas em função do movimento relativo das massas de ar em:

- Frente fria: quando uma massa de ar frio avança sobre uma massa de ar quente. Nesse caso, a massa de ar pré-frontal é quente e a massa de ar pós-frontal é fria.
- Frente quente: quando o ar quente avança sobre o ar frio. A frente quente possui um deslocamento mais lento em relação à frente fria, produzindo precipitações de fracas a moderadas.
- Frente Estacionária: quando ambas as massas de ar permanecem estacionadas. A precipitação associada é geralmente leve e estratiforme, mas pode tornar-se significativa se a frente permanecer estacionária por muito tempo.

- d) Frente Oclusa: quando uma frente fria ultrapassa uma frente quente pelo flanco leste ou equatorial da região de uma baixa pressão. A camada limite onde a frente fria encontra a frente quente é chamada de frente oclusa.

Satyamurty e Matos (1989) apontam que a AS é a única região do hemisfério sul que apresenta condições frontogênicas (formação e/ou intensificação de frentes) praticamente o ano todo. A região mais intensa em janeiro está situada no sul da Argentina e migra para norte em julho, ocupando o noroeste da Argentina e vizinhança, incluindo a Região Sul do Brasil. Durante a maior parte do ano (exceto no inverno) os sistemas frontais interagem com o ar quente tropical, provocando convecção profunda e, conseqüentemente, amplificando a precipitação na região.

Ciclones extratropicais

Ciclones extratropicais são centros de baixa pressão atmosférica que se formam a partir de uma zona de transição estreita entre duas massas de ar com características distintas (PALMÉN; NEWTON, 1969). O ar quente utiliza a superfície frontal como uma ‘rampa’, de modo que a frente fria alcança a frente quente, provocando o desaparecimento do setor quente à superfície e dando origem a uma frente oclusa (VAREJÃO-SILVA, 2006). Após a oclusão, a área de baixa pressão desprende-se, formando um ciclone (Figura 2.10). Esses ciclones variam de 200 a 3.000 km de diâmetro, movimentando-se de oeste para leste (CRITCHFIELD, 1974).

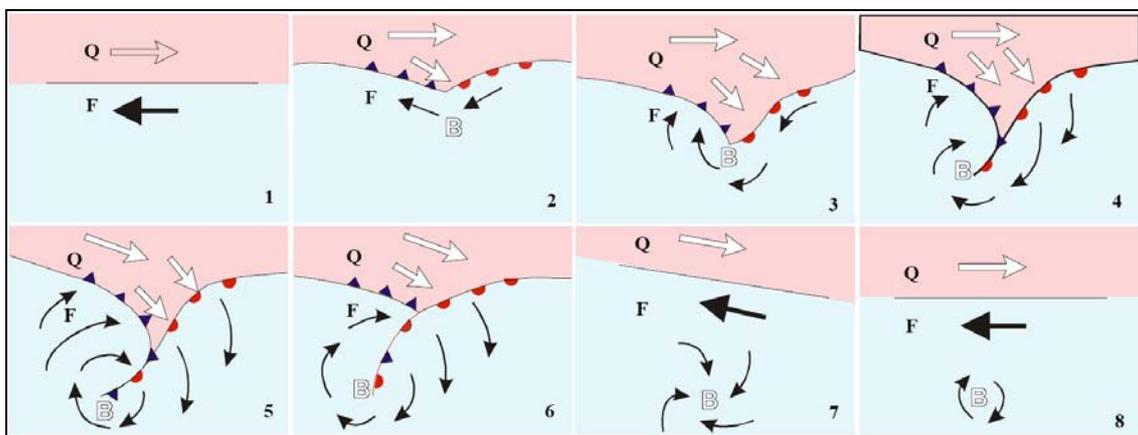


Figura 2.10 – Estágios de formação de um ciclone (centro de baixa pressão [B]).

Fonte: Adaptado de Varejão-Silva (2006).

Satyamurty et al. (1998) observaram que a área oceânica adjacente à Região Sul é um setor propício à formação e/ou intensificação de ciclones (ciclogênese). A maior frequência de ciclogêneses sobre o oceano ocorre no verão e sobre o continente no inverno (GAN; RAO, 1991). Os ciclones extratropicais, que se formam sobre o oceano Atlântico Sul, apresentam em geral um deslocamento para leste e/ou sudeste.

A ligação entre ciclogênese e precipitação consiste no suprimento de umidade, tanto da região amazônica, quanto de regiões marítimas, e apresenta grande importância na própria dinâmica da ciclogênese (GAN; RAO, 1991). Os autores mostraram que a variabilidade interanual da frequência de ciclogênese é consistente com as anomalias de precipitação observadas na Região Sul, concluindo que os anos de maior ocorrência de ciclogêneses são também os anos de maior volume de precipitação, e vice-versa. Necco (1982) notou uma tendência na intensificação dos ciclones sobre o oceano Atlântico Sul associada às anomalias positivas de Temperatura da Superfície do Mar (TSM). Gan e Rao (1991) observaram que tanto o número de ciclogêneses quanto o volume de chuvas da Região Sul do Brasil estão associados ao fenômeno *El Niño-Oscilação Sul* (ENOS).

Anticiclones e Bloqueios Atmosféricos

Os anticiclones são centros de alta pressão atmosférica, exibindo núcleos fechados, onde a pressão é mais alta que em seu entorno, provocando divergência do ar (AHRENS, 2000). Os anticiclones giram no sentido anti-horário no hemisfério sul e podem ser tanto móveis quanto semipermanentes. Os anticiclones móveis são originados a partir das deformações no escoamento do ar provocadas pelas ondas de Rossby, e causam perturbações nas condições de tempo ao se movimentarem, estando associado à passagem de frentes frias. Já nos oceanos, os anticiclones semipermanentes surgem em decorrência da ascensão do ar quente na região equatorial, que sofre subsidência ao redor dos 30° de latitude (Figura 2.11).

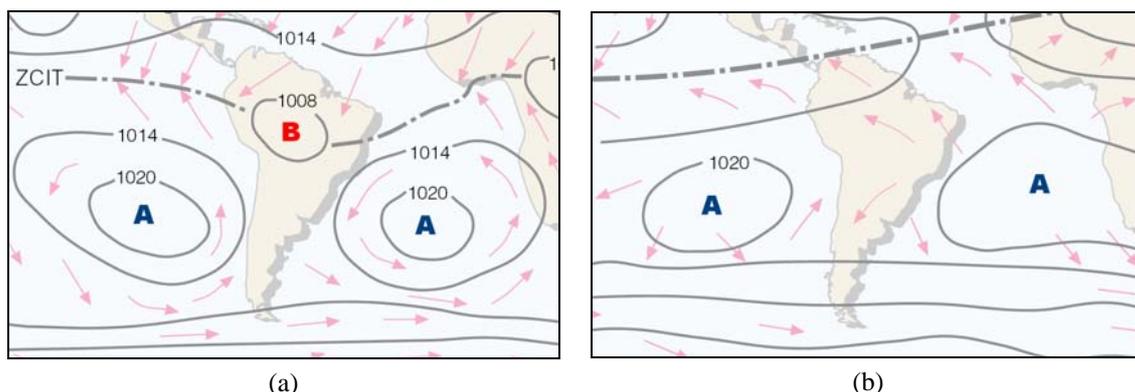


Figura 2.11 – Anticiclones semipermanentes (A) atuantes na América do Sul: (a) jan e (b) jul.

Fonte: Adaptado de Ahrens (2000).

Segundo Djuric (1994), os anticiclones podem ser de três tipos:

- a) Anticiclone quente: em geral alcança os altos níveis atmosfera (10 km) aparecendo em latitudes médias, entre 40° e 60°.
- b) Anticiclone frio: confinado nos níveis baixos da atmosfera (entre 1 e 3 km acima da superfície), coincidindo com o ar polar e movendo-se em direção ao Equador.
- c) Anticiclone de transição: associado com a frente polar, participando nas rápidas mudanças de tempo em latitudes médias. Estes anticiclones apresentam dois centros: um do tipo frio (núcleo a leste) e um do tipo quente (núcleo a oeste).

As anomalias anticiclônicas persistentes em uma determinada região são denominadas bloqueios atmosféricos. Essas anomalias normalmente ocorrem em regiões de latitudes mais elevadas em relação aos anticiclones semipermanentes (IAG, 2008). Uma das condições para ocorrência do bloqueio é a divisão do escoamento dos ventos de oeste em dois ramos, o que ocasiona o rompimento do padrão zonal (CASARIN, 1982). O bloqueio, por sua característica de permanência por um período de vários dias sobre uma região, causa condições de tempo bom na região de formação, e precipitação nas áreas adjacentes. Segundo Vitorino (2003), os episódios de bloqueios na Região Sul são capazes de promover a alteração do comportamento regional da precipitação. Marques e Rao (1996) mostraram que para os setores a leste e oeste da América do Sul a frequência dos bloqueios é maior durante os meses de inverno e primavera.

Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

A ZCAS é definida como uma persistente banda de nebulosidade que se estende desde o sul da Amazônia até a região central do oceano Atlântico Sul. A característica fundamental da ZCAS é a presença de um escoamento de umidade convergente em baixos níveis da troposfera, orientado no sentido NW-SE (KODAMA, 1992). A Figura 2.12 ilustra um episódio de ZCAS ocorrido em 19 de dezembro de 2008.

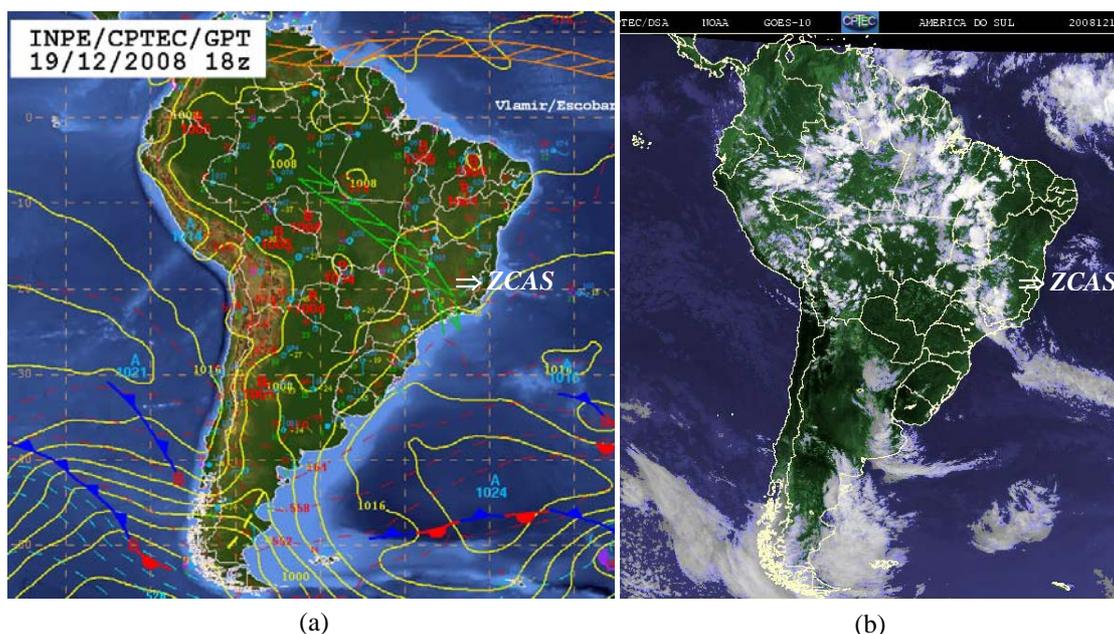


Figura 2.12 – Episódio de ZCAS: (a) carta sinótica de superfície e (b) imagem GOES-10.

Fonte: CPTEC (2008).

A ZCAS exerce um papel fundamental na transferência de calor e umidade dos trópicos para as latitudes médias e altas, sendo considerado o principal fator de contribuição da precipitação observada durante a estação chuvosa nas regiões Sudeste e Centro-oeste do Brasil (CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006). Segundo Gan et al. (2004), o início da estação chuvosa nas referidas regiões ocorre, em média, na segunda quinzena de outubro e o ápice, entre os meses de dezembro e fevereiro.

Episódios persistentes de precipitação sobre a região Sudeste do Brasil, onde a ocorrência da ZCAS foi documentada, foram associados a interações entre a convecção tropical sobre a AS e a passagem de sistemas frontais, oriundo de altas latitudes

(QUADRO; ABREU, 1994; CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006). A ZCAS apresenta importantes variações na sua organização espacial, na intensidade das chuvas e na circulação. Estas variações são muitas vezes responsáveis pela ocorrência de eventos severos, alagamentos e deslizamentos. Por outro lado, a descaracterização desse sistema pode representar longos períodos de estiagem ou má distribuição das chuvas sobre o Brasil (JONES; CARVALHO 2002; CARVALHO et al., 2004).

Nogués-Paegle e Mo (1997) observaram uma alternância entre as regiões Sul e Sudeste do Brasil na metade quente do ano, de modo que as anomalias positivas de precipitação no Sudeste estão associadas às anomalias de sinal oposto sobre o sul do Brasil, Uruguai e norte da Argentina. Sendo assim, embora a ZCAS não atue diretamente sobre o sul do Brasil (exceto na região norte do PR), ela é capaz de modular a precipitação da região, já que o fluxo de umidade oriundo da Amazônia é orientado para centro-leste do país nos períodos em que o sistema encontra-se ativo.

2.2.3.3 Sistemas de escala planetária

Entre os sistemas de escala planetária que influenciam a precipitação da Região Sul destacam-se o *El Niño*-Oscilação Sul (ENOS) e a Oscilação Decenal do Pacífico (ODP).

***El Niño*-Oscilação Sul (ENOS)**

A Oscilação Sul (OS) foi descoberta em 1924 por Gilbert Walker, que observou uma diferença na pressão atmosférica entre o Taiti (17°S e 150°W) e Darwin (12°S e 130°E). Já o termo *El Niño* refere-se ao aumento da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no oceano Pacífico Tropical, enquanto o *La Niña* é empregado para a fase oposta. Bjerknes (1969) foi o primeiro autor a propor uma conexão entre o *El Niño* e a OS. Atualmente os trabalhos referem-se ao fenômeno acoplado oceano/atmosfera ENOS. Entre os índices utilizados para medir o ENOS, está o Índice Niño Oceânico (*Oceanic Niño Index*, ONI), calculado a partir das anomalias médias de TSM de três meses na região do Niño 3.4 (entre 5°N e 5°S e entre 120°W e 170°W). Para ser configurado como ENOS as anomalias absolutas devem ser superiores a $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ e persistirem por, no mínimo, cinco meses consecutivos. A Figura 2.13 exemplifica as condições de ENOS.

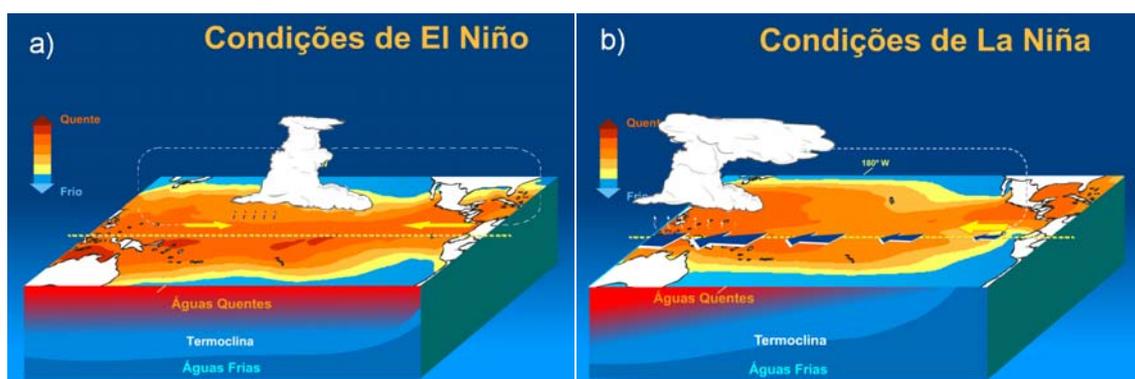


Figura 2.13 – Condições de (a) *El Niño* e (b) *La Niña*.

Fonte: Adaptado de CPTEC (2008).

Segundo Rasmusson e Arkin (1985), os padrões de circulação nos episódios de *El Niño* alteram-se da seguinte forma: a pressão ao nível do mar torna-se mais alta que o normal no oceano Pacífico tropical oeste e mais baixa no Pacífico tropical sudeste, as anomalias de TSM tornam-se positivas e os ventos alísios encontram-se enfraquecidos no Pacífico equatorial central e leste, a termoclina torna-se mais rasa no lado oeste e mais profunda no lado leste do Pacífico tropical, a convecção enfraquece no Pacífico oeste e aumenta a leste. Nos eventos de *La Niña* estas características são opostas às do *El Niño*.

Uma das explicações para a TSM modificar-se em associação com a OS segue a suposição de que o oceano responde às variações dos ventos superficiais. Durante o *La Niña*, os ventos alísios intensos carregam as águas aquecidas da superfície do Pacífico em direção à parte oeste deste oceano. Como consequência, ocorre a ressurgência de águas frias na parte central e leste do Pacífico, o que propicia a ocorrência de TSM menores que o normal. O *El Niño* ocorre devido ao enfraquecimento dos ventos alísios, permitindo o aquecimento das águas do Pacífico central e leste (PHILANDER, 1985).

Grimm et al. (1998, 2000), analisando a influência do ENOS na precipitação da AS, destacam que a Região Sul do Brasil apresenta fortes correlações entre as anomalias de precipitação e o fenômeno. Em episódios de *El Niño* a precipitação tende a ficar acima da média climatológica, especialmente na primavera, com um pico no mês de novembro. Já em anos de *La Niña* são observadas estiagens, também com pico em novembro, sendo essas mais fortes e consistentes que nos eventos de *El Niño*.

Oscilação Decenal do Pacífico (ODP)

O padrão da ODP é similar à variabilidade de TSM associada ao ENOS, porém o fenômeno possui maiores valores de amplitude em latitudes médias do que em latitudes baixas, maior extensão meridional das anomalias equatoriais e maior escala temporal (MANTUA et al., 1997). Os autores definiram um índice para medir a intensidade e a fase da ODP, baseado no primeiro modo da EOF das anomalias de TSM ao norte de 20°N no oceano Pacífico. No último século, a ODP apresentou um ciclo e meio, sendo duas fases quentes (1925 a 1946 e 1977 a 1998) e uma fase fria (1947 a 1976) (JISAO, 2008). A Figura 2.14 mostra os padrões de TSM para as fases quente e fria da ODP.

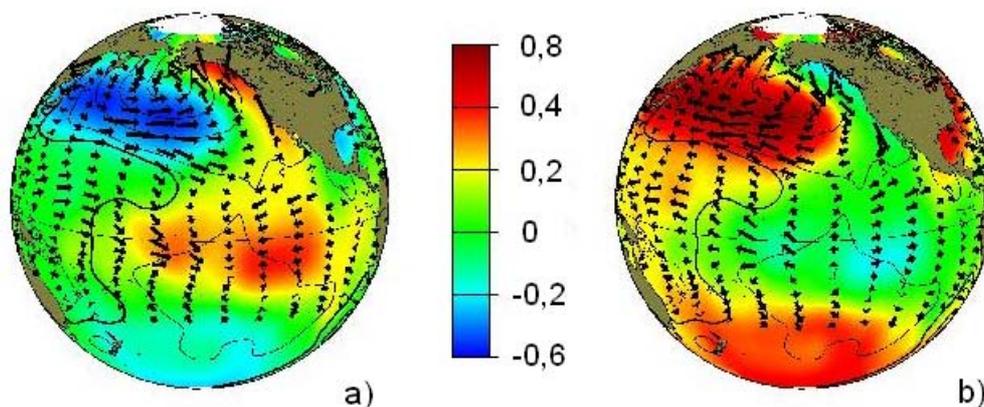


Figura 2.14 – Anomalias de TSM das fases (a) quente e (b) fria da ODP.

Fonte: Adaptado de JISAO (2008).

Andreoli e Kayano (2005) mostraram que as anomalias positivas de precipitação ao longo do sudeste da AS estão localizadas em uma posição mais ao sul na fase fria da ODP, comparada à fase quente. Rebello (2006), analisando a influência da ODP na precipitação do RS, encontrou uma associação entre a fase quente da ODP e anomalias positivas de precipitação, e vice-versa. Viana et al. (2008) avaliaram a associação da ODP na precipitação sazonal e anual da cidade de Porto Alegre (RS), nas últimas três fases. Os autores observaram que, durante as duas fases quentes da ODP, 91% da precipitação anual ficou em torno e acima da média, enquanto na fase fria, 93% esteve dentro e abaixo da média.

2.4 Técnicas de representação e análise da precipitação

Nas seções subseqüentes são descritos os conceitos fundamentais dos métodos utilizados neste trabalho para a representação e avaliação do comportamento espaço-temporal da precipitação.

2.4.1 Métodos de interpolação

Os métodos de interpolação consistem na estimativa do valor de um atributo em locais não amostrados, convertendo observações pontuais em campos contínuos. A premissa básica do processo de interpolação reside na hipótese de que os valores de um atributo tendem a ser semelhantes em locais próximos. Existem inúmeros métodos de interpolação, sendo que cada qual apresenta vantagens e também limitações.

Os interpoladores podem ser exatos ou aproximados. Os exatos honram os dados nos locais amostrados, enquanto os aproximados estimam os dados com base em critérios pré-estabelecidos, assumindo incertezas e respeitando as tendências globais. Entre os métodos de interpolação mais utilizados na estimativa de precipitação, obtida através de postos pluviométricos, estão o *vizinho mais próximo* e a *Krigagem*.

Vizinho mais próximo (*Nearest Neighbor*)

Também referenciado na literatura como *polígonos de Thiessen* ou *poliedros de Voronoi*, o método estima a função de distribuição cumulativa $\hat{G}(h)$ baseado nas distâncias h entre eventos em uma região de análise. O valor normalizado acumulado para uma distância h corresponde à soma dos vizinhos mais próximos de cada evento cuja distância é menor ou igual a h , dividido pelo número de eventos na região (CARVALHO; CÂMARA, 2004)

Esse interpolador deve ser usado quando se deseja manter os valores de cotas das amostras na grade sem gerar valores intermediários. Trata-se de um interpolador exato, local e determinístico. Este método é apropriado para dados nominais, não sendo recomendado para parâmetros contínuos.

Krigagem

O método de interpolação por *Krigagem* permite ao usuário caracterizar a dependência espacial das amostras. Esse procedimento é feito através da função *variograma*. O variograma é uma ferramenta básica de suporte às técnicas de geoestatística, que permite representar quantitativamente a variação de um fenômeno regionalizado no espaço (HUIJBREGTS, 1975).

A *Krigagem* pode comportar-se de duas maneiras distintas: como um interpolador exato, ou aproximado (*smoothing*). Isto depende da inclusão ou não da variabilidade aleatória do fenômeno, referida como *efeito pepita*. Este efeito revela a descontinuidade do semivariograma para intervalos menores do que a menor distância entre as amostras. Trata-se do valor da semivariância para a distância zero, representando a componente da variabilidade espacial que não está relacionada a uma causa específica.

O método de *Krigagem default* (padrão) realiza a *Krigagem Linear* ordinária (pontual), aplicando o modelo de variograma linear, com alcance e escala normalmente definidos pelo próprio aplicativo. A *Krigagem Linear* é indicada quando o usuário não conhece o comportamento da variável de estudo e, em geral, costuma produzir bons resultados. O modelo linear de variograma é dado pela Equação 2.1:

$$\gamma(h) = C(0) + p |h|^\alpha \quad (2.1)$$

em que $\gamma(h)$ representa a semivariância do alcance (h), $C(0)$ a variabilidade aleatória do fenômeno (efeito pepita), p indica a inclinação da reta representativa do variograma, e α o expoente de $|h|$ que, para o caso do modelo linear é igual a 1.

O outro método de interpolação por *Krigagem* consiste na *Krigagem anisotrópica*. Esse método demanda uma análise preliminar para identificação dos ângulos de anisotropia do fenômeno. Com base nos ângulos, os semivariogramas são ajustados aos modelos teóricos. Esta análise deve ser feita sobre os resíduos da regressão, já que esta é uma premissa da análise Geoestatística, que requer a estacionariedade dos dados, ou seja, a retirada da tendência espacial (BURROUGH, 1987).

O método de *Krigagem anisotrópica* com análise Geoestatística foi utilizado por Valeriano et al. (2002) para análise dos dados de precipitação no Estado de São Paulo. O procedimento consiste nas seguintes etapas:

- a) Estratificação dos dados em regiões geográficas homogêneas, levando em consideração os aspectos gerais do relevo;
- b) Análise de tendência geográfica da precipitação através de regressão linear múltipla dos valores observados em relação às coordenadas (x, y);
- c) Obtenção dos resíduos de precipitação (valor observado – valor estimado);
- d) Análise estrutural dos resíduos para identificação dos ângulos de anisotropia;
- e) Elaboração dos semivariogramas experimentais, ajustando-se a estes modelos teóricos (esférico, gaussiano e exponencial), a partir dos ângulos de maior e menor variabilidade espacial detectados;
- f) Obtenção dos parâmetros geoestatísticos (alcance, patamar e efeito pepita);
- g) Interpolação dos dados com base nos ângulos de anisotropia e dos parâmetros geoestatísticos calculados.

2.4.2 Regressão Linear Múltipla

A regressão linear múltipla consiste em estimar uma variável (dependente) com base em duas ou mais variáveis (independentes). A análise é freqüentemente utilizada na tentativa de encontrar uma possível relação entre as variáveis independentes, de forma a tentar explicar, estimar ou prever o comportamento da variável dependente. O modelo de regressão com duas variáveis independentes pode ser representado pela Equação 2.2:

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_{i1} + \beta_2 X_{i2} + \varepsilon_i \quad (2.2)$$

em que Y_i denota a resposta da i -ésima tentativa, X_{i1} e X_{i2} são os valores das variáveis independentes na i -ésima tentativa, β_0 , β_1 e β_2 são os parâmetros dos modelos, e ε_i são os erros, com $E[\varepsilon_i] = 0$ e $\sigma^2[\varepsilon_i] = \sigma^2$. Esse modelo de regressão é denominado *modelo de*

primeira ordem com duas variáveis independentes, sendo linear tanto nos parâmetros quanto nas variáveis aleatórias (KUTNER et al., 2005). A função de regressão linear múltipla com duas variáveis independentes, também conhecida como superfície de regressão, pode ser descrita por um plano, representado pela Equação 2.3:

$$E[Y] = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 \quad (2.3)$$

que fornece a resposta média ($E[Y]$) para uma determinada combinação de X_1 e X_2 . Os parâmetros β_1 e β_2 são chamados *coeficientes de regressão parciais*, pois refletem o efeito parcial de uma variável independente quando a outra é incluída no modelo. A representação do plano de regressão pode ser vista na Figura 2.15. Mais detalhes sobre modelos de regressão linear múltipla podem ser obtidos em Kutner et al. (2005).

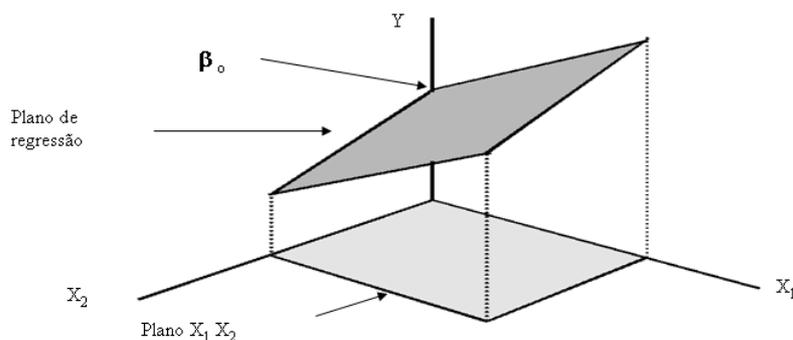


Figura 2.15 – Plano de representação do modelo de regressão linear múltipla.
Fonte: Adaptado de Kutner et al. (1995).

2.4.3 Testes de normalidade

A suposição de normalidade na distribuição de variáveis aleatórias é uma premissa básica para as análises estatísticas, podendo ser avaliada a partir de testes como Kolmogorov-Smirnov e normalidade dos resíduos da regressão.

Teste de Kolmogorov-Smirnov

O teste mede a distância entre os resultados de uma estimativa a ser testada e os valores associados à distribuição teoricamente verdadeira (STEPHENS, 1974). A estatística do teste (D) representa a diferença máxima entre as funções acumuladas de probabilidade observada (teórica) $[F(x)]$ e esperada (empírica) $[F(a)]$ (Equação 2.4).

$$D = \text{máx} | F(x) - F(a) | \quad (2.4)$$

Se o valor da estatística D calculada for maior que o D tabelado, conclui-se que a distribuição teórica não é válida, com certo nível de significância. Este teste é apropriado para dados ordenados e quando a variável apresenta distribuição contínua.

Teste de normalidade dos resíduos

Este teste é conduzido a partir dos resíduos da regressão linear múltipla das variáveis a serem testadas. Para que a normalidade seja aceita, é necessário que o coeficiente de correlação entre os resíduos e os valores esperados seja maior que o valor da estatística D tabelada (LOONEY; GULLEDGE, 1985). O valor de D é dado pelo coeficiente de correlação entre os resíduos ordenados e os valores esperados sob normalidade.

2.4.4 Análise de homogeneidade em séries de precipitação

Alterações nas condições de medição podem ocasionar erros sistemáticos nas análises de precipitação. Para verificar possíveis alterações nas condições de medição, análises de homogeneidade das séries podem ser feitas através do teste de dupla-massa (SANTOS et al., 2001). Este teste é bastante utilizado em hidrologia devido à sua simplicidade na aplicação e pela capacidade de detectar possíveis alterações no comportamento da precipitação. As análises devem ser efetuadas em postos dentro de uma mesma bacia hidrográfica ou em uma região climaticamente homogênea. A metodologia de aplicação do teste, proposta por Pinto et al. (1976), consiste em:

- a) Escolher vários postos pluviométricos de uma região homogênea sob o ponto de vista climatológico;
- b) Acumular os totais de precipitação de cada posto;
- c) Calcular a média aritmética dos totais de precipitação dos postos escolhidos;
- d) Plotar em um gráfico bidimensional os valores acumulados da média dos postos contra os totais do local a ser verificado.

Os pontos no gráfico devem estar dispostos aproximadamente sobre uma linha reta. Uma alteração brusca na direção dessa linha indica uma mudança nas condições de medição. A Figura 2.16a exemplifica uma situação ideal do comportamento da precipitação, enquanto a Figura 2.16b mostra um caso de anormalidade.

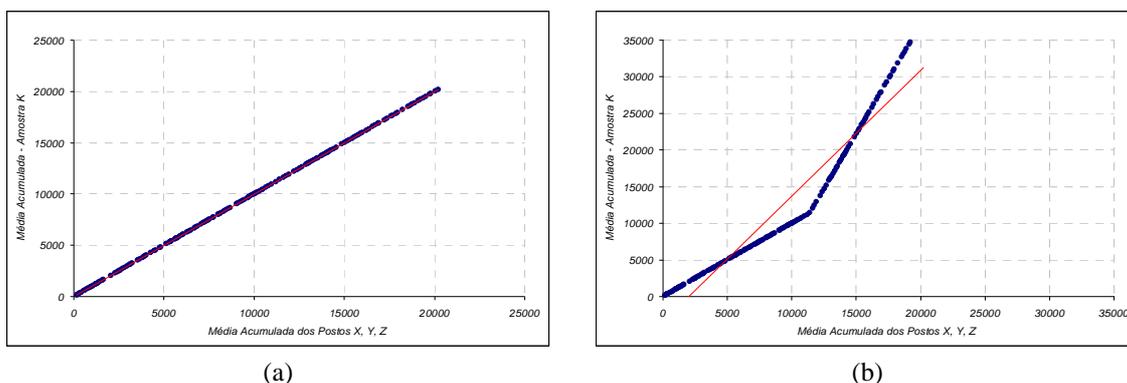


Figura 2.16 – Exemplos de gráficos para o teste de dupla-massa: (a) situação ideal e (b) anormalidade.

2.4.5 Análise de Tendência Geográfica

As diferenças estruturais e de orientação entre os compartimentos geomorfológicos, aliada à dinâmica dos mecanismos atmosféricos, sugerem diferentes graus e direções de anisotropia no comportamento da precipitação (VALERIANO et al., 2002). Nesse contexto, a análise da precipitação em relação à sua localização geográfica, combinada às diferentes configurações do relevo, pode ser feita através da regressão linear múltipla dos dados de precipitação em relação às suas coordenadas (latitude e longitude). Este procedimento será referenciado como *Análise de Tendência Geográfica*.

Segundo Burrough (1987), a retirada da tendência geográfica, a partir de regressão linear múltipla é uma premissa para as análises geoestatísticas. Wotling et al. (2000) e Valeriano et al. (2002) utilizaram a regressão linear múltipla da precipitação em relação às coordenadas a fim de obter os resíduos para o cálculo dos parâmetros geoestatísticos exigidos no processo de interpolação por *Krigagem*. A análise foi conduzida a partir da segmentação das feições geomorfológicas sendo que, Wotling et al. (2000) utilizaram análise de componentes principais enquanto Valeriano et al. (2002) avaliaram o relevo em função da predominância de alinhamentos em diferentes estruturas direcionais, que influenciam de maneira anisotrópica o comportamento espacial da precipitação.

Valeriano e Picini (2003) utilizaram, entretanto, as superfícies de tendência, geradas a partir das equações de regressão, para discutir a dinâmica sazonal dos principais sistemas atmosféricos produtores de precipitação no Estado de São Paulo (SP). Os autores mostraram que a ação do relevo conjugada aos mecanismos atmosféricos, tem o poder de condicionar tipicamente o comportamento local e regional da precipitação. A Figura 2.17 apresenta os resultados do trabalho de Valeriano e Picini (2003).

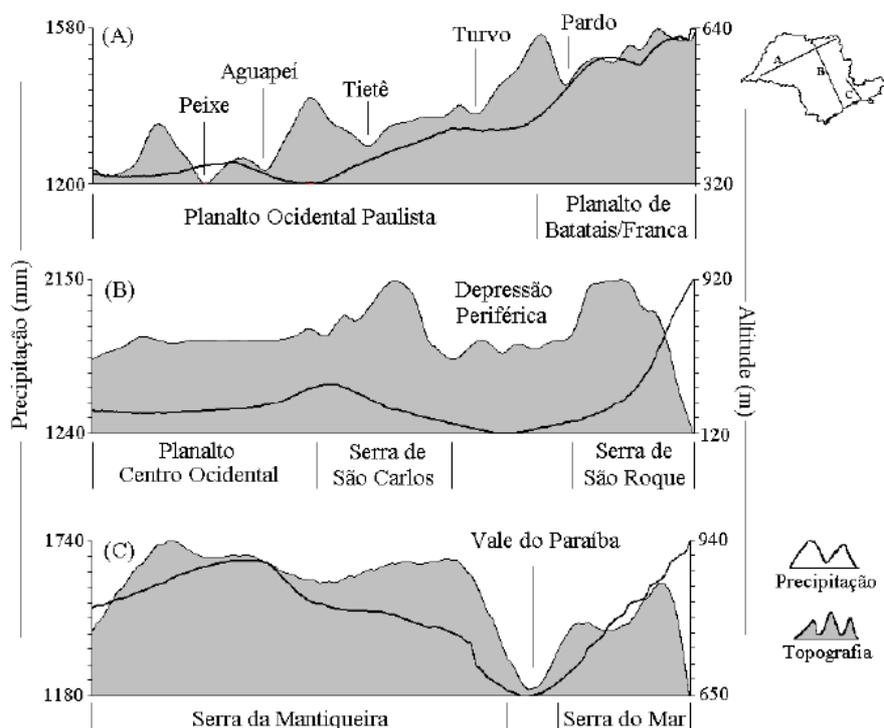


Figura 2.17 – Efeito da topografia sobre a precipitação no Estado de SP (em transectos).

Fonte: Valeriano e Picini (2003).

Juntamente com as equações de regressão, são obtidos os níveis de significância e o coeficiente de determinação (r^2), permitindo avaliar o quão expressiva é a tendência geográfica da precipitação. A partir das equações é possível obter também as superfícies de tendência, e parâmetros como a direção preferencial e o gradiente da variável. A direção pode ser estimada a partir do cálculo da orientação da superfície de tendência (aspecto), enquanto o gradiente pode ser obtido a partir da primeira derivada do ângulo, na direção de orientação. Todos esses parâmetros analisados em conjunto contribuem para a explicação da origem dos sistemas associados à precipitação.

2.4.6 Funções Ortogonais Empíricas (EOF)

Em estudos meteorológicos e climatológicos, a análise de Componentes Principais é comumente referenciada como Funções Ortogonais Empíricas (*Empirical Orthogonal Functions*, EOF). A EOF é uma técnica estatística multivariada que visa extrair da evolução temporal de uma determinada variável, os padrões espaciais e temporais de variabilidade e a sua localização no tempo. A magnitude da ‘importância’ de cada modo de EOF é dada pelo percentual da variância explicada por cada um desses padrões (BJÖRNSSON; VENEGAS, 1997).

A EOF permite a descrição de uma variável por um número relativamente pequeno de funções e coeficientes temporais associados, que explicam uma fração maior da variância total. A técnica permite também investigar processos geofísicos complexos, sendo possível explorar as variações conjuntas no espaço e no tempo de determinada variável. Além disso, Weare e Nasstrom (1982) salientam que os modos derivados desta técnica são favoráveis para interpretações físicas. Os autores colocam ainda que a técnica é adequada para variáveis passíveis de espacialização em grades regulares.

O cálculo da EOF, segundo Wilks (1995), envolve as seguintes etapas:

- a) Obtenção da matriz de variância-covariância ou de correlação;
- b) Cálculo dos autovalores e autovetores;
- c) Transformação linear do conjunto de dados;
- d) Obtenção dos coeficientes de expansão dos autovetores ou *loadings*.

Segundo Jackson (2003), a primeira etapa na determinação da EOF consiste no cálculo da matriz de covariância amostral S (ou matriz de correlação), a partir de uma matriz de dados de entrada. A matriz de covariância é recomendada quando a análise procura identificar ou isolar fortes variações no conjunto de dados. Já a matriz de correlação é preferencialmente utilizada quando as variáveis possuem dimensões ou escalas distintas, bastando dividir a matriz de covariância pelo desvio padrão (WILKS, 1995).

Para um problema genérico com p variáveis tem-se a matriz de covariância S dada por:

$$S = \begin{pmatrix} s_1^2 & s_{12} & \dots & s_{1p} \\ s_{21} & s_2^2 & \dots & s_{2p} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ s_{1p} & s_{2p} & \dots & s_p^2 \end{pmatrix} \quad (2.5)$$

em que s_i^2 é a variância da i -ésima variável (x_i) e s_{ij} a covariância entre a i -ésima (x_i) e j -ésima (x_j) variáveis, que pode ser descrita por:

$$s_{ij} = \frac{n \sum x_{ik} x_{jk} - \sum x_{ik} \sum x_{jk}}{[n(n-1)]} \quad (2.6)$$

em que k varia de 1 a n . Se as covariâncias não forem iguais a *zero*, existe uma relação linear entre as variáveis, de tal forma que a ‘intensidade’ desta relação é medida pelo coeficiente de correlação, dado por:

$$r_{ij} = \frac{s_{ij}}{(s_i s_j)} \quad (2.7)$$

A rotação dos eixos originais de coordenadas em torno de suas médias transforma as p variáveis correlacionadas (x_1, x_2, \dots, x_p) em p novas variáveis não correlacionadas. Os eixos de coordenadas dessas novas variáveis são descritos pelos vetores u_i (autovetores), os quais perfazem a matriz U das direções dos cossenos, usadas na transformação:

$$\mathbf{z} = [\mathbf{U}'[\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}]] = \mathbf{U}'\tilde{\mathbf{x}} \quad (2.8)$$

Aqui X e \bar{X} são vetores ($p \times 1$) de p observações das variáveis originais e suas médias, respectivamente. As variáveis transformadas, os autovetores, são também referidas como *modos*, *EOF's* ou *Componente Principal*. A i -ésima componente é dada por:

$$\mathbf{z}_i = [\mathbf{u}'_i[\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}]] \quad (2.9)$$

em que z_i possui média *zero* e variância l_i (a variância caracteriza-se como o i -ésimo autovalor). Os autovalores indicam o percentual da variância explicada por cada modo:

$$z_i = \frac{l_i}{Tr(L)} * 100 \quad (2.10)$$

Em que $Tr(L) = Tr(S) = s_1^2 + s_2^2 + L + s_p^2$. Mais detalhes sobre a formulação matemática desta técnica e aplicações nas ciências atmosféricas podem ser encontrados em Richman (1986), Sneyers e Goossens (1988), Wilks (1995) e Björnsson e Venegas (1997).

Além dos autovetores e autovalores, a análise de EOF retorna os *loadings* (elementos ou coeficientes dos autovetores) e os *scores* (observações transformadas). Os *loadings* são os coeficientes das componentes padronizados multiplicados pela raiz quadrada dos autovalores, indicando a correlação entre os modos e a série original de dados em cada ponto de grade. Os *loadings* podem ser usados para selecionar quais componentes são importantes para a explicação da variância de uma dada variável. Em geral os campos espaciais são expressos por meio dos *loadings*, ao invés dos autovetores.

Os *scores* representam as observações transformadas, indicando a série temporal de cada um dos modos. A partir dos *scores* é possível avaliar a importância de cada uma das componentes ao longo do tempo. Uma vez conhecido o padrão espacial associado a cada modo é possível saber, através dos *scores*, qual o período em que determinado modo é mais ou menos típico.

Convém destacar que os elementos das matrizes resultantes dependem da disposição dos dados na matriz de entrada. Richman (1986) destaca que em aplicações meteorológicas os dados são representados por três parâmetros: variável (precipitação, vento, temperatura, etc.), tempo (meses, dias, anos, etc.) e espaço (localização). Nessas aplicações os modos mais utilizados são: *S* (espacial), em que as variáveis são os pontos de grade e; *T* (temporal), em que as variáveis representam o tempo (Tabela 2.3).

O modo *S* isola subgrupos espaciais que co-variam similarmente. Nesse modo os autovetores e *loadings* mostram o comportamento espacial da variável, enquanto os *scores* indicam a série temporal dos modos. O modo *T* isola subgrupos de observações com características espaciais semelhantes, de modo que os autovetores e *loadings* representam a série temporal e os *scores* indicam o padrão espacial (RICHMAN, 1986).

Tabela 2.3 – Matrizes de entrada e saída de dados dos modos S e T de EOF.

Modo	Matriz de entrada de dados	Matriz de covariância ou de correlação	Matriz de autovetores e loadings	Matriz de scores
S	<p style="text-align: center;">Espaço</p> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;"> $\begin{matrix} 1 & \dots & n \\ \cdot & & \\ \cdot & & \\ \cdot & & \\ N \end{matrix}$ </div> <p style="text-align: center;">Tempo</p>	<p style="text-align: center;">Espaço</p> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;"> $\begin{matrix} 1 & \dots & n \\ \cdot & & \\ \cdot & & \\ \cdot & & \\ n \end{matrix}$ </div> <p style="text-align: center;">Espaço</p>	<p style="text-align: center;">EOF</p> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;"> $\begin{matrix} 1 & \dots & r \\ \cdot & & \\ \cdot & & \\ \cdot & & \\ n \end{matrix}$ </div> <p style="text-align: center;">Espaço</p>	<p style="text-align: center;">EOF</p> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;"> $\begin{matrix} 1 & \dots & r \\ \cdot & & \\ \cdot & & \\ \cdot & & \\ N \end{matrix}$ </div> <p style="text-align: center;">Tempo</p>
T	<p style="text-align: center;">Tempo</p> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;"> $\begin{matrix} 1 & \dots & N \\ \cdot & & \\ \cdot & & \\ \cdot & & \\ n \end{matrix}$ </div> <p style="text-align: center;">Espaço</p>	<p style="text-align: center;">Tempo</p> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;"> $\begin{matrix} 1 & \dots & N \\ \cdot & & \\ \cdot & & \\ \cdot & & \\ N \end{matrix}$ </div> <p style="text-align: center;">Tempo</p>	<p style="text-align: center;">EOF</p> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;"> $\begin{matrix} 1 & \dots & r \\ \cdot & & \\ \cdot & & \\ \cdot & & \\ N \end{matrix}$ </div> <p style="text-align: center;">Tempo</p>	<p style="text-align: center;">EOF</p> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;"> $\begin{matrix} 1 & \dots & r \\ \cdot & & \\ \cdot & & \\ \cdot & & \\ n \end{matrix}$ </div> <p style="text-align: center;">Espaço</p>

Fonte: Adaptado de Richman (1986).

A análise de EOF tem sido utilizada em inúmeros estudos climáticos. Kayano e Kousky (1992) analisaram a variabilidade intrasazonal nos trópicos utilizando dados de radiação de onda longa. A técnica foi empregada por Mo e Higgins (1998), também utilizando dados de radiação de onda longa, para examinar as características de circulação atmosférica e padrões de convecção na América do Sul. Carvalho et al. (2005) avaliaram as fases da Oscilação Antártica e suas relações com a circulação atmosférica, com base em dados de anomalias diárias de altura geopotencial em 700 hPa. Jones e Carvalho (2006) utilizaram a EOF para detectar possíveis alterações na atividade da Oscilação Madden-Julian, utilizando dados de anomalias de vento zonal em 200 e 850 hPa durante as estações de verão e inverno.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Fluxo geral de atividades

Nesta seção são apresentadas as principais etapas do processo de geração e análise dos resultados. Para o cumprimento dos objetivos estabelecidos nesta pesquisa, as principais atividades desenvolvidas consistem no(a):

- a) Precipitação: compatibilização da dimensionalidade dos dados de precipitação de postos pluviométricos com o produto 3B43/TRMM em uma grade regular com resolução espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, gerando um conjunto de dados mensais correspondente a 20 anos de observações, entre 1988 e 2007;
- b) Relevo: elaboração de um mapa com as principais feições geomorfológicas da região, com base em informações de altitude e orientação das vertentes, obtidas por meio do MDE/SRTM, juntamente com a classificação do relevo proposta pelo IBGE (2008);
- c) Climatologia: cálculo e espacialização das informações da climatologia da precipitação, desvio padrão, percentual de contribuição sazonal, e trimestres secos e chuvosos, correspondente ao período de estudo;
- d) Tendência geográfica: análise de tendência geográfica da precipitação através de modelo de regressão linear múltipla, com base nas regiões geomorfológicas identificadas (item b);
- e) Variabilidade: avaliação dos principais modos de variabilidade espaço-temporal da precipitação por meio da análise de EOF e identificação dos principais sistemas atmosféricos responsáveis pelos principais padrões observados.

A Figura 3.1 sintetiza as atividades descritas acima através de um fluxograma geral. O detalhamento dos procedimentos adotados em cada item é feito na seção 3.3.

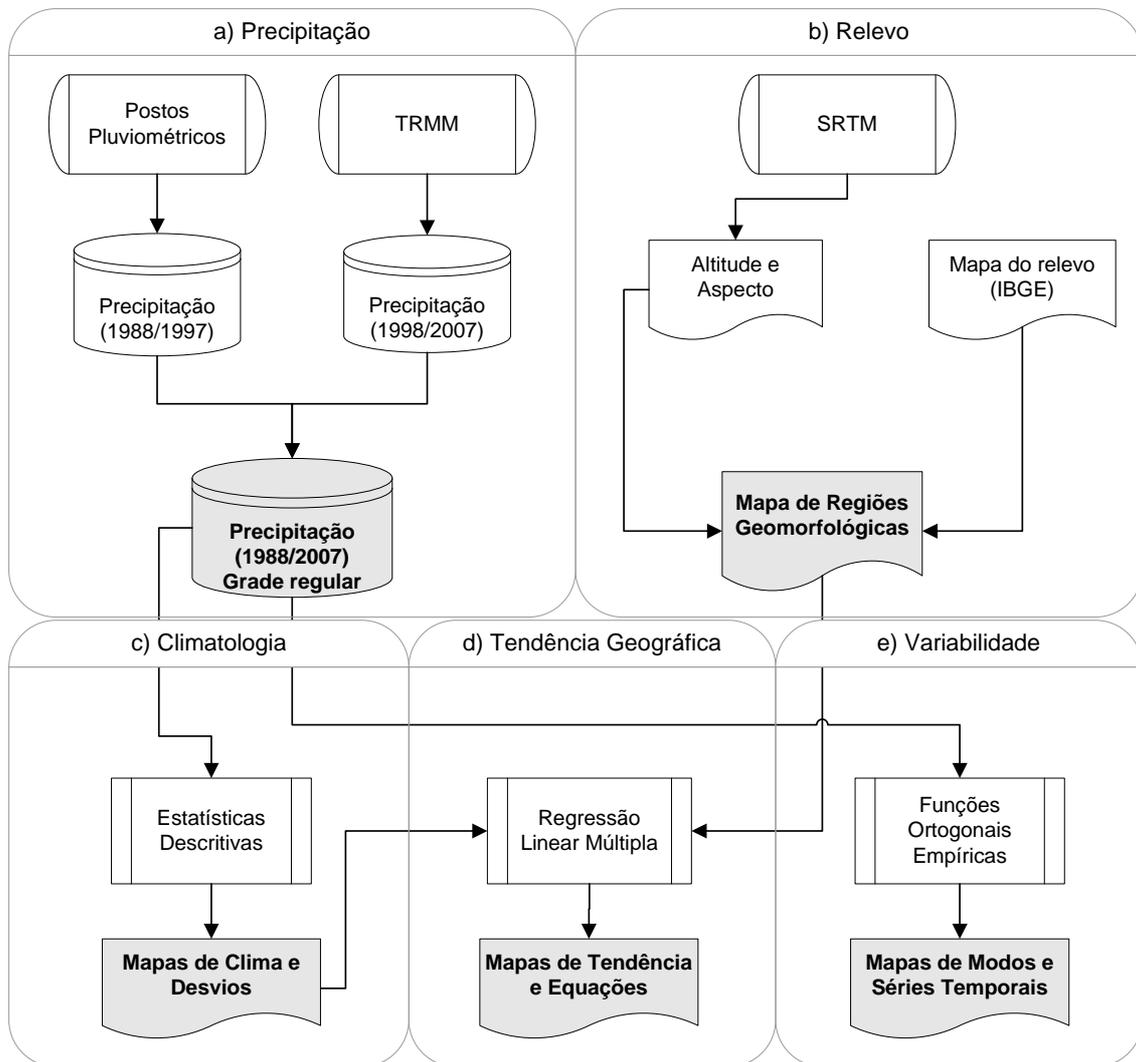


Figura 3.1 – Etapas do processo de geração dos resultados e análise da precipitação (as saídas destacadas em cinza indicam os principais resultados do trabalho).

3.2 Materiais utilizados

Nas subseções seguintes são descritas as principais características fisiográficas da área de estudo, bem como a origem dos dados utilizados no trabalho e os equipamentos e técnicas empregados ao longo da elaboração desta pesquisa.

3.2.1 Área de estudo

A área de estudo corresponde à Região Sul do Brasil, divisão político-administrativa que abrange os Estados do Paraná (PR), Santa Catarina (SC) e Rio Grande do Sul (RS) (Figura 3.2). A área total da região perfaz 576.410 km², localizando-se entre os paralelos 22°06' e 33°38' de latitude Sul e, entre os meridianos 57°25' e 47°19' de longitude a Oeste de Greenwich. A região possui uma população estimada em 2007 de 26,7 milhões de habitantes, que corresponde a 15% do total do país (IBGE, 2008). A escolha da área de estudo foi feita em razão de a região situar-se na zona subtropical, possuindo um regime de precipitação diferente do restante do Brasil.

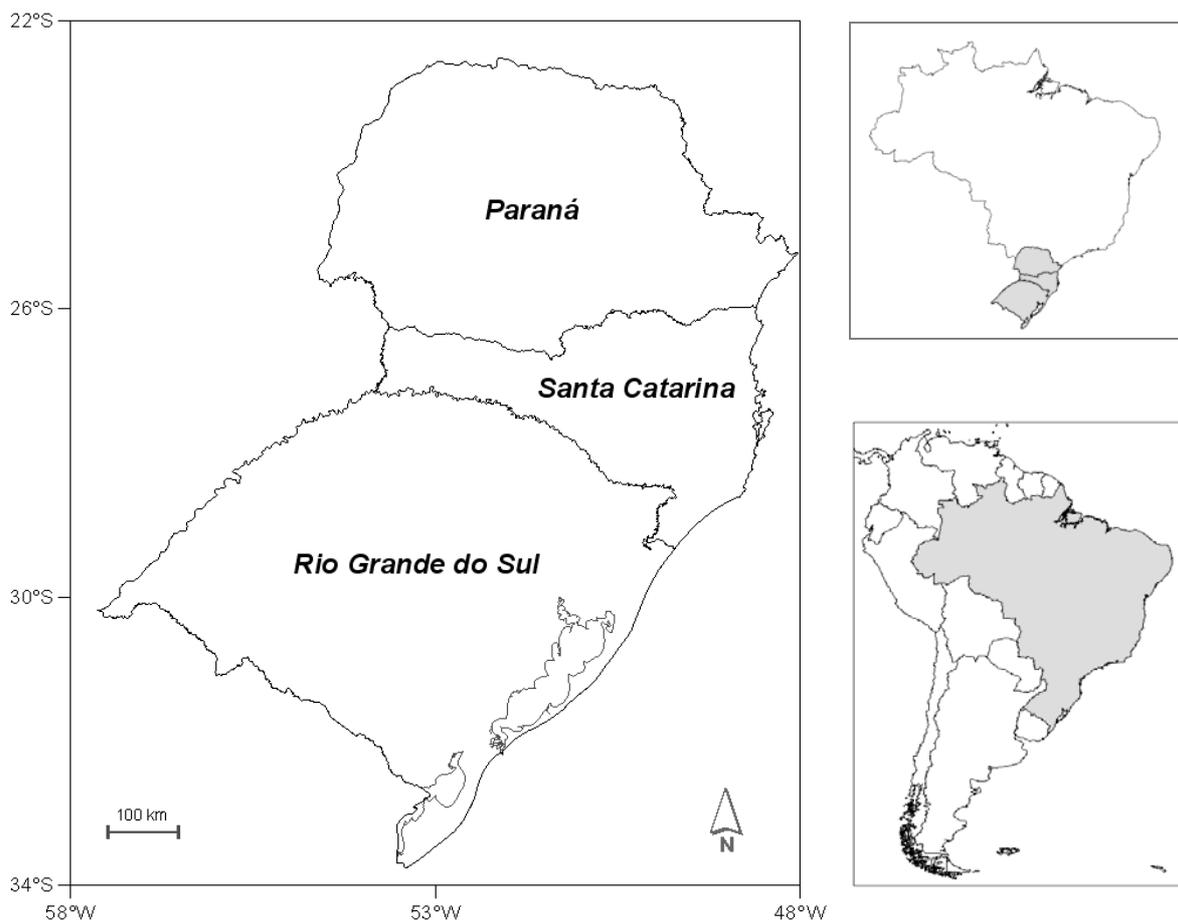


Figura 3.2 – Localização da área de estudo.

Fonte: Adaptado de IBGE (2008).

Cerca de $\frac{3}{4}$ do relevo da região é caracterizado por um conjunto de planaltos, serras e escarpas com altitudes elevadas (em torno de 1000 m) na parte leste, decrescendo em direção a oeste (cerca de 200 m) (IBGE, 1977). Grande parte deste setor é englobado pelo planalto da bacia sedimentar do Paraná, comumente referido como Planalto Meridional ou Planalto das Araucárias, onde predominam terrenos sedimentares com idades que variam desde o período Devoniano (400 Ma) até o Cretáceo (65 Ma) e rochas de origem vulcânica, básicas e ácidas, da era Mesozóica (entre 250 e 65 Ma) (ROSS, 1995). Já o Planalto Sul-rio-grandense, localizado no sudoeste do RS, apresenta diferentes litologias e gênese ao longo do Pré-Cambriano (idades inferiores a 540 Ma). Essa unidade possui um modelado com formas quase convexas, com níveis altimétricos em torno de 450 m. Por fim, os planaltos e serras do Atlântico leste e sudeste, situados na poção leste dos Estados do PR e SC, estão associadas ao cinturão do Atlântico e apresentam áreas planálticas que acompanham o sentido do litoral, delimitadas por escarpas. A gênese dessa área remonta ao período Pré-Cambriano, e está vinculada a vários ciclos de dobramentos acompanhados de metamorfismos regionais, falhamentos, extensas intrusões e sucedidos por ciclos erosivos (ROSS, 1995).

Nas áreas de contato do Planalto Meridional encontra-se a Depressão Periférica Sul-rio-grandense e a Depressão Periférica da borda leste da bacia do Paraná, esta última também referida como Patamar oriental da bacia do Paraná. Os contatos apresentam características morfogenéticas semelhantes, sendo que ambos foram quase totalmente esculpidos por sedimentos paleomesozóicos, oriundos da borda da bacia sedimentar do Paraná (ROSS, 1995). Nas demais áreas situam-se as planícies fluviais e/ou fluviolacustres e marinhas e/ou fluviomarinhas. Essas superfícies foram geradas por processos deposicionais ocorridos ao longo do Holoceno (11,5 Ka). As planícies fluviais e/ou fluviolacustres apresentam-se ao longo dos cursos dos principais rios da região, enquanto as planícies marinhas e/ou fluviomarinhas situam-se ao longo do litoral, especialmente no Estado do RS, onde sua abrangência espacial é maior.

A hidrografia da Região Sul apresenta dois sistemas de drenagem independentes. O primeiro composto pelas bacias dos rios Paraná e Uruguai e o segundo pela bacia do Atlântico Sul. O sistema Paraná-Uruguai configura-se como a principal rede

hidrográfica da parte meridional do continente sul-americano, formando um conjunto interligado à Bacia do Prata (IBGE, 1977). A bacia do Atlântico Sul é composta por rios de grande porte como o Jacuí, Itajaí e Ribeira do Iguape, entre outros. Além disso, o Estado do RS conta com um importante sistema lagunar ao longo da faixa litorânea, onde se destacam a Laguna dos Patos e a Lagoa Mirim.

O clima da região possui características distintas das demais áreas do País em função da sua posição latitudinal. Segundo a classificação climática de Köppen (1948), a região enquadra-se no tipo climático Fundamental C: climas temperados, com temperatura média do mês mais frio entre 18° e -3°C. No tocante à precipitação, a região caracteriza-se como tipo *Cf*, em que a letra *f* corresponde à ausência de estação seca. As principais massas de ar atuantes são: Equatorial Continental, Polar Atlântica, Tropical Atlântica e Tropical Continental (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Os diferentes tipos de solos encontrados na região refletem as condições subtropicais do clima. Nas zonas mais altas do Planalto Meridional são comuns solos formados a partir de rochas basálticas, compreendendo os Latossolos e Nitossolos, adjetivados como Vermelhos ou Brunos, respectivamente. Nas encostas de planaltos, áreas de relevo mais acidentado, ocorrem Neossolos Litólicos, Argissolos e Cambissolos. Em encostas menos íngremes é comum a presença de Chernossolos. Nas regiões da Campanha e depressão central do RS os Chernossolos possuem sua área de maior expansão geográfica, onde predomina um relevo suave, quase plano e, vegetação de gramíneas. Na faixa costeira, especialmente em torno da Laguna dos Patos e Lagoa Mirim, destacam-se solos desenvolvidos sob condições de excessos de água ou de areia, como Planossolos Gleicos, Gleissolos e Neossolos Quartzênicos (LEPSCH, 2002).

As características da vegetação também refletem a condição subtropical do clima. No PR e SC predominavam formações florestais, com destaque para as Florestas Ombrófila Mista e Densa, e Estacional Decidual e Semidecidual. No entanto, em função da ação antrópica, grande parte das características originais foram alteradas, dando lugar a atividades agropecuárias. No RS, além das formações florestais, predominam extensas áreas de campo, especialmente na porção sudoeste do Estado (IBGE, 1977).

3.2.2 Dados de precipitação

Para a avaliação da precipitação foram utilizados dados mensais de duas bases distintas: a) postos pluviométricos, cobrindo o período entre 1988 e 1997 e, b) estimativas de precipitação do produto 3B43 da plataforma TRMM, abrangendo o período entre 1998 e 2007. O detalhamento de cada uma das fontes é feito a seguir.

3.2.2.1 Postos pluviométricos

Na avaliação da precipitação do período entre 1988 e 1997 foi utilizado dados de 1.080 postos pluviométricos localizados nos três estados da Região Sul. Deste total, 70,5% situa-se no PR, 15,5% no RS e 14% em SC. A Tabela 3.1 mostra a quantidade de postos por Estado e a entidade responsável.

Tabela 3.1 – Quantidade de postos pluviométricos por Estado e a entidade responsável

<i>Estado</i>	<i>Entidade responsável</i>	<i>Qtde. postos</i>	<i>Percentual</i>
<i>PR</i>	Agência Nacional de Águas (ANA)	112	10,4%
	Companhia de energia elétrica do Paraná (COPEL)	7	0,6%
	Instituto Agrônômico do Paraná (IAPAR)	24	2,2%
	Usina Hidrelétrica de Itaipu Binacional (ITAIPU)	1	0,1%
	Klabin (KLABIN)	2	0,2%
	Manasa (MANASA)	1	0,1%
	Rede Ferroviária Federal SA (RFFSA)	3	0,3%
	Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental (SUDERHSA)	610	56,5%
	Tractebel Energia AS (TRACTEBEL)	1	0,1%
	<i>PR Total</i>	761	70,5%
<i>RS</i>	Agência Nacional de Águas (ANA)	141	13,1%
	Fundação Estadual de Pesquisa Agropecuária (FEPAGRO)	21	1,9%
	Instituto Nacional de Meteorologia (INMET)	6	0,6%
	<i>RS Total</i>	168	15,6%
<i>SC</i>	Agência Nacional de Águas (ANA)	145	13,4%
	Centrais Elétricas de Santa Catarina (CELESC)	4	0,4%
	Rede Ferroviária Federal SA (RFFSA)	2	0,2%
	<i>SC Total</i>	151	14,0%

Os dados mensais de precipitação dos postos foram obtidos através do Hidroweb, banco de dados da Agência Nacional de Águas (ANA, 2008), disponível no endereço: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>. Apenas os registros dos postos da FEPAGRO e INMET do Estado do RS foram adquiridos junto a estas instituições.

A distribuição espacial dos postos pluviométricos, ilustrada na Figura 3.3, mostra que num raio de 50 km os mesmos cobrem praticamente toda a região (círculos verdes). No entanto, o Estado do PR conta com uma densidade maior de postos, comparado ao RS e SC. Neste Estado cada posto cobre um raio de, no mínimo, 20 km (círculos amarelos).

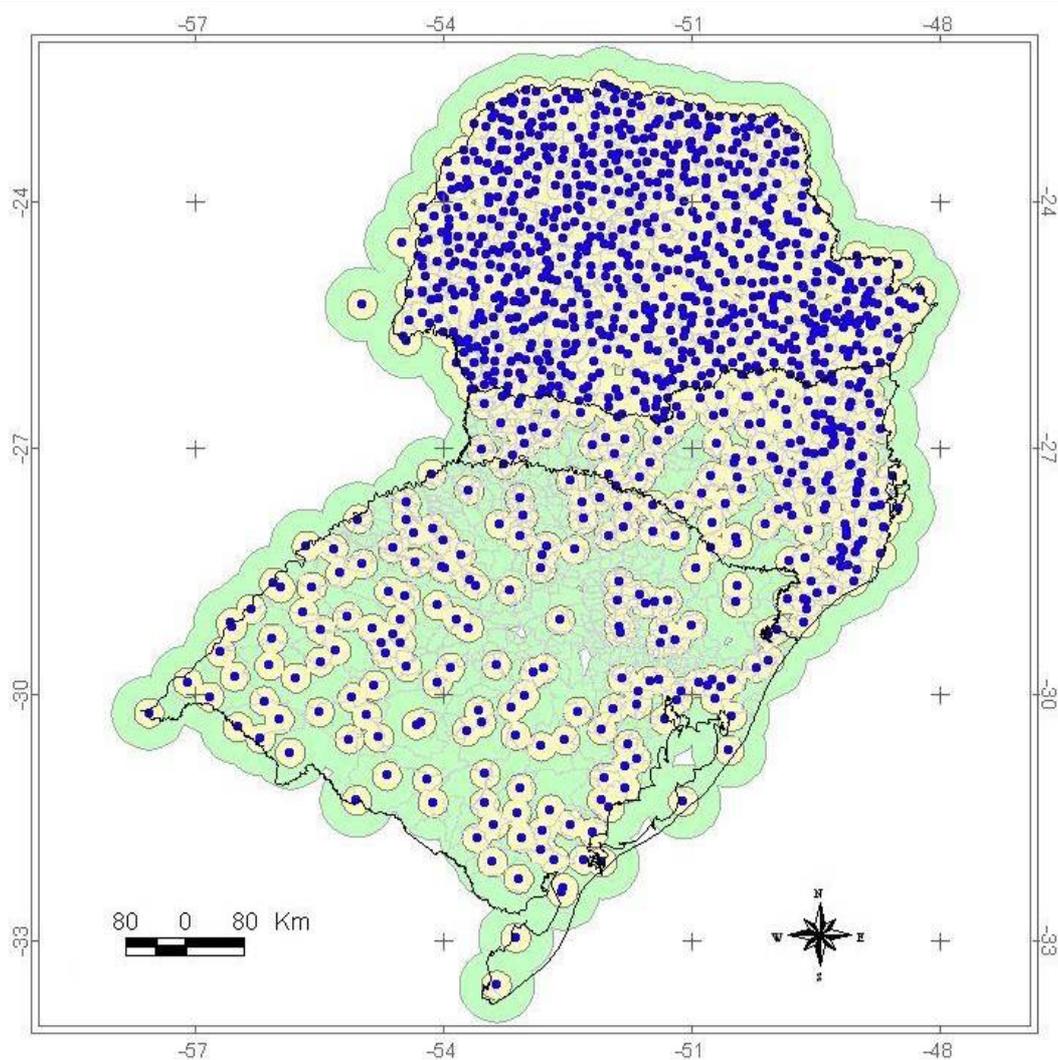


Figura 3.3 – Distribuição espacial dos postos pluviométricos (os círculos de raios de 50 km estão representados em verde, enquanto os de 20 km em amarelo).

3.2.2.2 3B43/TRMM

As estimativas de precipitação do 3B43/TRMM possuem resolução espacial de 0,25°, em unidades de mm/h. Os dados encontram-se no formato **.hdf (Hierarchical Data Format)*, disponíveis em: <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/data/datapool/TRMM_DP/>. Os dados 3B43/TRMM foram obtidos via internet, a partir do endereço acima.

3.2.3 Dados de altitude e relevo

Para a avaliação da altitude e cálculo do aspecto foi utilizado o MDE/SRTM. Estes dados foram processados e organizados por estado pelo Laboratório de Geoprocessamento do Centro de Ecologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul e encontram-se disponíveis para *download* no *site* do laboratório, no endereço: <http://www.ecologia.ufrgs.br/labgeo/SRTM_BR.php>. Foi utilizado também como ferramenta auxiliar na obtenção das principais feições do relevo a classificação proposta pelo IBGE (2008), disponível na escala 1:1 000 000 (Figura 3.4).

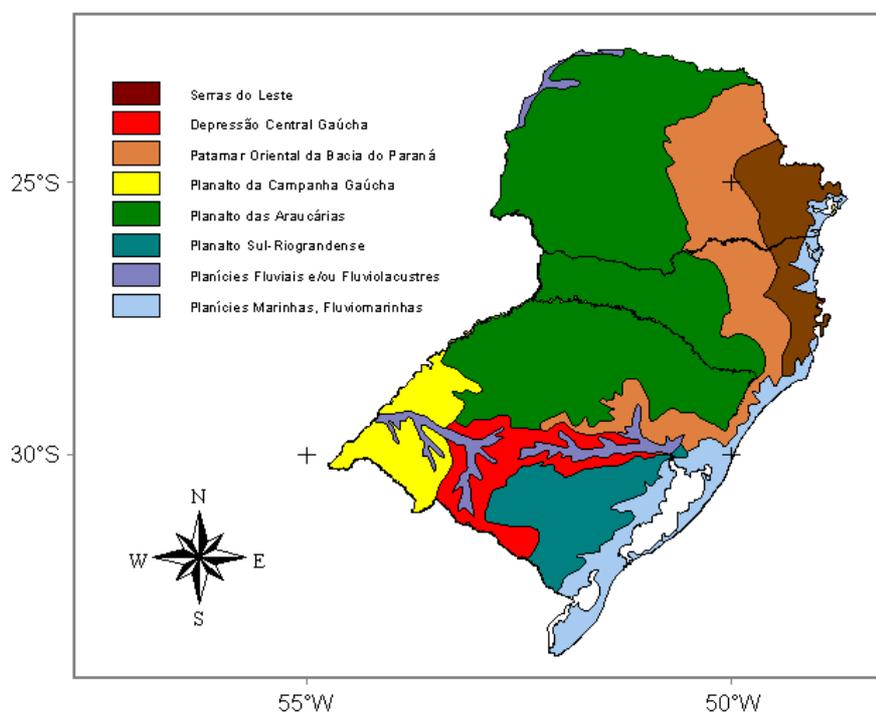


Figura 3.4 – Compartimentação do relevo da Região Sul Brasil.

Fonte: Adaptado de IBGE (2008).

3.2.4 Aplicativos e técnicas

Durante a execução deste trabalho, foram utilizados os seguintes aplicativos:

- *Microsoft Access 2003* (MICROSOFT CORPORATION, 2003): geração do banco de dados de precipitação;
- *Microsoft Excel 2003* (MICROSOFT CORPORATION, 2003): manipulação de planilhas em geral e geração de gráficos;
- *Statistica 6.0* (STATSOFT, 2001): análises estatísticas em geral;
- *SPSS 15.0 for Windows* (SPSS, 2006): análises de EOF;
- *Surfer 8.0* (GOLDEN SOFTWARE, 2002): geração dos mapas de precipitação média, desvios em relação à média, participação sazonal, trimestres secos e chuvosos, tendência geográfica e modos de EOF;
- *ENVI 4.3* (RSI, 2006): cálculo do modelo de aspecto;
- *IDL 6.3* (RSI, 2006): rotina para conversão de arquivos no formato **.hdf* (CONFORTE, 2008);
- Módulo *GS Scriptor* do aplicativo *Surfer 6.0* (GOLDEN SOFTWARE INC., 1995): importação e exportação de arquivos **.dat* e **.grd*, cálculo de média zonal, agrupamento e extração de pixels, interpolação dos resultados, geração de superfícies de tendências, cálculo do gradiente e direção;
- *Variowin* (PANNATIER, 1996): análises geoestatísticas;
- *Global Mapper v9.0* (GLOBAL MAPPER SOFTWARE LLC, 2007): manipulação e conversão de arquivos **.dem* (SRTM).

As técnicas empregadas neste estudo para avaliação da precipitação foram:

- Estatísticas descritivas: cálculo da climatologia e desvios de precipitação;
- Regressão linear múltipla: análise de tendência geográfica;
- Funções Ortogonais Empíricas (EOF): avaliação dos modos de variabilidade;
- Interpolações por *Krigagem* e *Vizinho mais próximo (Nearest Neighbor)*;
- Reamostragens: compatibilização das grades regulares e cálculo do aspecto;
- Testes de normalidade de Kolmogorov-Smirnov e dos resíduos da regressão: avaliação de normalidade dos conjuntos de dados.

3.3 Procedimentos adotados

3.3.1 Geração de grade regular da precipitação

Esta etapa consistiu na preparação dos dados de postos pluviométricos para conversão em grade regular, com a mesma resolução espacial dos dados TRMM. Para isso, os registros de precipitação foram organizados em um banco de dados, onde foi efetuada a análise de consistência e, em seguida, a compatibilização com a resolução das estimativas 3B43/TRMM. A Figura 3.5 apresenta o fluxo de atividades desta etapa.

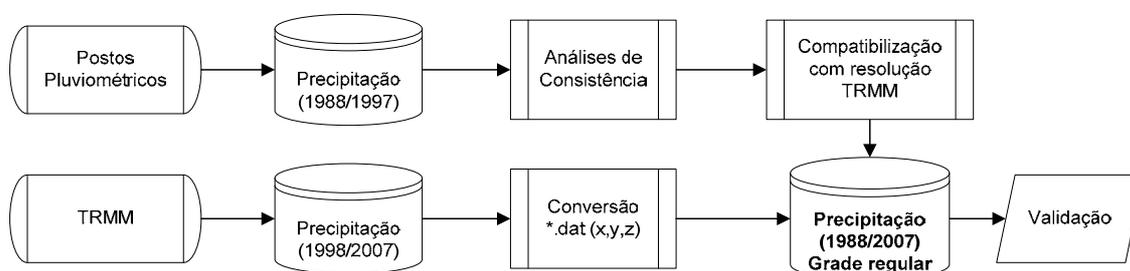


Figura 3.5 – Geração de grade regular da precipitação (as saídas destacadas em negrito indicam os produtos utilizados em outras etapas do processo).

O critério de seleção dos postos pluviométricos para avaliação da precipitação considerou a disponibilidade de dados num período superior a cinco anos consecutivos de observações diárias (50% do período total), entre 1988 e 1997. Cabe destacar que mais da metade do total de postos (58%) possuía a série completa de observações. A Tabela 3.2 resume a disponibilidade dos dados de postos pluviométricos na região.

Tabela 3.2 – Disponibilidade dos dados de precipitação dos postos pluviométricos

<i>Número de Anos</i>	<i>Número de Meses</i>	<i>Tempo de Cobertura</i>	<i>Quantidade de Postos</i>	<i>Percentual de Postos</i>
10	120	100%	623	58%
9	119-108	99-90%	305	28%
8	107-96	89-80%	41	4%
7	95-84	79-70%	28	3%
6	83-72	69-60%	37	3%
5	71-60	59-50%	46	4%
<i>Total</i>			1080	

A densidade média de postos pluviométricos por Estado, verificada na Tabela 3.3, mostra que o PR conta com a melhor resolução espacial dos dados, onde um posto cobre em média 262 km², equivalente a 0,16° x 0,16° de resolução. No Estado de SC, um posto pluviométrico é representativo de uma área em torno de 631 km² (cerca de 0,25° x 0,25°), enquanto no RS, estado com a pior densidade, um posto cobre, em média, 1.677 km² (aproximadamente 0,41° x 0,41°). Na média dos três estados, a densidade de postos pluviométricos ficou em cerca de 857 km², valor que corresponde a aproximadamente 0,29° x 0,29° de resolução espacial.

Tabela 3.3 – Densidade de postos pluviométricos por Estado

<i>Estado</i>	<i>Área km²</i>	<i>Postos Pluviométricos</i>	<i>Densidade (km²/Posto)</i>	<i>Resolução (Graus)</i>
Paraná	199.314,85	761	262	0,16° x 0,16°
Santa Catarina	95.346,18	151	631	0,25° x 0,25°
Rio Grande do Sul	281.748,54	168	1.677	0,41° x 0,41°
<i>Total</i>	576.409,57	1.080	857	0,29° x 0,29°

As observações mensais faltantes não foram estimadas já que o processo de interpolação utilizado neste trabalho (descrito na seção 3.3.1.2, pg. 77) realiza esse procedimento, dispensando, portanto, esta etapa. Além disso, o processo de estimativa de dados faltantes demandaria um trabalho exaustivo, devido ao volume de dados, consumindo um tempo muito grande.

3.3.1.1 Análise de consistência dos dados de postos pluviométricos

Para a realização deste trabalho priorizou-se a escolha de dados de precipitação consistidos no banco de dados Hidroweb (ANA, 2008). No entanto, muitas estações nesta base possuíam apenas dados brutos e, além disso, os dados dos postos pluviométricos FEPAGRO e INMET do RS, adquiridos junto a estas instituições, também não haviam sido consistidos. Sendo assim, foi necessária a realização de uma análise de consistência geral para toda a série de dados.

Para verificação de consistência das séries mensais de precipitação foram efetuados testes de normalidade na tentativa de separar e analisar apenas os valores acima de um determinado patamar. A normalidade dos conjuntos de precipitação foi avaliada através do teste de Kolmogorov-Smirnov. Após a aplicação do teste, constatou-se que os conjuntos de dados mensais não apresentavam distribuição normal. Sendo assim, foi adotado como critério para análise de consistência um limiar de corte de 450 mm, de tal forma que os dados superiores a este valor fossem avaliados individualmente em relação aos postos pluviométricos mais próximos. Os valores considerados duvidosos foram excluídos da base.

Por fim, a análise de consistência procurou verificar também os registros mensais com valor nulo (*zero*), sendo avaliados também os dados de postos pluviométricos mais próximos. Este procedimento foi realizado com o auxílio de mapas mensais de precipitação acumulada, disponíveis no *site* do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC, 2008). Da mesma forma que a análise anterior, os valores duvidosos foram excluídos.

3.3.1.2 Compatibilização para grade regular

Os dados mensais de postos pluviométricos (1988-1997) foram interpolados utilizando o método Vizinheiro mais próximo (*Nearest Neighbor*) com resolução de $0,05^\circ \times 0,05^\circ$. Este método foi escolhido já que preserva fielmente os dados originais medidos nos postos pluviométricos, bem como sua distribuição e abrangência espacial (GOLDEN SOFTWARE INC., 1995). Foram gerados ao todo 120 mapas mensais de precipitação (12 meses x 10 anos) em formato GRID ASCII (*.grd). Inicialmente, foi realizada uma operação de média espacial, em uma janela de tamanho 5×5 , gerando para cada pixel um valor médio referente a 25 pixels. A Figura 3.6 exemplifica o resultado deste procedimento, onde a Figura 3.6a mostra os dados espacializados pelo método *Nearest Neighbor* e, a Figura 3.6b, os dados após o cálculo da média espacial.

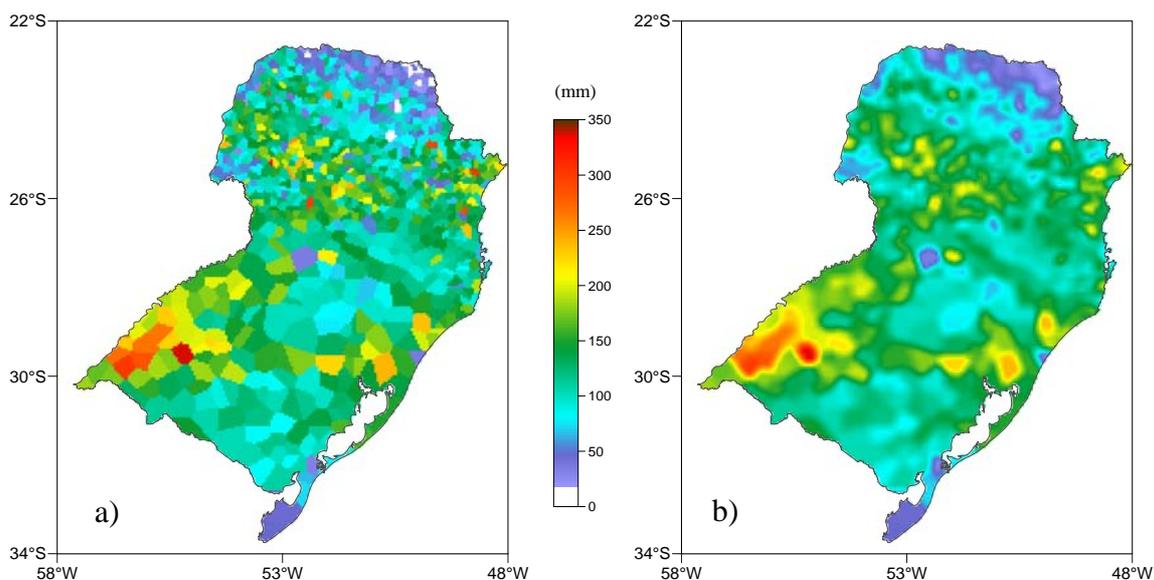


Figura 3.6 – Precipitação (mm) medida nos postos pluviométricos no mês de abril de 1989: (a) método *Nearest Neighbor* e, (b) após o cálculo da média espacial em janela de tamanho 5×5 .

Os dados de média espacial, na grade de $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ de resolução, (Figura 3.6b), foram convertidos para uma grade de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. Nesta etapa, o valor do pixel central, que contém a média de 25 pixels, foi extraído e atribuído a um único pixel com $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ de resolução. Sendo assim, a grade regular de postos pluviométricos resultante ficou com a mesma resolução espacial das estimativas de precipitação da plataforma TRMM. A Figura 3.7 mostra esquematicamente a operação de extração.

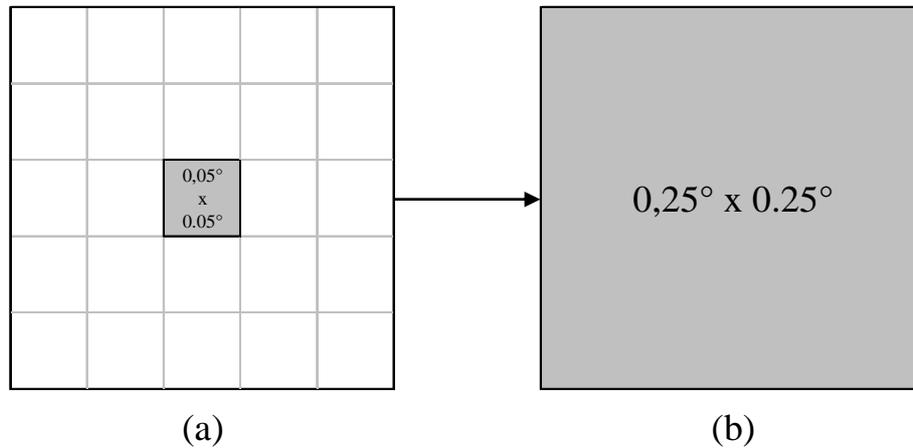


Figura 3.7 – Processo de extração: (a) dados numa grade de 0,05° para (b) uma grade com 0,25°.

Por fim, a grade final resultante foi convertida em formato XYZ (*.dat) e novamente importada para o formato ASCII GRID (*.grd). Este procedimento foi necessário para eliminar o erro posicional (erro de deslocamento de pixel) entre os dados TRMM e de postos pluviométricos. Após este procedimento foi possível a execução de operações aritméticas entre os dois conjuntos de dados.

3.3.1.3 Conversão dos dados TRMM

Os dados TRMM, inicialmente no formato HDF, foram convertidos através de uma rotina desenvolvida em linguagem IDL (CONFORTE, 2008) para leitura e extração dos valores de precipitação do 3B43. Foram obtidos apenas os dados inseridos na área de estudo, de modo que os mesmos foram convertidos para o formato ASCII (*.dat), possibilitando a leitura em outros aplicativos. Em seguida, foram gerados arquivos com extensão *.grd (*Surfer Grid Data*) para manipulação no aplicativo *Surfer 8.0*.

Os dados dos produtos 3B43 são expressos em milímetros por hora. Sendo assim, foi necessária a sua conversão em acumulados mensais. Este procedimento foi realizado na própria rotina desenvolvida em IDL (CONFORTE, 2008) para leitura e extração dos dados TRMM, sendo que os valores em mm/h foram multiplicados por 24 (número de horas do dia) e pelo número de dias (28, 29, 30 ou 31) de cada mês do ano.

Os dados mensais dos produtos 3B43 (1998-2007) foram interpolados pelo método *Nearest Neighbor* com a resolução original de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. Foram gerados ao todo 120 mapas mensais em formato GRID ASCII (*.grd). Os dados das estimativas de precipitação do 3B43 foram agregados aos dados de postos pluviométricos, totalizando um conjunto de dados com 20 anos de informações de precipitação mensal (1988-2007). A Figura 3.8 exemplifica os produtos finais de precipitação compatibilizados para a mesma resolução espacial ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$), sendo que a Figura 3.8a mostra o mapa obtido a partir de dados de postos pluviométricos e, a Figura 3.8b ilustra o produto 3B43 obtido pela plataforma TRMM.

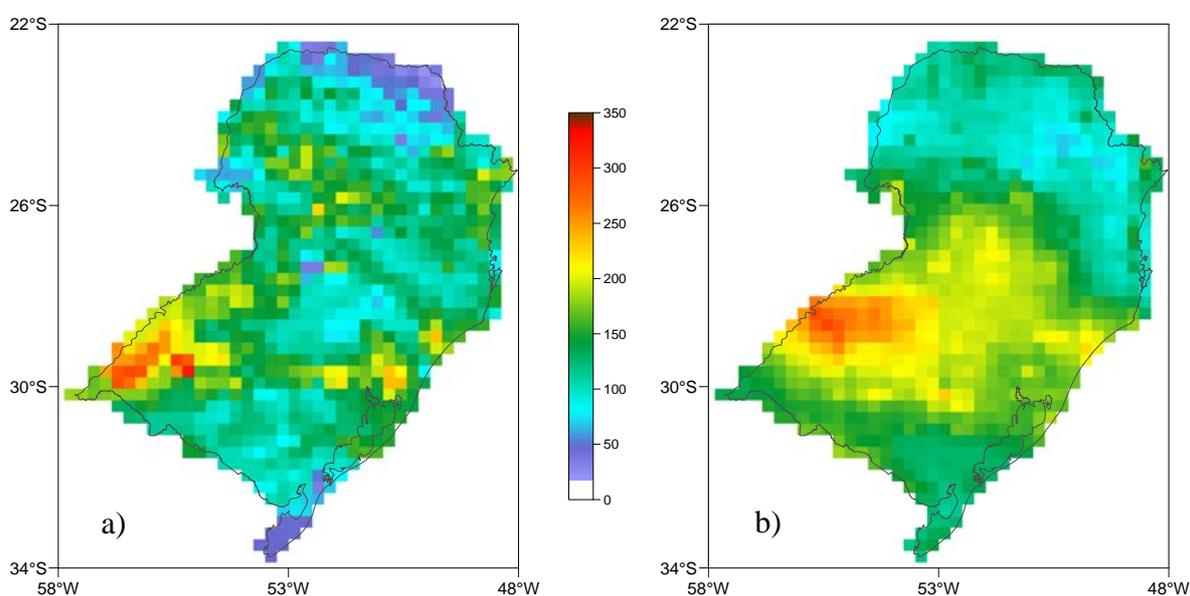


Figura 3.8 – Dados de precipitação (mm) em grade regular de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ de resolução espacial: (a) abril/1989 – postos pluviométricos e, (b) abril/1999 – 3B43/TRMM.

De posse de ambos os conjuntos, postos pluviométricos e dados 3B43/TRMM, em formato GRID ASCII (*.grd) na mesma resolução espacial ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$), foi possível realizar as análises climatológicas, de tendência geográfica e de variabilidade da precipitação. Estes conjuntos foram convertidos em arquivos no formato ASCII (*.dat), gerando um banco de dados de precipitação mensal acumulada, entre 1988 e 2007. A disposição dos dados em grade regular permitiu a identificação de cada uma das amostras no espaço, tendo sido gerado um número de identificação para cada ponto de grade, de modo a facilitar as operações na base de dados.

3.3.1.4 Validação da compatibilização e avaliação dos dados TRMM

Para realização desta etapa, foram selecionados postos na base de dados Hidroweb (ANA, 2008) com séries maiores que 19 anos (228 meses), entre 1988 e 2007. A seguir, foram escolhidos dez locais ao longo da área de estudo, onde foram selecionados de três a cinco postos para cada amostra a ser validada. Por fim, o valor da amostra foi comparado com a precipitação média dos postos escolhidos. A utilização da média de três a cinco postos se deve ao fato que um único posto cobre uma área relativamente pequena, em torno de 10^{-1} m^2 (KIDDER; HAAR, 1995), e o tamanho do pixel 3B43/TRMM corresponde à cerca de 625 km^2 ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$). Deste modo, a média entre os postos pluviométricos mais próximos representa uma melhor estimativa do total de precipitação registrado em um pixel.

A validação da compatibilização entre os dados de postos pluviométricos e 3B43/TRMM foi conduzida a partir do teste de dupla-massa (descrito na seção 2.4.4, pg. 58). Já a qualidade das estimativas de precipitação 3B43/TRMM foi avaliada a partir do cálculo do coeficiente de correlação de Pearson (r) (Equação 3.1), da raiz quadrada do erro médio quadrático (*root-mean square error*, RMSE) (Equação 3.2) e do viés (*bias*) (Equação 3.3):

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

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

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

em que x e y representam, nas Equações 3.1, 3.2 e 3.3, a precipitação média observada nos postos selecionados e a precipitação estimada em cada um dos locais amostrais, respectivamente.

O parâmetro RMSE é comumente utilizado para avaliar a confiabilidade de uma estimativa. Quando os valores de RMSE relativos são menores que 50%, as estimativas são consideradas confiáveis, ao passo que quando estes valores são superiores a 50% do valor de referência, as estimativas mostram baixa confiabilidade (FRANCHITO et al., 2009). Em geral utiliza-se o RMSE relativo, dividindo o valor calculado por um valor de referência. Para a representação do RMSE relativo foi utilizada como referência a precipitação média dos postos pluviométricos, onde o valor calculado para cada local amostral foi dividido pelo valor médio observado.

O viés indica se as estimativas, neste caso de precipitação, apresentam alguma tendência de superestimação ou subestimação, sendo avaliado através da magnitude e sinal. O viés relativo informa o percentual médio de super/subestimação, sendo calculado da mesma forma que o RMSE relativo, dividindo-o pela precipitação de referência. As comparações entre os dados TRMM e postos pluviométricos foram representadas através de tabelas e gráficos de correlação com as respectivas equações de tendência e valores de r^2 .

Convém destacar que o teste de dupla-massa foi feito com base nos dados de todo o período de estudo (1988-2007), enquanto a avaliação da qualidade dos dados 3B43/TRMM foi conduzida utilizando apenas o período comum entre os dados de postos pluviométricos e de sensoriamento remoto, entre 1998 e 2007. Ressalta-se ainda que o teste de dupla-massa não possui uma medida de concordância, pois se trata de uma análise de ajuste visual entre os dados observados. No entanto, para uma avaliação objetiva do teste, também foi calculado o coeficiente de correlação de Pearson, dado pela Equação 3.1.

3.3.2 Caracterização das principais feições do relevo

A divisão da área de estudo em regiões homogêneas do ponto de vista do relevo foi feita com base no MDE/SRTM e, no modelo de orientação das vertentes, sendo este último obtido a partir do MDE. Além disso, foi utilizada também a classificação do relevo proposta pelo IBGE (2008) (Figura 3.4). A Figura 3.9 apresenta o fluxo de atividades desta etapa, enquanto as subseções seguintes descrevem o detalhamento do processo.

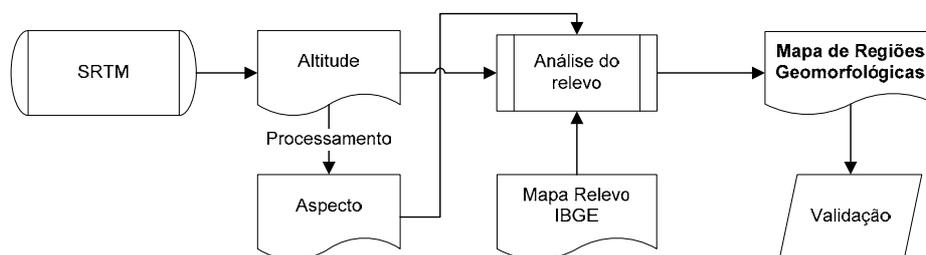


Figura 3.9 – Etapas do processo de caracterização das feições do relevo (as saídas destacadas em negrito indicam os produtos utilizados em outras etapas do processo).

3.3.2.1 Processamento e análise dos dados

O MDE/SRTM de 90 m ($0,0009^\circ$) de resolução espacial foi reamostrado pelo método de interpolação *Nearest Neighbor*. Esse procedimento fez-se necessário em função da escala de trabalho, que não requeria um alto grau de detalhamento. Foram testadas algumas resoluções para a reamostragem de $0,02^\circ$, $0,025^\circ$, $0,03^\circ$ e $0,05^\circ$, sendo que a que melhor representou a altitude em função da escala foi a de $0,02^\circ$ (2 km).

O aspecto, dado pela direção do vetor cujo módulo corresponde à declividade (VALERIANO, 2008), foi calculado no aplicativo ENVI 4.3 (RSI, 2006), a partir do MDE reamostrado para $0,02^\circ$. Assim como a altitude, foram testadas as mesmas resoluções para o cálculo do modelo de terreno, sendo que a que melhor representou o aspecto foi a resolução espacial de $0,025^\circ$ (2,5 km). A partir da análise visual dos dados de altitude, aspecto e características geomorfológicas comuns observadas na classificação do relevo do IBGE (2008), foram definidas as sub-regiões de análise. O MDE/SRTM auxiliou a delimitação das sub-regiões, permitindo maior detalhamento nas áreas limítrofes.

3.3.2.2 Validação da caracterização das feições

Para avaliação da coerência na escolha das sub-regiões, as mesmas foram submetidas a uma análise de predomínio de orientação das vertentes. Para cada uma das regiões escolhidas foi calculada a área em quilômetros quadrados correspondente às quatro principais direções de orientação: norte (entre 315° e 45°), leste (entre 45° e 135°), sul (entre 135° e 225°) e oeste (entre 225° e 315°).

3.3.3 Geração de estatísticas descritivas e espacialização

A partir do conjunto de dados mensais de precipitação foi calculada a média e o desvio padrão para os doze meses ano, correspondente ao período de 1988 a 2007. Com base nos valores mensais foram geradas as médias e os desvios padrão sazonais e anual. Em seguida, os dados com resolução de 0,25° foram interpolados para 0,01° para uma melhor representação visual das informações. A Figura 3.10 exemplifica o fluxo das atividades desenvolvidas ao longo desta etapa.

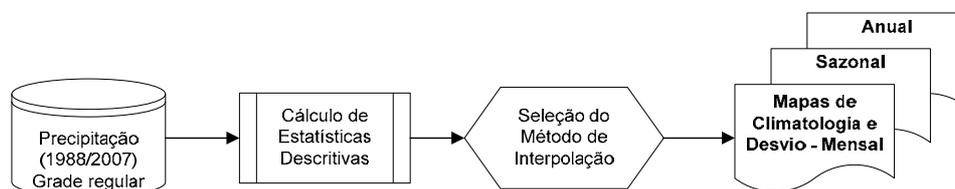


Figura 3.10 – Geração de estatísticas descritivas e espacialização dos dados (as saídas destacadas em negrito indicam os produtos utilizados em outras etapas do processo).

Na avaliação dos dados sazonais de precipitação, as estações do ano foram agrupadas da seguinte forma: a) verão: dezembro, janeiro e fevereiro (DJF), b) outono: março a maio (MAM), c) inverno: junho a agosto (JJA) e, d) primavera: setembro a novembro (SON). Como resultados, foram gerados 17 mapas de médias e 17 mapas de desvios padrão em formato GRID ASCII (vinte e quatro mensais, oito sazonais e dois anuais). As médias calculadas serão referenciadas daqui em diante como *climatologia* e o desvio padrão como *desvio da média*, sendo este último representado por meio do percentual em relação à climatologia observada. Foram elaborados também mapas correspondentes ao trimestre mais chuvoso e mais seco e mapas de contribuição sazonal da precipitação.

Para uma melhor representação visual da climatologia e dos desvios de precipitação, a grade regular com as amostras de precipitação com $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ foi interpolada para $0,01^\circ \times 0,01^\circ$ de resolução espacial. Nesta etapa foram testados dois métodos de interpolação, ambos por *Krigagem*: a) *Krigagem default* (padrão), com modelo de variograma Linear, e b) *Krigagem anisotrópica*, com ajuste do semivariograma e inclusão do efeito pepita.

Os resultados para a *Krigagem default* foram bastante satisfatórios, preservando a estrutura espacial dos dados, sem alterar o valor das amostras. Já os resultados para a *Krigagem anisotrópica* não foram adequados, apresentando uma generalização indesejável dos valores de precipitação. Sendo assim, o método escolhido para interpolação foi a *Krigagem default*.

3.3.4 Análise de tendência geográfica

A análise de tendência geográfica foi aplicada nos resultados da climatologia da precipitação (conjuntos mensais, sazonais e anual) a partir dos dados amostrais na resolução de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. Para realização desta etapa, as amostras foram agrupadas de acordo com as regiões geomorfológicas identificadas no presente trabalho. Em seguida, foi testada a normalidade dos conjuntos amostrais. O processo de análise de tendência forneceu as equações de tendência, coeficientes de determinação (r^2), direção e gradiente da precipitação. A partir das equações foram calculadas as superfícies de tendência sazonal e anual da precipitação. A Figura 3.11 sintetiza as etapas realizadas.

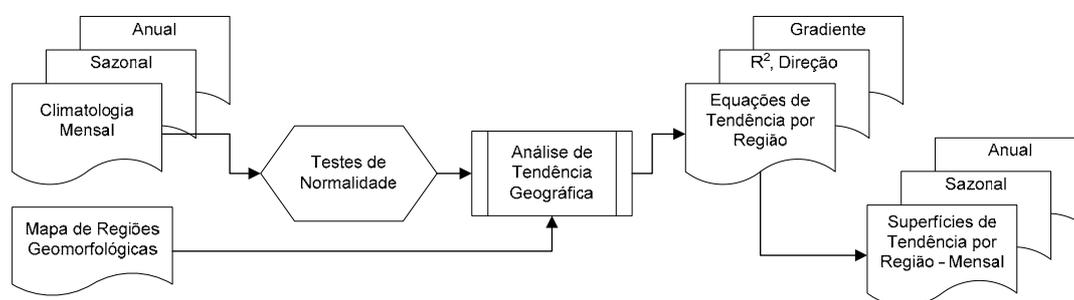


Figura 3.11 – Análise de tendência geográfica da precipitação.

Para a realização da regressão linear múltipla, as amostras devem possuir distribuição normal ou, ao menos, os resíduos da regressão devem apresentar normalidade (KUTNER et al., 2005). Sendo assim, as amostras de precipitação foram submetidas a uma avaliação de normalidade pelo teste Kolmogorov-Smirnov. Em 82% dos casos a normalidade foi aceita com 1% de significância estatística. Nos casos em que a normalidade não foi satisfeita, foi gerada a regressão linear múltipla e aplicado o teste de normalidade para os resíduos da regressão. Nesta análise, a normalidade foi aceita a 1% de significância, sendo que todos os valores foram maiores que o D tabelado.

Após a avaliação de normalidade, a análise de tendência geográfica da precipitação foi executada com base na metodologia aplicada por Valeriano et al. (2002) (descrita na seção 2.4.5, pg. 59). Para cada sub-região foram calculados os termos das equações de tendência, em relação à sua localização geográfica, utilizando-se regressão linear múltipla. Com base nessas equações foram geradas as superfícies de tendência. Através destas superfícies é possível estimar a orientação e o gradiente da precipitação.

3.3.5 Avaliação de modos de variabilidade

A variabilidade da precipitação foi avaliada a partir da análise de EOF com base nas anomalias de precipitação padronizadas. A Figura 3.12 exemplifica as etapas da análise.

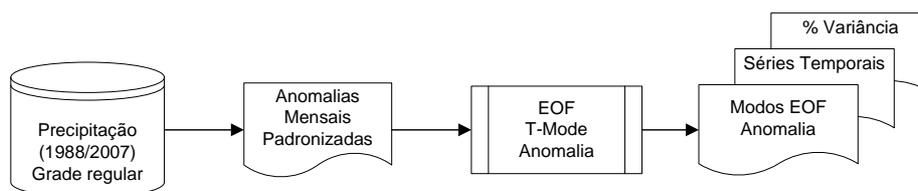


Figura 3.12 – Avaliação dos modos de variabilidade da precipitação.

A análise de EOF não rotacionada foi aplicada no modo temporal (T), utilizando-se a matriz de covariância. A escolha pelo modo T foi feita em razão deste permitir a análise de padrões espaciais sinóticos ou de fluxo (COMPAGNUCCI; RICHMAN, 2008). No modo T os *scores* capturam os padrões espaciais de entrada, enquanto os *loadings* permitem a localização desses padrões no tempo.

Os produtos derivados da análise de EOF foram utilizados nas interpretações: os modos de variabilidade foram avaliados através dos *scores*, as séries temporais de cada modo por meio dos *loadings*, e o percentual da variância explicada por cada modo através dos autovalores. A avaliação dos sistemas atmosféricos atuantes foi feita a partir dos boletins Climanálise, publicação mensal do CPTEC. Já a avaliação entre os padrões de anomalias de precipitação e os fenômenos de escala planetária foi feita a partir do índice ONI, para o ENOS e, das fases da ODP, conforme publicação do JISAO (2008).

As anomalias mensais padronizadas foram calculadas a partir dos conjuntos de precipitação mensal, totalizando 240 meses (1988-2007). A padronização é indicada para eliminação do efeito sazonal, característico de variáveis meteorológicas como a precipitação. O efeito sazonal é retirado pela subtração da média de cada mês, enquanto a divisão pelo desvio padrão faz com que os desvios variem dentro da mesma escala. De posse das médias (climatologia) para cada ponto de grade e dos desvios padrão, as anomalias mensais padronizadas foram calculadas a partir da Equação 3.4:

$$z = \frac{X - \bar{X}}{\sigma} \quad (3.4)$$

em que z corresponde à anomalia padronizada de precipitação, calculada a partir da subtração da média mensal da amostra (\bar{X}) e, dividida pelo respectivo desvio padrão de cada mês (σ). A matriz de entrada de dados para o cálculo da EOF foi organizada em modo T , com as amostras (pontos de grade) variando nas linhas e as anomalias mensais de precipitação (meses) nas colunas, totalizando 240 variáveis.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Validação do processo de compatibilização da precipitação

O processo de compatibilização dos dados de postos pluviométricos e estimativas de precipitação do 3B43/TRMM gerou 877 amostras para os 20 anos de observações, entre 1988 e 2007. As amostras, dispostas em uma grade regular de 0,25° de latitude x 0,25° de longitude, foram numeradas, permitindo a sua localização na base de dados. A Figura 4.1 ilustra a disposição das amostras e seus respectivos identificadores.

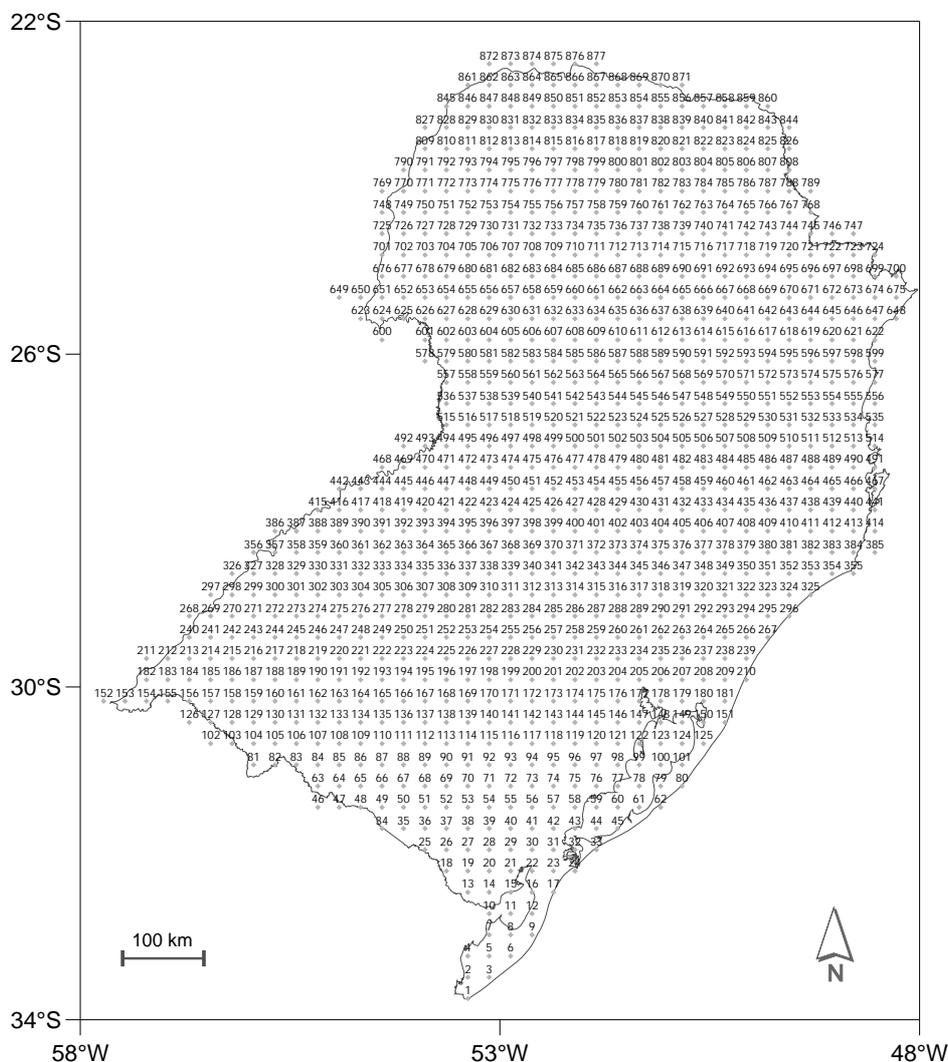


Figura 4.1 – Distribuição espacial das amostras de precipitação em grade regular (0,25° latitude x 0,25° longitude) numeradas para a Região Sul do Brasil.

Destaca-se que algumas amostras foram incluídas propositalmente fora do perímetro regional, já que alguns postos localizavam-se no limite regional ou até mesmo fora da área de estudo, sendo que os dados TRMM cobrem todo o retângulo envolvente (detalhes sobre a localização dos postos podem ser vistos na Figura 3.3, seção 3.2.2.1).

Para validação dos resultados da compatibilização entre dados de precipitação de postos pluviométricos e estimativas do 3B43, foram selecionados dez locais ao longo da área de estudo. As amostras de precipitação dos conjuntos de dados, bem como a localização dos postos pluviométricos selecionados podem ser visualizadas na Figura 4.2.

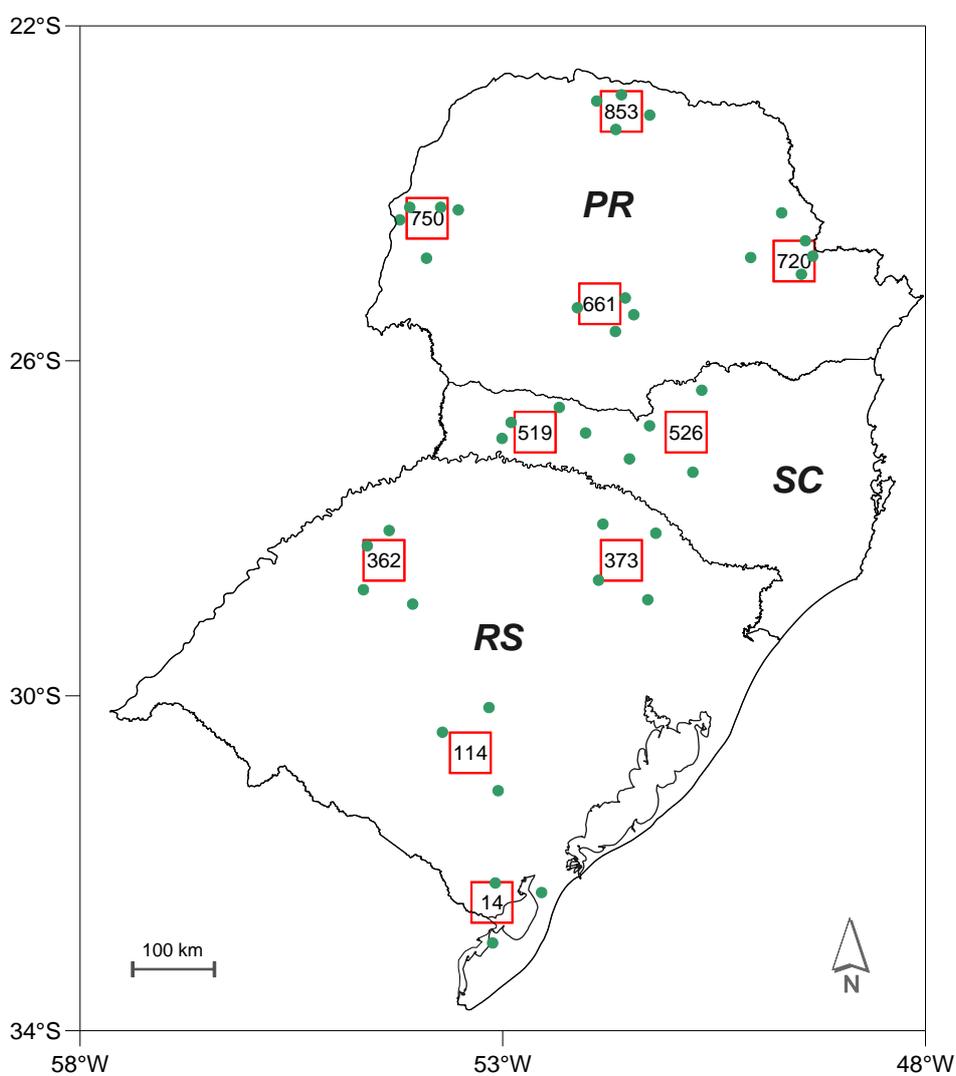


Figura 4.2 – Locais de validação da compatibilização da precipitação para a Região Sul do Brasil: amostras (vermelho) e postos pluviométricos (verde).

O teste de dupla-massa revelou que nenhuma das dez amostras selecionadas apresentou alteração quando as condições de medição foram modificadas. Em todos os casos, os valores acumulados ao longo dos 20 anos de observações se ajustam muito bem à reta. Todos os coeficientes de correlação calculados ficaram muito próximos de 1,0, variando entre 0,9989 (amostra 114) e 0,9999 (amostras 362, 661 e 750). A Figura 4.3 mostra os resultados do teste para o conjunto de dados mensal, bem como seus respectivos coeficientes de correlação. Embora não se tenha encontrado registros na literatura de trabalhos que utilizam duas bases de dados distintas como complementares para estudos de precipitação, nem tampouco do teste de dupla-massa para validação dessa combinação, os resultados revelaram que a compatibilização entre os dados de postos pluviométricos e de sensores remotos pode ser conduzida com sucesso. Em nenhum dos locais selecionados para a validação foi verificada mudança abrupta na curva acumulativa, o que pode ser percebido pelos gráficos da Figura 4.3, que mostram dados coerentes ao longo de toda a área de estudo.

A análise de correlação entre os dados de postos pluviométricos e as estimativas de precipitação do TRMM apresentou, assim como o teste de dupla-massa, resultados bastante satisfatórios. A avaliação dos 10 anos comuns de observações (1998-2007) mostrou que os valores de r ficaram em torno de 0,9, variando entre 0,87 (amostras 14 e 114) e 0,94 (amostra 853). A Tabela 4.1 apresenta os valores de correlação dos dados mensais de precipitação, juntamente com o RMSE e o viés, calculados para os dez locais amostrais selecionados. Os valores de correlação ($r \approx 0,9$) na análise dos dados mensais (Tabela 4.1) concordam com alguns estudos recentes acerca do produto 3B43/TRMM. Na avaliação realizada por Dinku et al. (2007) para a Etiópia, região leste da África, o coeficiente de correlação entre postos e dados 3B43 ficou em 0,92. Estes resultados foram classificados pelos autores como ‘excepcionalmente bons’, considerando a complexa topografia da região. No Novo México (EUA), Chiu et al. (2006) encontraram alta correlação temporal entre postos e o produto 3B43/TRMM, com valores de r superiores a 0,8. Esse bom ajuste decorre do fato de que, para o cálculo dos dados mensais, são usados, além das estimativas de precipitação do 3B42, dados de uma rede global de pluviômetros. Isso revela a confiabilidade dos dados 3B43.

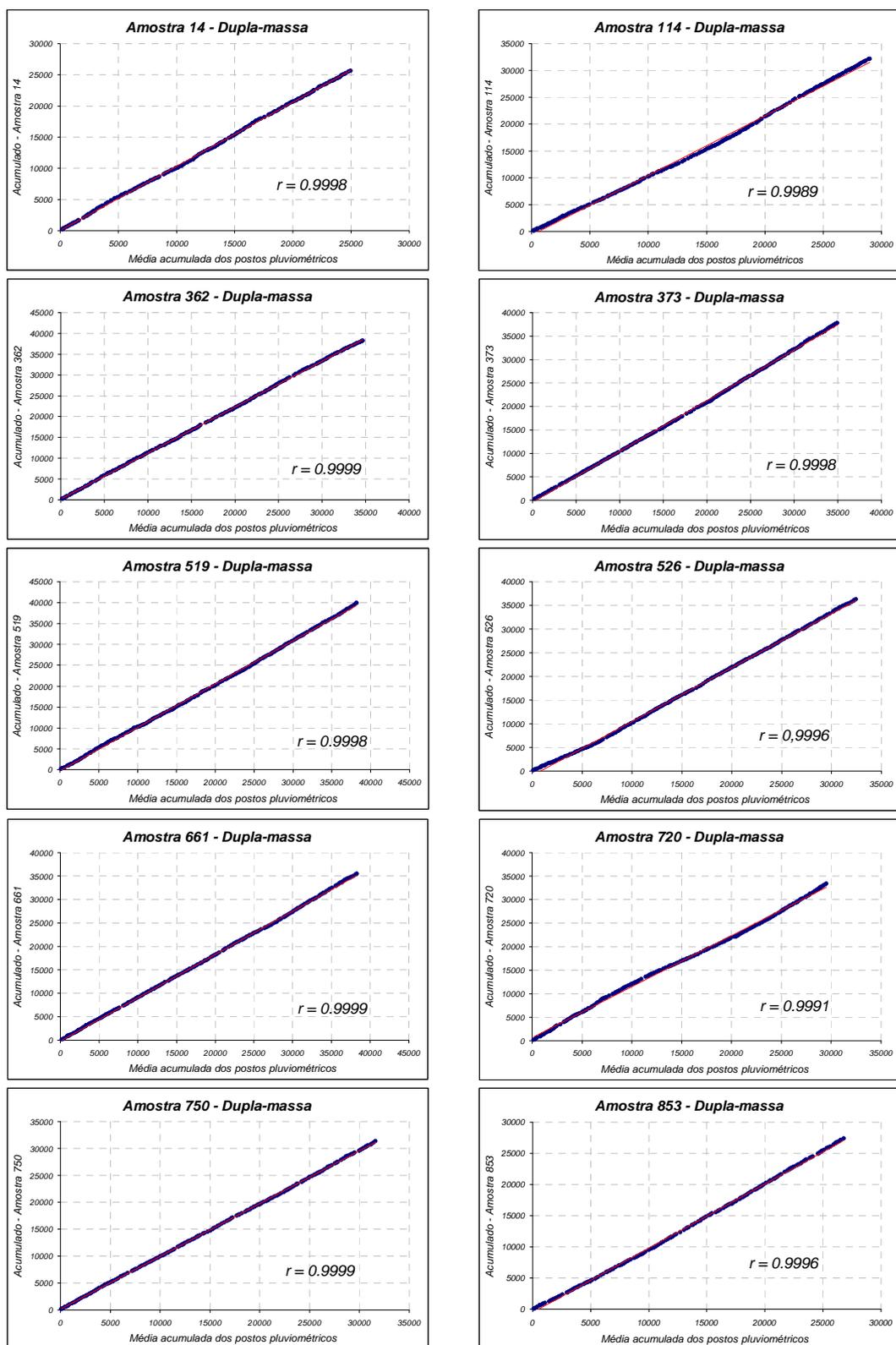


Figura 4.3 – Resultados do teste de dupla-massa para os conjuntos mensais acumulados de precipitação de postos pluviométricos (x) e 3B43/TRMM (y) em mm (a codificação dos locais está representada na Figura 4.2).

Tabela 4.1 – Valores de r , RMSE e viés para precipitação mensal entre 1998 e 2007

Amostra	Latitude	Longitude	Quant. Amostras	r	RMSE		viés	
					mm/mês	%	mm/mês	%
14	-32,47	-53,13	112	0,868	34,2	28,3	6,1	5,1
114	-30,68	-53,38	112	0,869	49,8	35,9	27,4	19,7
362	-28,38	-54,40	111	0,930	38,1	24,2	16,0	10,2
373	-28,38	-51,60	110	0,876	43,3	28,5	19,0	12,5
<i>Média RS</i>				0,886	41,4	29,2	17,1	11,9
519	-26,85	-52,62	108	0,914	41,9	24,9	14,5	8,6
526	-26,85	-50,83	108	0,892	44,0	30,6	25,3	17,6
<i>Média SC</i>				0,903	42,9	27,8	19,9	13,1
661	-25,32	-51,85	114	0,903	39,5	24,4	-8,8	-5,4
720	-24,81	-49,55	106	0,897	38,4	31,0	19,3	15,6
750	-24,30	-53,89	107	0,918	35,2	25,5	-1,2	-0,8
853	-23,02	-51,60	108	0,935	30,8	26,9	7,8	6,8
<i>Média PR</i>				0,913	36,0	27,0	4,3	4,0
<i>Média regional</i>				0,900	39,5	28,0	12,5	9,0
<i>Mínimo regional</i>				0,868	30,8	24,2	-8,8	-5,4
<i>Máximo regional</i>				0,935	49,8	35,9	27,4	19,7

A partir da análise dos valores de r entre os estados é possível observar que os maiores coeficientes foram verificados no PR – todos em torno de 0,9 –, onde o valor médio ficou em 0,913. Nos Estados de SC e RS os valores médios de r foram muito semelhantes, ficando em 0,903 e 0,886, respectivamente (Tabela 4.1). Percebe-se que os valores de r , em geral, decrescem à medida que aumenta a latitude, sugerindo que as melhores estimativas são obtidas em latitudes baixas.

Em relação à distribuição geográfica dos coeficientes de correlação, foi possível observar que as amostras com valores de r iguais ou superiores a média regional (0,9) foram verificadas no setor centro-oeste da região (amostras 362, 519, 661, 750 e 853) (Figura 4.2 e Tabela 4.1). Este setor corresponde à unidade de relevo do Planalto Meridional, conforme a classificação proposta pelo IBGE (2009). Dessa forma, as estimativas 3B43 mostraram-se mais bem correlacionadas às unidades de relevo menos complexas e com menores altitudes, como é o caso deste setor do planalto.

O valor médio do RMSE relativo calculado para a Região Sul ficou em 28%, variando entre 24,2% e 35,9% (Tabela 4.1). Os dados revelaram que as estimativas do 3B43/TRMM são confiáveis para a região, já que nenhuma das amostras apresentou

RMSE relativo superior a 50%. Estes valores foram muito semelhantes às avaliações realizadas por Dinku et al. (2007), onde os valores de RMSE relativo na Etiópia ficaram em torno de 25%. O valor médio regional em mm/mês ficou em 39,5, variando entre 30,8 e 49,8 (Tabela 4.1). A avaliação do RMSE por Estado revelou um comportamento semelhante à análise de correlação, onde os menores valores médios de RMSE foram observados no PR (27%), enquanto os maiores foram verificados no RS (29,2%) (Tabela 4.1). A distribuição geográfica do RMSE também apresentou comportamento semelhante à análise de correlação.

O viés relativo médio calculado para os dez locais amostrais ficou em 9%, variando entre -5,4% (amostra 661) e 19,7% (amostra 114) (Tabela 4.1). Esse resultado mostra uma tendência geral de superestimação da precipitação na região. Dinku et al. (2007) encontraram valores de viés positivos em torno de 10% na Etiópia. No Brasil, a tendência de superestimação foi observada por Ramage et al. (2003), Collischonn et al. (2006) e Collischonn et al. (2007) para o produto 3B42, que serve de subsídio para o cálculo das estimativas do 3B43. O viés médio em mm/mês ficou em 12,5, variando entre -8,8 e 27,4 mm. A avaliação do viés por Estado revelou comportamento semelhante às análises de correlação e de RMSE. O viés pode ser usado para corrigir as estimativas obtidas por meio de sensoriamento remoto. No entanto, no presente estudo, o viés não foi corrigido já que não apresentou um comportamento uniforme ao longo da região. Além disso, o viés observado não compromete os resultados do trabalho, já que seu objetivo consiste em analisar o comportamento espaço-temporal da precipitação.

A Figura 4.4 ilustra os gráficos de correlação entre a precipitação média observada nos postos e as estimativas do 3B43/TRMM. Através da análise dos gráficos é possível observar que as amostras 114, 362, 373, 519 e 526 exibem uma tendência de superestimação constante ao longo dos valores de precipitação. Nos demais locais, amostras 14, 661, 720, 750 e 853, a tendência de superestimação é observada para os valores menores de precipitação, diminuindo ou invertendo na medida em que estes aumentam. A partir desta avaliação é possível perceber que as melhores estimativas são observadas no norte da região, no Estado do PR, onde os coeficientes de determinação (r^2) foram todos superiores a 0,8 (Figura 4.4).

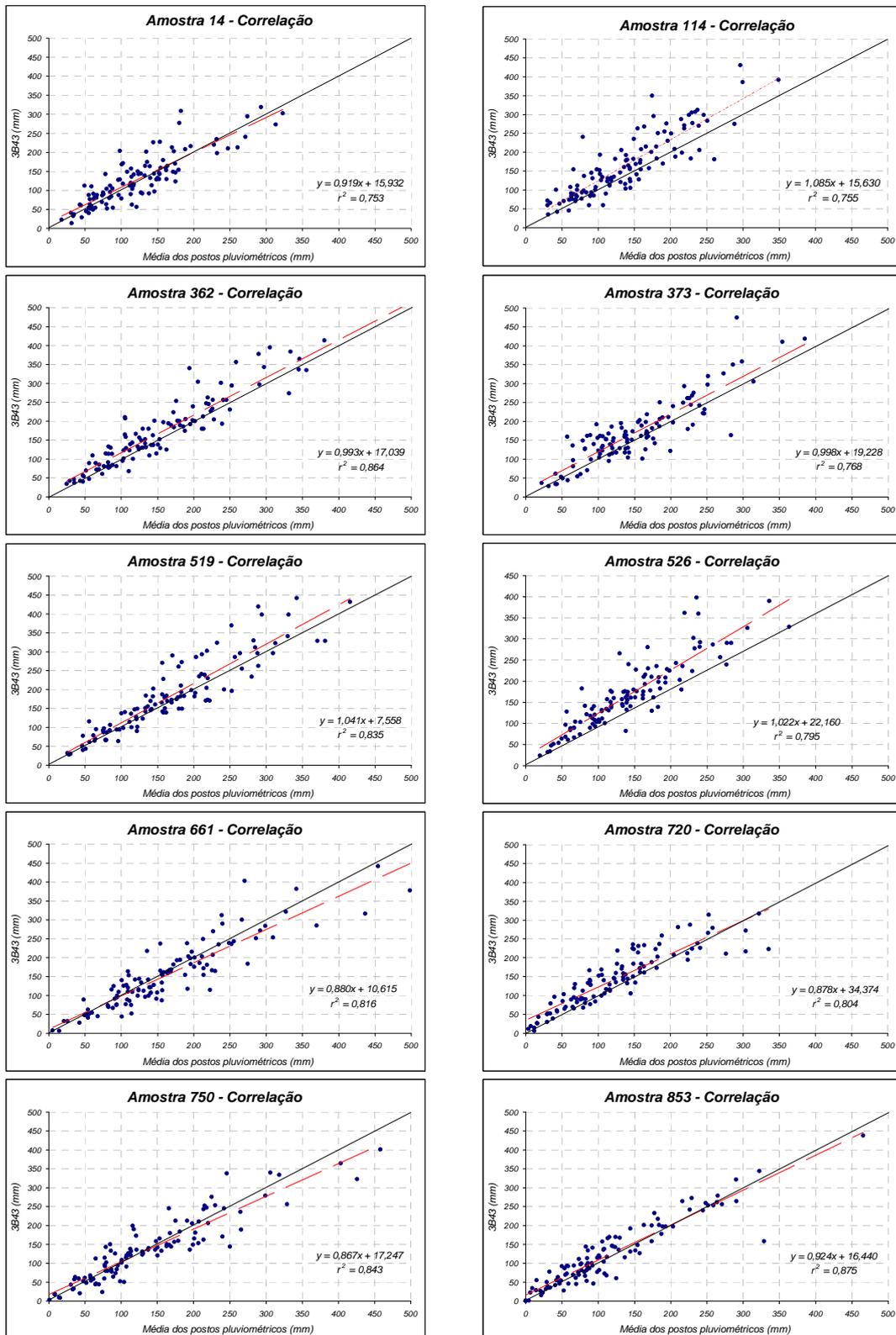


Figura 4.4 – Correlação entre os valores médios mensais de precipitação observados em postos pluviométricos (x) e 3B43/TRMM (y) em mm (reta de regressão em vermelho tracejado, reta de referência 45° em preto contínuo; codificação na Figura 4.2).

4.2 Caracterização das feições geomorfológicas e validação

A segmentação da Região Sul do Brasil em sub-regiões procurou evidenciar suas principais feições geomorfológicas, considerando essencialmente as características de orientação das vertentes. A análise procurou não dividir a região exaustivamente, já que as análises de tendência devem ser conduzidas individualmente, para cada sub-região identificada. Dessa forma, após a análise, chegou-se a um total de três sub-regiões: Planalto, Litoral e Campanha. A Figura 4.5 ilustra as sub-regiões identificadas, juntamente com a segmentação das amostras de precipitação.

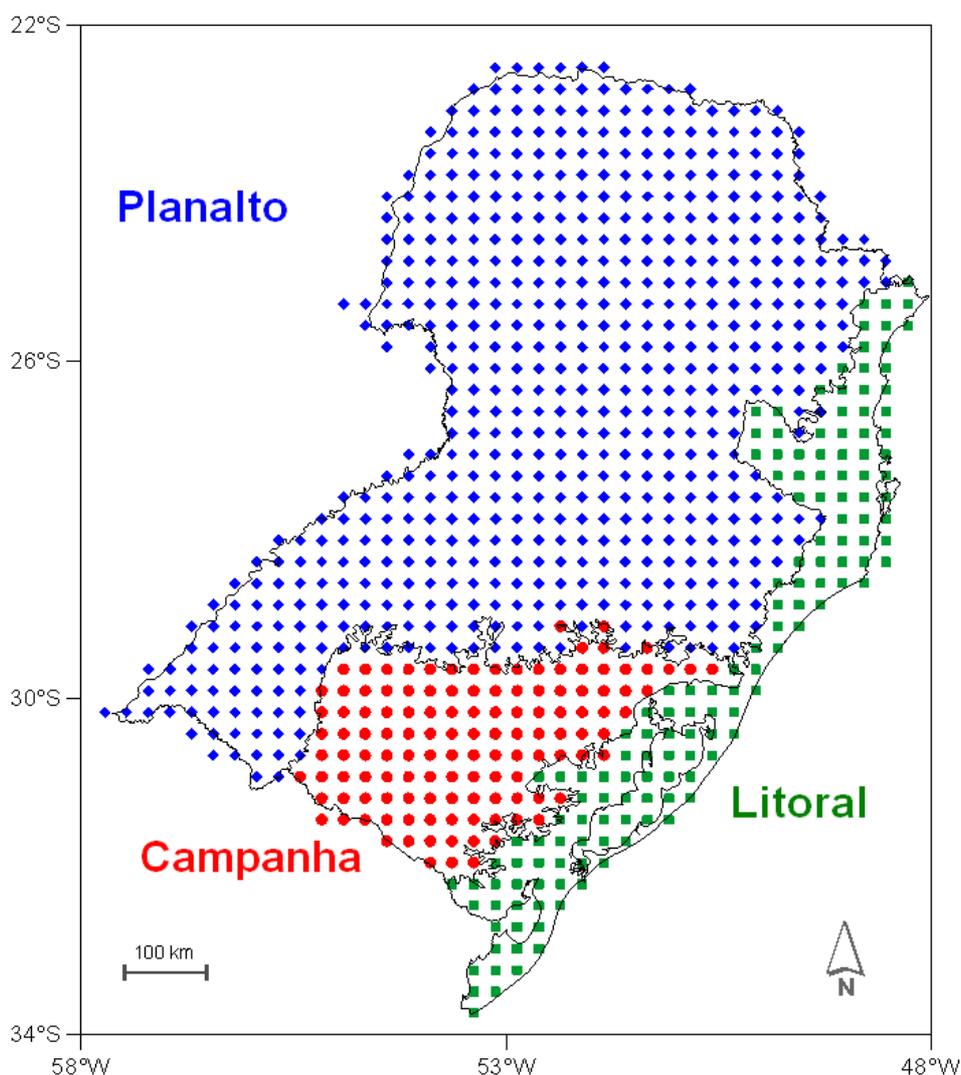


Figura 4.5 – Sub-regiões geomorfológicas identificadas na Região Sul do Brasil: Planalto (azul), Litoral (verde) e Campanha (vermelho).

De acordo com a classificação do relevo proposta pelo IBGE (2008), ilustrada pela Figura 3.4 (pg. 72), a sub-região do Planalto engloba o Planalto das Araucárias, o Planalto da Campanha Gaúcha e os setores a oeste do Patamar Oriental da Bacia do Paraná e das Serras do Leste. O Litoral abrange a totalidade das Planícies Marinhas e Fluviomarinhas, juntamente com o restante dos setores a leste do Patamar Oriental da Bacia do Paraná e das Serras do Leste. Por fim, a sub-região da Campanha reúne a Depressão Central Gaúcha, o Planalto sul-rio-grandense e setores de Planícies Fluviais e Fluviolacustres.

No MDE/SRTM, representado em perspectiva na Figura 4.6, é possível visualizar algumas características distintas de cada uma das sub-regiões identificadas. No Planalto, onde são registradas as maiores altitudes, nota-se que os principais rios correm de leste para oeste, acompanhando o rebaixamento do terreno. A sub-região do Litoral apresenta altitudes baixas próximas ao oceano, contrastando com elevadas escarpas nas bordas do Planalto. Já na sub-região da Campanha, a altitude moderada, é controlada por formas residuais do relevo, não apresentando uma orientação predominante.

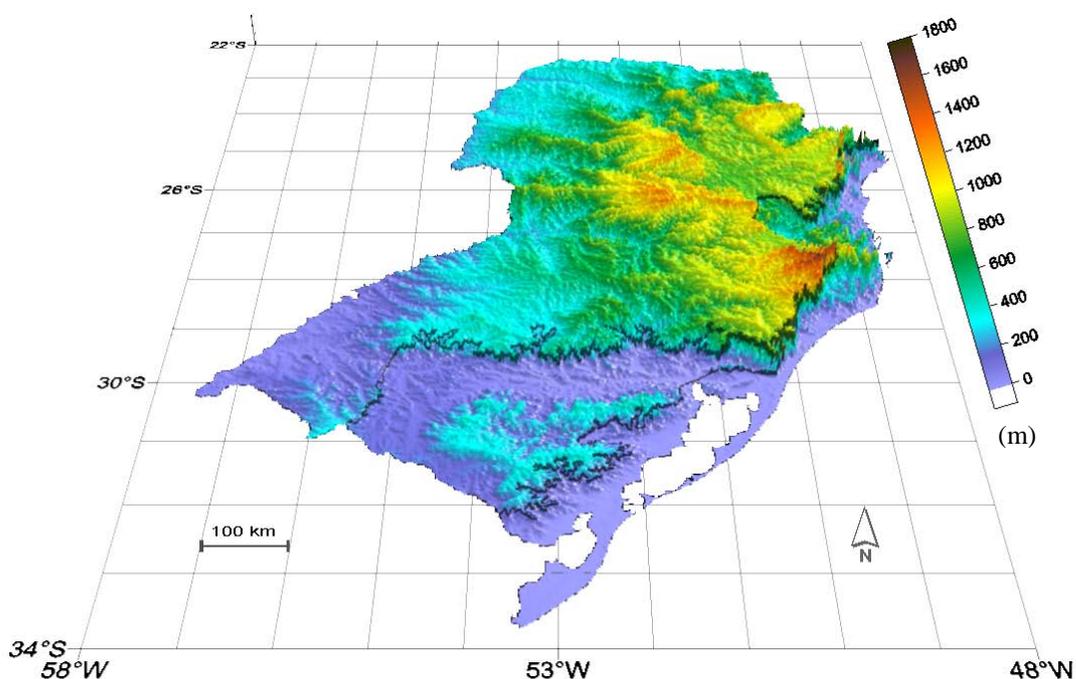


Figura 4.6 – Modelo Digital de Elevação (MDE/SRTM) da Região Sul do Brasil visualizado em perspectiva (m), resolução espacial de 0,02° de latitude x 0,02° de longitude (2 km).

A validação da caracterização das feições do relevo, conduzidas a partir do cálculo da área em quilômetros quadrados correspondente às quatro principais direções de orientação das vertentes, é mostrada na Tabela 4.2. A sub-região do Planalto apresentou um predomínio de orientação nas direções W (29%) e N (28%), perfazendo 57% da área total (Tabela 4.2). Esta característica pode ser observada tanto no MDE/SRTM (Figura 4.6), em que é possível observar a direção de fluxo dos principais rios, quanto no mapa de aspecto (Figura 4.7), onde predominam as cores laranja (W) e amarelo (N).

Tabela 4.2 – Predomínio de orientação das vertentes por sub-região

Orientação / Região	<i>N</i> (0°)	<i>E</i> (90°)	<i>S</i> (180°)	<i>W</i> (270°)
	315° - 45°	45° - 135°	135° - 225°	225° - 315°
Planalto	28%	19%	24%	29%
Litoral	21%	33%	29%	17%
Campanha	27%	25%	25%	23%

A sub-região do Litoral exibiu configuração oposta ao Planalto, com o predomínio do aspecto nas direções E (33%) e S (29%), totalizando 62% das vertentes orientadas nestas direções (Tabela 4.2). A orientação preferencial do aspecto na direção E decorre essencialmente da presença de escarpas abruptas das Serras do Leste e do Patamar Oriental da Bacia do Paraná. Na Figura 4.7 é possível observar o predomínio das vertentes orientadas nas direções E (verde) e S (azul).

Na sub-região da Campanha ficou evidenciada uma configuração de aspecto difusa, não sendo possível detectar um predomínio de orientação das vertentes. Cada uma das direções ficou com cerca de ¼ da área calculada: 27% N, 25% E, 25% S e 23% W (Tabela 4.2). Esta característica se deve principalmente ao fato que a área do Planalto Sul-rio-grandense, feição mais representativa da sub-região, corresponde a um planalto residual dissecado, com altitudes máximas ao redor de 450 m na porção central desta unidade. Na Figura 4.6 é possível observar com detalhe esta feição, localizada na porção S/SW do Estado do RS, representada por uma região na cor ciano.

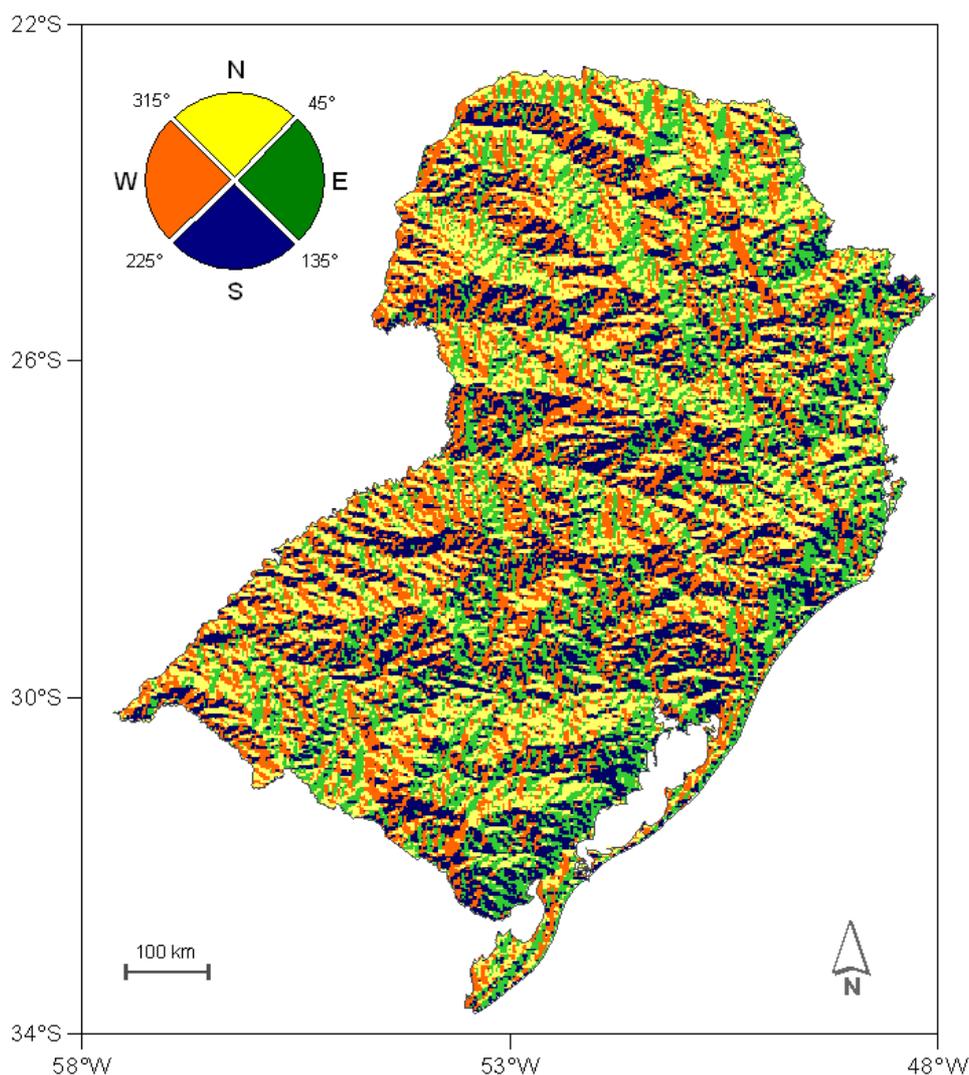


Figura 4.7 – Modelo de orientação das vertentes (aspecto) para a Região Sul do Brasil, resolução espacial de $0,025^\circ \times 0,025^\circ$ ($6,25 \text{ km}^2$) e unidade em graus ($^\circ$).

A análise de orientação das vertentes revelou que o critério de seleção das sub-regiões foi adequado, mostrando um grau razoável de conformidade com as principais feições do relevo observadas. As sub-regiões identificadas condizem com o trabalho realizado por Valeriano et al. (2002), em que os autores estratificaram o Estado de SP em duas regiões: Litoral e Interior. A sub-região do Planalto, classificada no presente estudo, corresponde a região Interior identificada por Valeriano et al. (2002), que se estende até SP, enquanto a sub-região Litoral corresponde à feição de mesmo nome. Apenas a sub-região da Campanha, identificada neste estudo, não apresenta correspondência no trabalho de Valeriano et al. (2002), por ser uma unidade característica do Estado do RS.

As sub-regiões identificadas no presente estudo também estão de acordo com o trabalho de Sansigolo et al. (2004). Os autores identificaram na Região Sul, através de Análise de Agrupamentos da precipitação mensal, três grupos nos quais o comportamento da variável é homogêneo: Litorâneo, Sul e Continental. O grupo Litorâneo identificado por Sansigolo et al. (2004) corresponde à sub-região Litoral, o grupo Sul corresponde à Campanha e o grupo Continental ao Planalto. Os autores salientam que as características homogêneas da precipitação são coerentes com as feições fisiográficas e com os efeitos de continentalidade e maritimidade. Sendo assim, a concordância observada entre diferentes classificações, obtidas através das feições do relevo e por meio de análise de agrupamentos, demonstram que essas variáveis, precipitação e relevo, estão intimamente relacionadas.

4.3 Climatologia e desvios de precipitação

A precipitação média anual na Região Sul ficou entre 1155 e 2311 mm, com uma média em torno de 1730 mm. Já o desvio anual variou entre 645 e 1227 mm, com média de 888 mm. O valor do desvio médio corresponde a cerca de 50% da climatologia anual. A Tabela 4.3 apresenta a climatologia e os desvios mensais, sazonais e anual.

Tabela 4.3 – Climatologia e desvios de precipitação (mm) no período entre 1988 e 2007

Período	Climatologia			Desvio			Perc. Desvio (*)
	Mínimo	Máximo	Médio	Mínimo	Máximo	Médio	
Jan	81	381	188	43	159	84	44%
Fev	88	320	157	40	138	82	52%
Mar	88	270	135	38	127	69	51%
Abr	76	239	144	36	137	76	52%
Mai	78	208	133	45	154	89	67%
Jun	55	192	125	29	130	60	48%
Jul	45	187	117	33	174	62	53%
Ago	37	130	91	32	110	65	71%
Set	85	215	158	41	119	76	48%
Out	94	298	184	40	141	83	45%
Nov	74	211	140	38	114	70	50%
Dez	67	250	156	36	133	74	47%
Anual	1155	2311	1730	645	1227	888	51%
Verão	236	932	501	131	395	239	48%
Outono	273	564	413	142	381	234	57%
Inverno	149	471	333	120	324	187	56%
Primavera	276	699	483	132	333	228	47%

(*) Desvio em relação à média: calculado a partir da divisão do desvio padrão pela climatologia.

Os dados sazonais mostram que os maiores totais de precipitação ocorrem nas estações de primavera e verão. Na primavera as médias variam entre 276 e 699 mm e os desvios entre 132 e 333 mm. O verão apresenta valores médios oscilando entre 236 e 932 mm e desvios entre 131 e 395 mm. No outono a precipitação varia entre 273 e 564 mm, com desvios entre 142 e 381 mm. Por fim, o inverno apresenta os menores valores entre as estações, oscilando entre 149 e 471 mm, com desvios entre 120 e 324 mm (Tabela 4.3).

Nas estações de primavera e de verão os percentuais de desvios em relação à média ficaram em 47% e 48%, respectivamente; enquanto no outono e inverno os índices estiveram em 57% e 56%, respectivamente (Tabela 4.3). Os altos percentuais de desvios no outono e inverno indicam que, de maneira geral, a variabilidade nessas estações é maior, quando comparada à primavera e ao verão. Esses percentuais, em torno de 50%, diferem do estudo de Nimer (1979) que, analisando 25 anos de dados de precipitação, entre 1914 e 1938, encontrou um desvio médio na região entre 15% e 20%.

A contribuição da precipitação sazonal também foi avaliada no presente estudo. Os resultados indicam uma distribuição relativamente regular das chuvas ao longo das quatro estações do ano. No verão, o percentual de contribuição oscila em torno de 25% a 30%, exceto no extremo norte e leste do PR, onde os valores são superiores a 35% (Figura 4.8a). No outono, quase a totalidade dos Estados do PR e SC, juntamente com a metade norte do RS apresenta valores de contribuição em torno de 25%. Apenas no sudoeste do RS os percentuais são superiores a 25% na referida estação (Figura 4.8b). No inverno, percentuais em torno de 25% são registrados apenas na região da Grande Porto Alegre. Em grande parte do RS, nas porções centro-norte, e no sul de SC, a contribuição varia entre 20% e 25%. Nas porções oeste do RS, norte de SC e sul do PR, os valores diminuem, oscilando entre 20% e 15%. Já o extremo norte do PR registra contribuições inferiores a 15% na estação de inverno, correspondendo à estação seca que domina grande parte do centro do Brasil (Figura 4.8c). Na primavera, o percentual de contribuição da precipitação fica em torno de 25% em grande parte da Região Sul. No noroeste do RS e extremo oeste de SC os valores são superiores a 30%, enquanto no extremo sul do RS, o percentual de contribuição é inferior a 25% (Figura 4.8d).

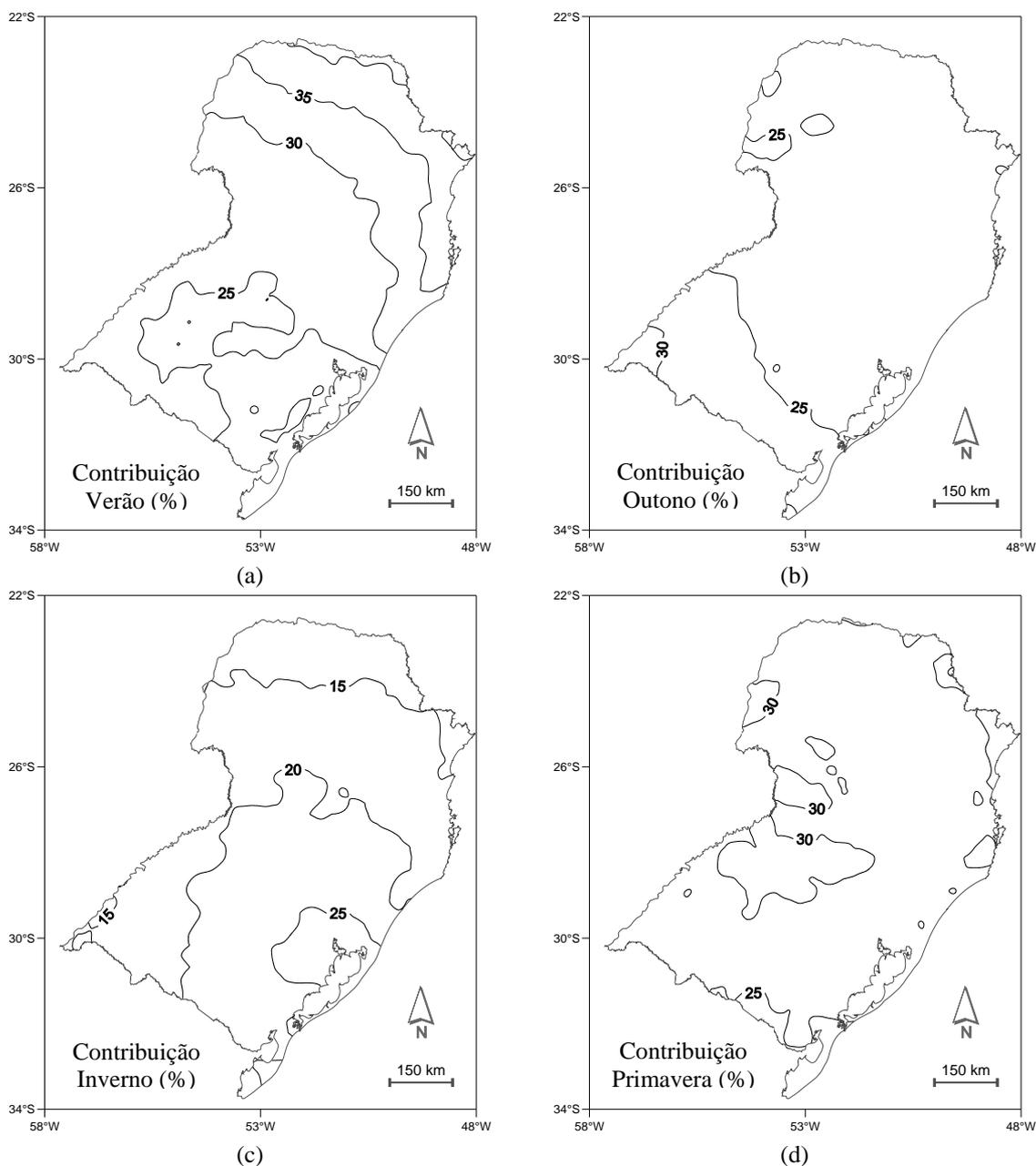


Figura 4.8 – Contribuição sazonal (%) da precipitação na Região Sul do Brasil no verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).

Rao et al. (1996), analisando 21 anos de precipitação (1958-1978), encontraram uma contribuição em torno de 25% para cada estação, exceto no verão no extremo norte da região. Comparando os resultados com o trabalho de Rao et al. (1996), verifica-se que aparentemente a contribuição da precipitação de inverno diminuiu em torno de 5%. Em contrapartida, observou-se um aumento dos percentuais na primavera, sugerindo que parte da precipitação que ocorria no inverno pode ter migrado para a referida estação.

A análise dos três meses consecutivos mais chuvosos, mostrada na Figura 4.9a, revela que a concentração máxima da precipitação ocorre em grande parte do Estado do RS e centro-oeste de SC nos meses de primavera (SON). Nos setores norte e leste do PR, leste de SC e nordeste do RS os acumulados são mais expressivos no verão (DJF). Em alguns locais no litoral, como o extremo leste do PR, o período chuvoso se concentra entre os meses de janeiro a março. Outros setores representativos são o extremo oeste da região, com chuvas pronunciadas entre outubro e dezembro, e a fronteira do RS com o Uruguai, onde a precipitação concentra-se entre fevereiro e abril e, entre abril e junho.

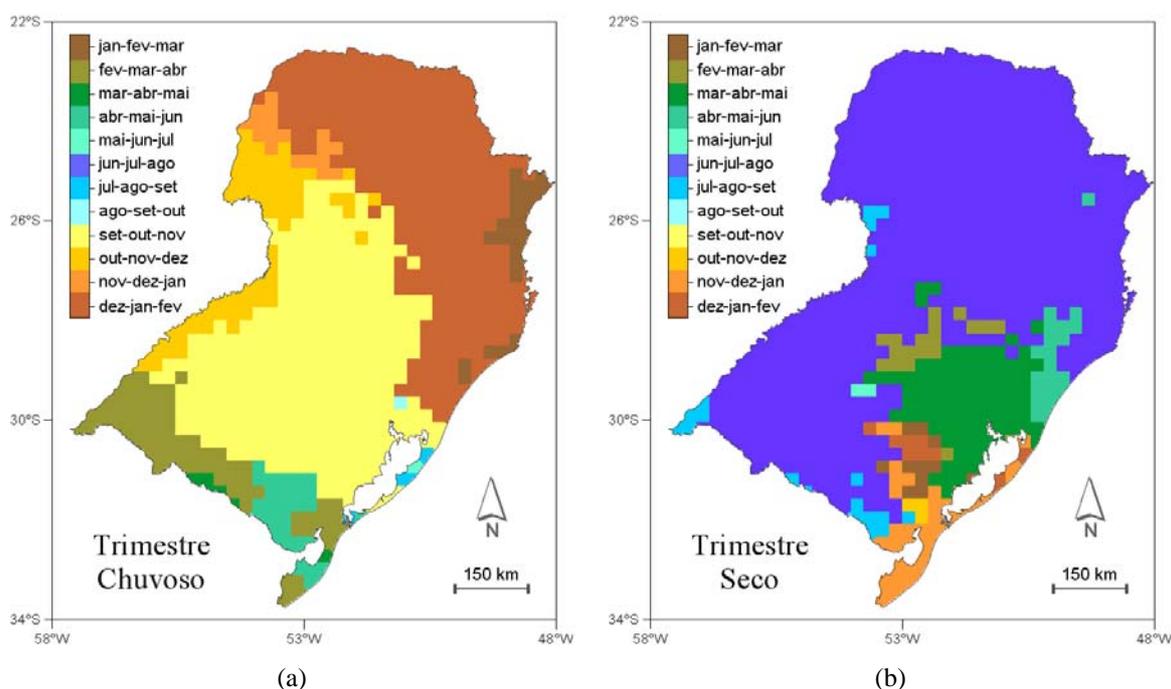


Figura 4.9 – Avaliação dos três meses consecutivos mais chuvosos (a) e secos (b) na Região Sul do Brasil.

Em relação ao período mais seco, a análise trimestral aponta que os Estados do PR e SC quase em sua totalidade, além dos setores oeste e sudoeste do RS, apresentam os menores volumes de precipitação no inverno (JJA). A Figura 4.9b ilustra a distribuição espacial dos três meses consecutivos mais secos na Região Sul. No centro-leste do RS, próximo à Laguna dos Patos e na região da Grande Porto Alegre, o período menos chuvoso ocorre entre março e maio. Outro setor de destaque é o extremo sul/sudeste do RS, onde os menores volumes de precipitação ocorrem nos meses quentes, especialmente entre novembro e janeiro, e entre dezembro e fevereiro.

A comparação dos resultados das épocas de concentração máxima e mínima da precipitação com outros estudos revelou algumas diferenças. Em relação à concentração máxima, Nimer (1979) destaca que, entre 1914 e 1938, o período mais chuvoso no RS ocorria entre o outono e o inverno. Em grande parte de SC, os maiores volumes concentravam-se entre agosto e outubro, enquanto no restante da região, litoral de SC e PR, a maior parte da precipitação ocorria nos meses quentes. Rao e Hada (1990), avaliando os três meses mais chuvosos na região, entre 1958 e 1978, encontraram, para as regiões norte do PR, litoral do PR, de SC e do RS, os mesmos períodos identificados por Nimer (1979). No entanto, as diferenças entre os estudos estão nas porções centro-oeste dos Estados do RS e SC, em que Rao e Hada (1990) identificaram os meses de setembro a novembro como os mais chuvosos no oeste de SC e noroeste do RS, e o período entre janeiro e março no centro-oeste do RS. Grimm et al. (1998), analisando o trimestre com maiores volumes de precipitação, entre 1956 e 1992, encontraram resultados semelhantes aos de Rao e Hada (1990), sendo que apenas a região centro-norte do RS apresentou diferença, com concentrações máximas entre agosto e outubro.

As diferenças nas épocas de concentração máxima da precipitação em relação aos estudos anteriores ocorreram essencialmente no RS. Grande parte do Estado passou a apresentar as concentrações máximas na primavera, entre setembro e novembro (Figura 4.9a). Além disso, na fronteira sudoeste do Estado, a concentração máxima da precipitação ‘migrou’ para o período entre fevereiro e abril. Sendo assim, percebe-se que o Estado do RS apresentou uma dinâmica climática diferenciada dos demais estados da região, em que os períodos secos chuvosos alternaram-se com maior frequência.

Em relação ao período mais seco, os resultados da análise de concentração da precipitação corroboram a análise de participação sazonal, mostrando que o inverno passou a ser um período com menores volumes de chuva. Grande parte dos estudos climatológicos sobre a precipitação da Região Sul, como o de Nimer (1979), colocam que boa parte do ‘estoque’ de precipitação na maioria da região se dava no inverno, entre 1914 e 1938, não apenas pelo volume, mas também pela regularidade. No entanto, esta característica parece ter sido alterada, já que, especialmente o Estado do RS passou a receber menores volumes de chuva na referida estação.

A representação da climatologia e dos desvios através de mapas permite observar as características da distribuição espacial da precipitação na Região Sul. No mapa da precipitação média anual, representado pela Figura 4.10a, é possível observar que os maiores índices concentram-se nos setores centro-oeste de SC, noroeste do RS e litoral norte do PR, com valores superiores a 2000 mm. Já os menores volumes localizam-se em geral nas ‘bordas’ da região, como no entorno da Laguna dos Patos e sudoeste do RS, além do extremo norte do PR. Nesses locais, os valores médios anuais observados são inferiores a 1500 mm.

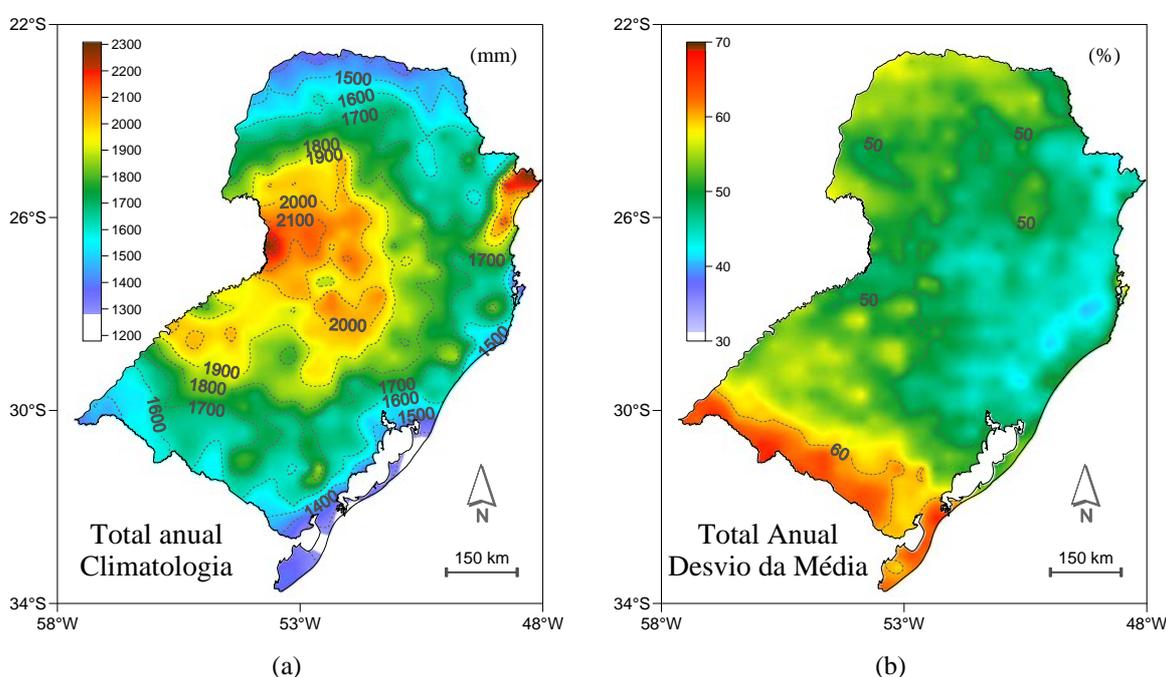


Figura 4.10 – Climatologia anual de precipitação (a) [mm] e desvios em relação à média (b) [%] na Região Sul do Brasil entre 1988 e 2007.

Os desvios anuais de precipitação, representados através do percentual em relação à climatologia, giram em torno de 50% em grande parte da região (Figura 4.10b). Esses desvios tendem a ser menores em áreas próximas ao oceano, especialmente no litoral do PR e de SC. Já nos setores noroeste e sul da região os desvios são superiores a 50%. Nas regiões sul e sudoeste do RS os desvios anuais são ainda mais expressivos, ficando acima de 60%. Esses altos desvios revelam a irregularidade interanual da precipitação nestes setores do RS, observada com relativa frequência através de episódios de estiagens, que por sua vez, acarretam sérios prejuízos socioeconômicos à população.

No período de verão, os valores de precipitação são superiores a 500 mm em boa parte dos Estados do PR e SC (Figura 4.11a). O litoral do PR e o setor norte do litoral catarinense registram médias que ultrapassam 650 mm. Já no litoral do RS, especialmente no entorno da Laguna dos Patos, a situação se inverte. Neste setor são registradas as menores médias da estação, com valores inferiores a 350 mm. No RS, os volumes de precipitação tendem a ser superiores a 450 mm no centro-norte e inferiores no centro-sul do Estado, com valores mínimos a leste.

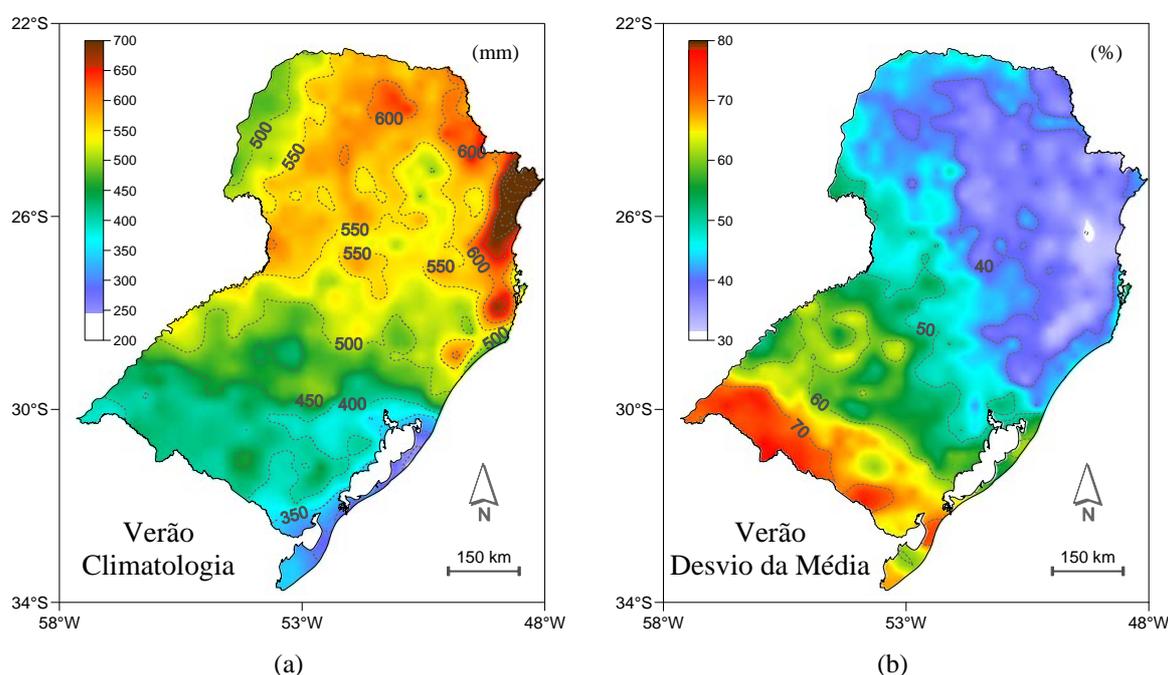


Figura 4.11 – Climatologia da precipitação (a) [mm] e desvios em relação à média (b) [%] no verão na Região Sul do Brasil entre 1988 e 2007.

Os menores desvios de precipitação no verão são observados nas porções leste de SC e centro-leste do PR, onde os valores são inferiores a 40% (Figura 4.11b). Já o sudoeste do RS registra desvios superiores a 70%, o que confere uma variabilidade bastante expressiva da precipitação neste setor, no período de verão. Percebe-se ainda, comparando-se a climatologia de verão (Figura 4.11a) com seus desvios (Figura 4.11b), que de maneira geral, a variabilidade tende a ser menor onde são registrados os maiores índices de precipitação, e vice-versa, exceto no setor sudeste do RS. Esta é uma característica importante e também preocupante, especialmente para os locais onde são observados os menores volumes de precipitação, como é o caso da metade sul do RS.

A climatologia da precipitação para o período de outono (Figura 4.12a) mostra que os valores máximos localizam-se nos setores oeste do RS e de SC, leste do PR, com valores acima de 450 mm. Os valores mínimos, inferiores a 350 mm, são observados no extremo norte do PR e no litoral do RS, especialmente no entorno da Laguna dos Patos e na região da Grande Porto Alegre. A precipitação na referida estação exibe um comportamento com influência ‘continental’, com valores máximos a oeste e mínimos a leste (Figura 4.12a). As exceções, nesse caso, ocorrem no PR, tanto no litoral, quanto no extremo norte. No litoral do referido Estado, parte das chuvas na estação é provavelmente de origem orográfica, enquanto no extremo norte, as características da estação seca, predominante no centro do país, já começam a ser percebidas.

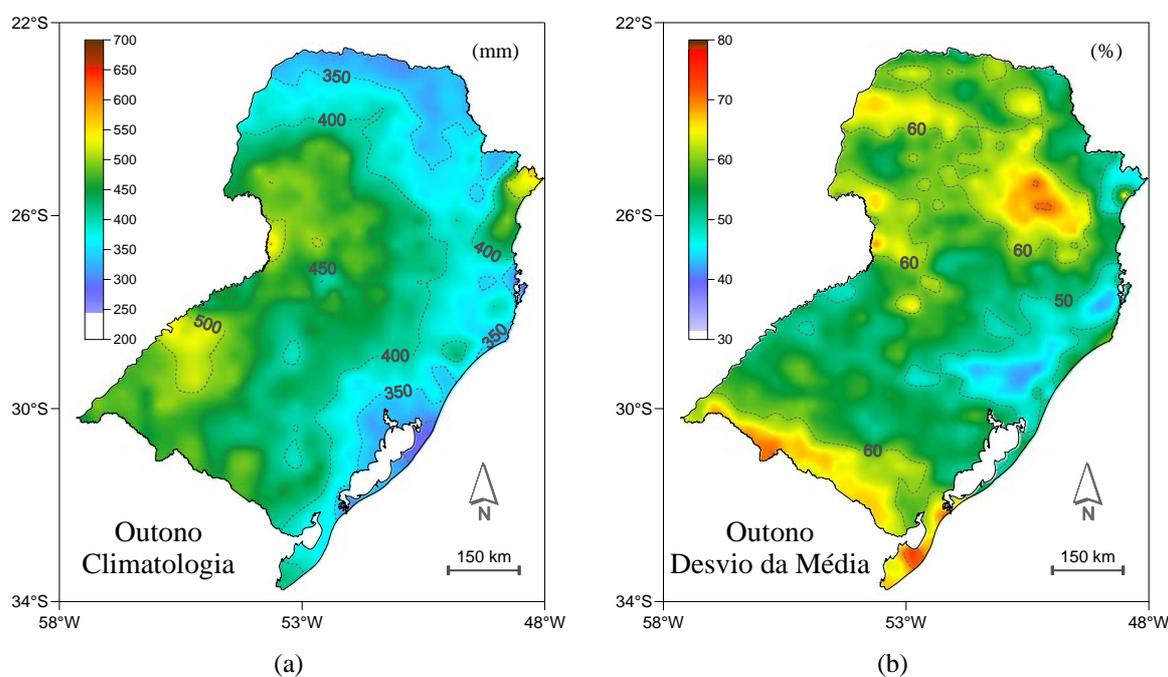


Figura 4.12 – Climatologia da precipitação (a) [mm] e desvios em relação à média (b) [%] no outono na Região Sul do Brasil entre 1988 e 2007.

Os desvios em relação à média no outono variam entre 50% e 60% em boa parte da Região Sul (Figura 4.12b). Os maiores desvios, acima de 60%, ocorrem novamente no sul e sudoeste do RS, em alguns setores do oeste do PR e de SC e, em parte do centro-leste do PR. Em alguns desses locais os desvios ultrapassam 70%. Já os menores desvios, inferiores a 50%, são observados em parte do litoral de SC e nas porções nordeste do RS, que corresponde às áreas mais elevadas do planalto.

Os maiores índices de precipitação no inverno ocorrem na porção central da Região Sul, com valores entre 400 e 470 mm (Figura 4.13a). No norte do PR, extremo oeste do RS e região de Florianópolis, em SC, as médias durante o inverno são inferiores a 250 mm. A estação seca, característica desta época do ano no centro do país, manifesta-se no extremo norte do Estado do PR, onde os valores acumulados são inferiores a 200 mm.

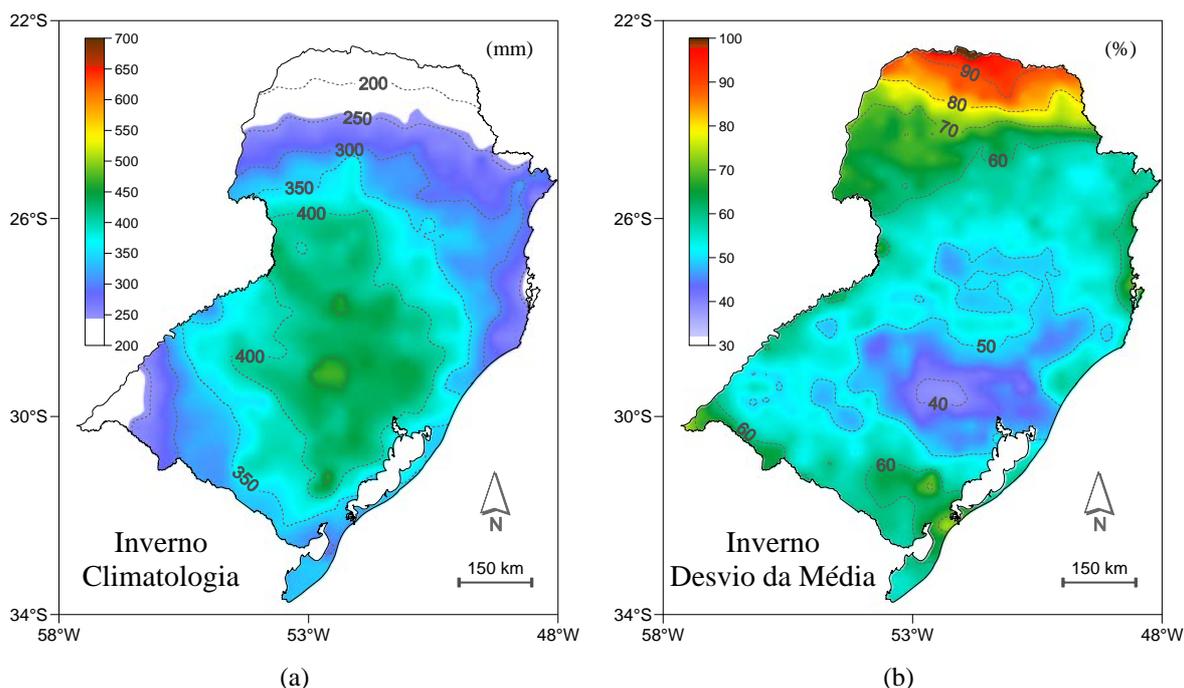


Figura 4.13 – Climatologia da precipitação (a) [mm] e desvios em relação à média (b) [%] no inverno na Região Sul do Brasil entre 1988 e 2007.

Os desvios em relação à média no período de inverno exibem um comportamento oposto ao da climatologia. Em geral, nos locais onde a precipitação média é maior são observados os menores desvios, e vice-versa. A Figura 4.13b ilustra a distribuição espacial dos desvios da média, na referida estação. Observa-se que os menores desvios localizam-se no centro-leste do RS e na porção central do Estado de SC. Nesses locais, os valores variam entre 35% e 50%. Os desvios mais altos são registrados no sul e oeste do RS e no extremo norte do PR onde, neste último setor, os desvios ultrapassam 80%. Os altos desvios observados no extremo norte do PR decorrem, em grande parte, de episódios mensais de estiagens, verificados nos meses de julho e agosto de 1988 e, no mês de agosto dos anos de 1994, 1999, 2004 e 2007 (CLIMANÁLISE, 2009).

Na primavera os maiores volumes de precipitação concentram-se na porção centro-oeste da região, especialmente no oeste de SC, noroeste do RS e sudoeste do PR (Figura 4.14a). Nessas áreas, a precipitação média ultrapassa os 550 mm. Muitos estudos apontam os SCM – com destaque para os CCM – como um dos principais sistemas responsáveis pelos altos acumulados de precipitação observados na região, na primavera (GUEDES; SILVA DIAS, 1984; VELASCO; FRITSCH, 1987, SATYAMURTY et al., 1998), sendo que os locais com os maiores volumes observados coincidem com o posicionamento climatológico dos eventos. Já no extremo norte do PR, sul do RS e leste de SC, ocorrem os menores índices da estação, com valores inferiores a 400 mm.

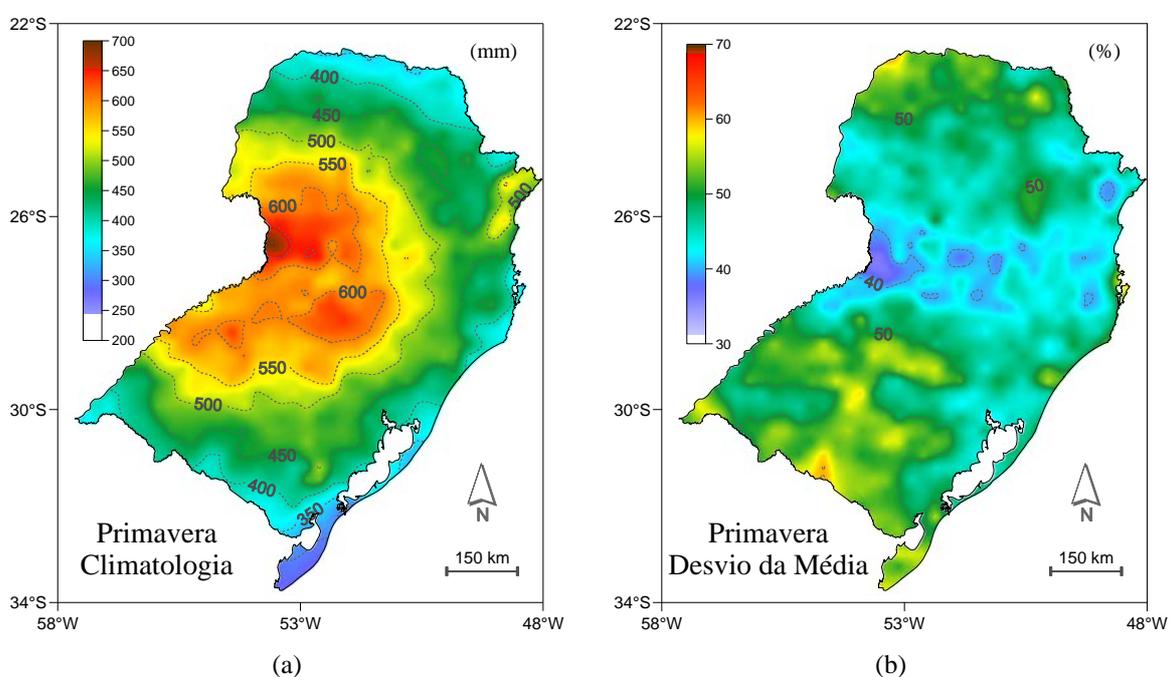


Figura 4.14 – Climatologia da precipitação (a) [mm] e desvios em relação à média (b) [%] na primavera na Região Sul do Brasil entre 1988 e 2007.

O comportamento dos desvios na primavera assemelha-se, em parte, ao observado no inverno, onde as áreas com maior concentração de precipitação exibem os menores desvios, e vice-versa. Os desvios em relação à média na primavera estão ilustrados na Figura 4.14b, sendo possível observar que as áreas com os menores valores localizam-se preferencialmente no oeste catarinense, com percentuais inferiores a 40%. Já os maiores percentuais de desvio estão localizados em grande parte do Estado do RS, especialmente no sudoeste e centro-oeste e, no extremo norte do PR.

A distribuição espacial da média sazonal e anual de precipitação, bem como os valores calculados neste trabalho, é bastante semelhante aos resultados obtidos por Severo (2007). Convém mencionar que, no presente estudo, o elevado número de postos pluviométricos (1.080), a resolução dos dados orbitais ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$) e o método de compatibilização dos dados de postos pluviométricos para geração de grade regular proporcionaram um maior grau de detalhamento da precipitação da região. O estudo elaborado por Severo (2007), um dos trabalhos climatológicos com uma série de precipitação recente (1979-2002) e com melhor resolução até então, contou com dados de 214 postos, o que representa 24% das amostras utilizadas neste estudo.

Uma análise conjunta do comportamento sazonal e anual da precipitação permitiu observar alguns aspectos importantes. A distribuição espacial das chuvas na primavera (Figura 4.14a) assemelha-se muito ao total anual (Figura 4.10a), revelando a importância da contribuição da precipitação da estação para o acumulado observado ao longo do ano. A distribuição das chuvas nessa estação sugere que os SCM, em especial os CCM, seja um dos principais mecanismos responsáveis pela precipitação acumulada. Além disso, os menores desvios verificados nos locais de maior precipitação indicam que a atuação dos CCM está possivelmente associada à regularidade observada ao longo do período. No outono, a distribuição espacial da precipitação (Figura 4.12a) também sugere uma participação dos CCM. Outro fator relevante, conforme já constatado nos resultados discutidos anteriormente, diz respeito à contribuição da precipitação de inverno (Figura 4.13a), que é a menor entre as estações. Isso pôde ser observado pela comparação entre os mapas de climatologia sazonal.

Percebe-se ainda que a variabilidade e a distribuição da precipitação na Região Sul do Brasil parece ter sofrido importantes alterações ao longo do último século. Os desvios em relação à média, comparado aos estudos de Nimer (1979), aumentaram em torno de 30%, passando de 20% (1914-1938) para 50% (1988-2007). Os acumulados anuais também sofreram um aumento médio de 13% em relação ao período analisado por Nimer. Esse resultado corrobora o estudo de Viana et al. (2006) que, comparando duas climatologias recentes de 30 anos no RS (1945-1974 e 1975-2004), concluíram que a precipitação aumentou em média 8% entre os dois períodos no referido Estado.

4.4 Análise de tendência geográfica

A análise de tendência geográfica da precipitação, conduzida para as três sub-regiões geomorfológicas identificadas na Região Sul do Brasil (Litoral, Campanha e Planalto) mostrou que, para todas as sub-regiões e períodos analisados, a tendência foi calculada com níveis de confiança superiores a 99%. A Figura 4.15 apresenta os coeficientes de determinação (r^2), juntamente com as informações do gradiente (g) e direção (d), calculados para cada uma das sub-regiões e estações do ano.

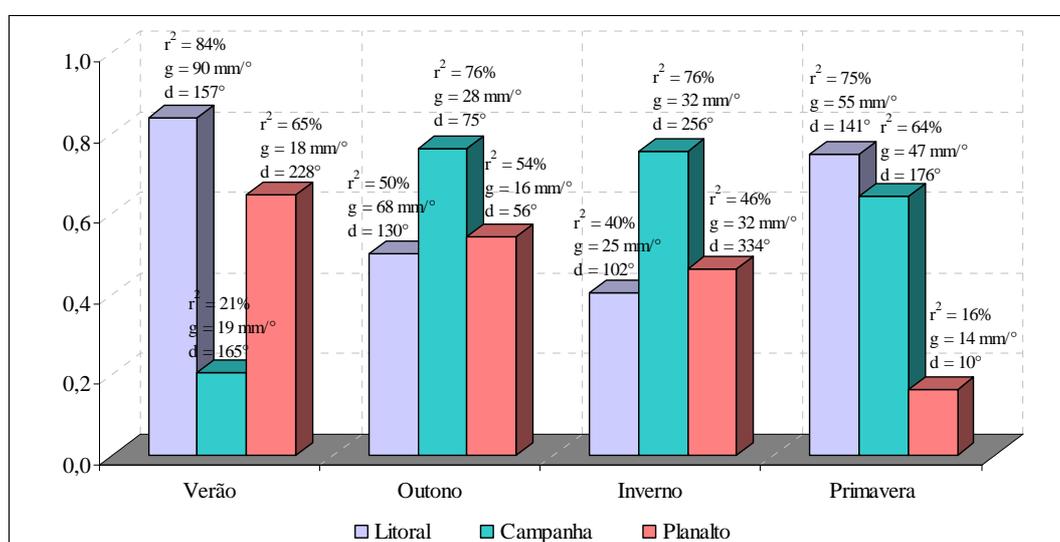


Figura 4.15 – Coeficientes de determinação (r^2 em %) sazonal e informações do gradiente (g em mm/°) e direção (d em °), calculados através da análise de tendência geográfica para as sub-regiões geomorfológicas identificadas.

A análise anual mostra que o Litoral apresentou a maior tendência (78%), seguido pela Campanha (28%) e Planalto (16%). No verão, os maiores valores sazonais de r^2 , 84% e 65%, foram observados no Litoral e Planalto, respectivamente. Já na Campanha o índice registrado foi o menor entre as quatro estações (21%). O outono e o inverno apresentaram comportamento semelhante, sendo que a maior tendência foi verificada na Campanha (76% em ambas as estações). O Litoral apresentou valor médio de r^2 igual a 50% e 40% no outono e inverno, respectivamente; enquanto no Planalto, o r^2 médio foi igual a 54% e 46%, nas respectivas estações. Na primavera, os maiores valores de tendência foram observados no Litoral (75%), seguido da Campanha (64%) e Planalto (16%) (Figura 4.15).

O comportamento da tendência geográfica ao longo das quatro estações apresentou características distintas para cada sub-região de análise. Os maiores valores de r^2 observados no Litoral na metade quente do ano sugerem que a proximidade ao oceano e o aporte de umidade trazido pelos ventos de nordeste, característico dessa época do ano, provocam a ocorrência de precipitações orográficas, responsáveis por boa parte dos índices pluviométricos observados nesta sub-região. No inverno e nas estações de transição, a Campanha apresentou altos valores de r^2 , que variaram entre 64% e 76%. Pela localização geográfica, a atuação dos sistemas frontais (OLIVEIRA, 1986) e ciclones extratropicais (GAN; RAO, 1991), que possuem maior intensidade e frequência nestas épocas do ano, explicam parte da precipitação observada na sub-região. No Planalto, os valores de r^2 decrescem à medida que as estações do ano avançam, passando de 65% no verão, para 16% na primavera. O comportamento desta sub-região sugere a atuação de diferentes mecanismos de precipitação ao longo do ano. Nas subseções seguintes é discutida a tendência sazonal e anual, para cada sub-região individualmente, avaliando os possíveis mecanismos responsáveis pelo comportamento da precipitação observada.

4.4.1 Litoral

Os resultados da regressão linear múltipla para os dados mensais, sazonais e anual para a sub-região Litoral estão ilustrados na Tabela 4.4. A análise dos dados mensais mostra que os valores de r^2 variaram de 8% em julho, a 89% em janeiro, enquanto o gradiente de precipitação oscilou entre 5 mm/° em agosto, e 42 mm/° em janeiro. A direção de ocorrência da precipitação variou entre 90° e 159°, indicando que o gradiente espacial da chuva se dá, preferencialmente, no sentido NW-SE (Tabela 4.4).

Em relação aos níveis de significância (p) para as equações mensais de tendência, a precipitação (*var. dep.*) e a longitude (*c. ang. x'*) apresentaram valores inferiores a 5% em todos os meses do ano. Já a constante não apresentou significância nos meses de março, julho e durante a primavera (setembro a novembro). A latitude (*c. ang. y'*) não foi significativa no inverno, entre os meses de junho e agosto (Tabela 4.4). Com base nesses resultados foi possível observar que a variável precipitação apresentou tendência geográfica significativa em todos os meses do ano na sub-região Litoral.

Tabela 4.4 – Valores de r^2 (%), gradiente, direção, termos da equação e p para o Litoral

Precipitação (var.dep.)	r^2	grad. (mm/°)	dir. (graus)	termos da equação			nível de significância			
				cte. (mm)	c.ang. x'	c.ang. y'	var.dep.	cte.	c.ang. x'	c.ang. y'
Jan	89%	42	158	510.82	-15.74	38.48	0.00	0.00	0.00	0.00
Fev	70%	24	159	386.53	-8.61	22.36	0.00	0.00	0.02	0.00
Mar	65%	27	147	64.32	-14.66	22.62	0.00	0.56	0.00	0.00
Abr	67%	24	114	-707.90	-22.22	10.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mai	42%	19	125	-351.99	-15.37	10.57	0.00	0.00	0.00	0.00
Jun	54%	14	102	-481.21	-13.30	2.73	0.00	0.00	0.00	0.06
Jul	8%	6	112	-109.63	-5.93	2.37	0.00	0.15	0.01	0.15
Ago	58%	5	90	-149.32	-4.81	0.02	0.00	0.00	0.00	0.98
Set	49%	13	145	79.00	-7.42	10.57	0.00	0.25	0.00	0.00
Out	74%	22	139	-96.16	-14.27	16.50	0.00	0.07	0.00	0.00
Nov	78%	20	140	-74.27	-13.03	15.71	0.00	0.11	0.00	0.00
Dez	82%	25	153	225.78	-11.15	22.25	0.00	0.00	0.00	0.00
Ano	78%	228	140	-703.49	-146.50	174.18	0.00	0.17	0.00	0.00
Verão	84%	90	157	1123.21	-35.50	83.09	0.00	0.00	0.00	0.00
Outono	50%	68	130	-995.53	-52.24	43.20	0.00	0.00	0.00	0.00
Inverno	40%	25	102	-739.73	-24.03	5.11	0.00	0.00	0.00	0.13
Primavera	75%	55	141	-91.44	-34.72	42.77	0.00	0.51	0.00	0.00

(*) valores em vermelho indicam níveis de significância (p) inferiores a 5%.

Os dados sazonais mostraram os maiores valores de r^2 no verão (84%), seguido pela primavera (75%). No outono e inverno os coeficientes médios de determinação ficaram em 40% e 50%, respectivamente. O nível de significância acima de 5% foi observado apenas para a constante ($cte.$), na primavera, e para o $c. ang. y'$, no inverno (Tabela 4.4). A tendência geográfica mais expressiva foi verificada na metade quente do ano, especialmente entre os meses de outubro e fevereiro, quando os valores de r^2 foram superiores a 70%. Nos demais meses, com exceção de julho, quando o r^2 foi de 8%, a tendência linear da precipitação em relação à localização mostrou-se moderada, com coeficientes variando entre 42% em maio e 67% em abril (Figura 4.16).

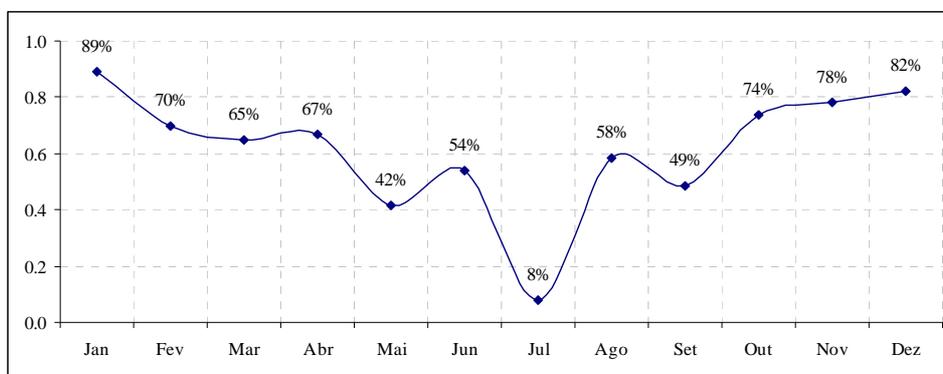


Figura 4.16 – Coeficientes de determinação mensal (%) calculados através da análise de tendência geográfica para a sub-região Litoral.

A climatologia anual de precipitação no Litoral apresentou valores que oscilaram entre cerca de 1150 e 2100 mm. Os maiores índices observados localizaram-se no extremo norte do Estado do PR, enquanto os menores, no litoral do RS, especialmente na porção leste das Lagunas dos Patos e Mirim (Figura 4.17a). A comparação entre a climatologia de precipitação observada na sub-região Litoral e a superfície de tendência estimada a partir da análise de regressão linear múltipla, pode ser feita a partir das Figuras 4.17a e 4.17b, respectivamente.

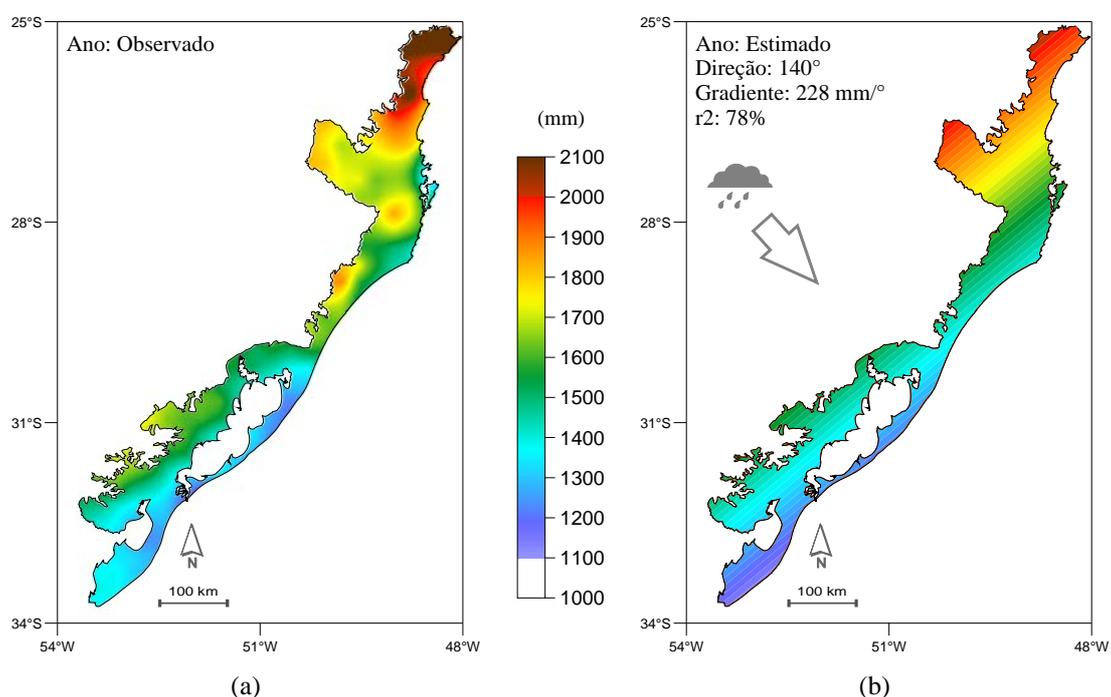


Figura 4.17 – Climatologia de precipitação anual observada entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Litoral (a seta indica a direção da precipitação).

O comportamento da precipitação anual foi bem reproduzido pela superfície de tendência, sendo que o r^2 foi igual a 78% (Figura 4.17b). O gradiente da precipitação foi de 228 mm/°, enquanto a direção preferencial ficou em 140°, o que corresponde à orientação NW-SE. Percebe-se, a partir da observação da Figura 4.17b, que a precipitação nos extremos norte e sul foi subestimada. Mesmo assim, o alto valor de r^2 demonstra que a precipitação anual no Litoral apresenta um forte controle geográfico. Os possíveis mecanismos responsáveis por esse controle serão discutidos no final da presente seção.

No verão, o comportamento da precipitação assemelha-se ao acumulado anual. Os valores observados foram superiores a 650 mm no extremo norte do PR e, inferiores a 250 mm a leste da Laguna dos Patos, no RS (Figura 4.18a). Os volumes observados no verão são os mais altos dentre as quatro estações, o que justifica a semelhança com o acumulado anual, já que a contribuição da estação na precipitação anual é maior.

A superfície de tendência calculada para o verão apresentou um r^2 igual a 84%, sendo o mais alto dentre as quatro estações. A distribuição espacial da precipitação foi bem reproduzida pela equação (Figura 4.18b), especialmente no litoral do PR. Em algumas áreas do litoral de SC, próximas a Florianópolis, e no litoral sul do RS, a precipitação foi subestimada. Enquanto isso, no setor leste da Laguna dos Patos, onde são observados os menores volumes, a precipitação foi ligeiramente superestimada. O gradiente de precipitação foi de 90 mm/° e a direção predominante de 157° (NW-SE).

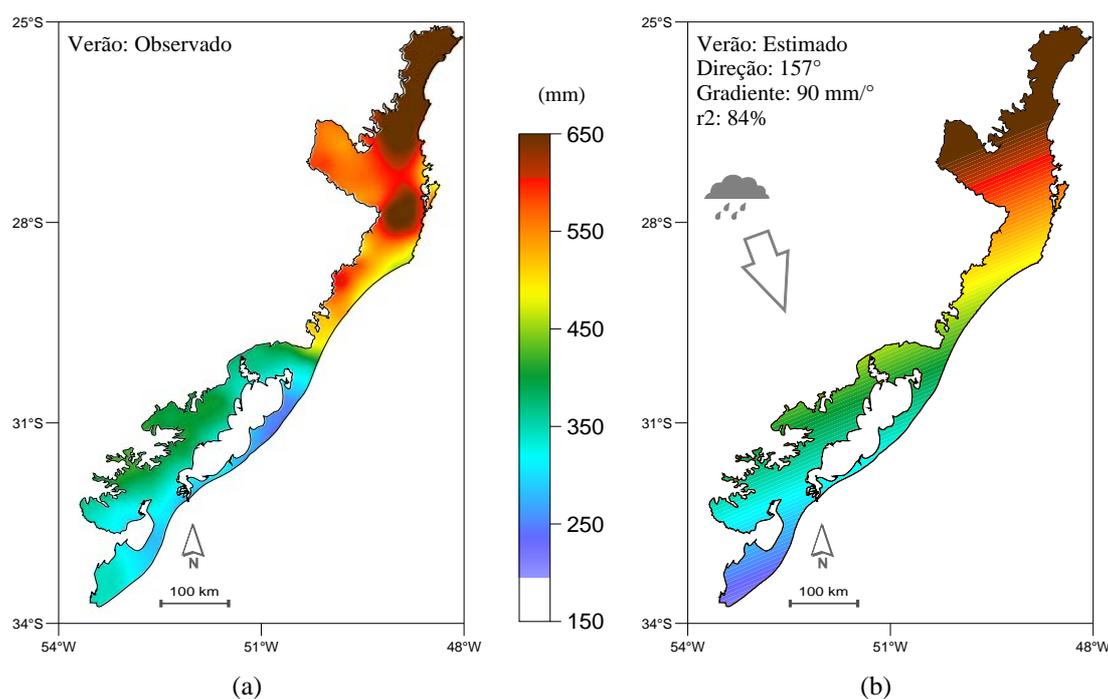


Figura 4.18 – Climatologia da precipitação observada no verão entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Litoral (a seta indica a direção da precipitação).

No outono, a precipitação oscilou entre 270 mm a leste da Laguna dos Patos, e 560 mm no extremo norte do PR (Figura 4.19a). No leste de SC, próximo a Florianópolis, as médias foram de cerca de 300 mm, enquanto no sul do RS, em torno de 400 mm.

O gradiente e a direção estimada no outono foram 68 mm/° e 130° (NW-SE), respectivamente. O valor do r^2 calculado foi de 50%, representando uma estimativa moderada em relação ao observado (Figura 4.19b). De maneira geral, os valores foram subestimados nos locais onde os volumes foram maiores e, vice-versa.

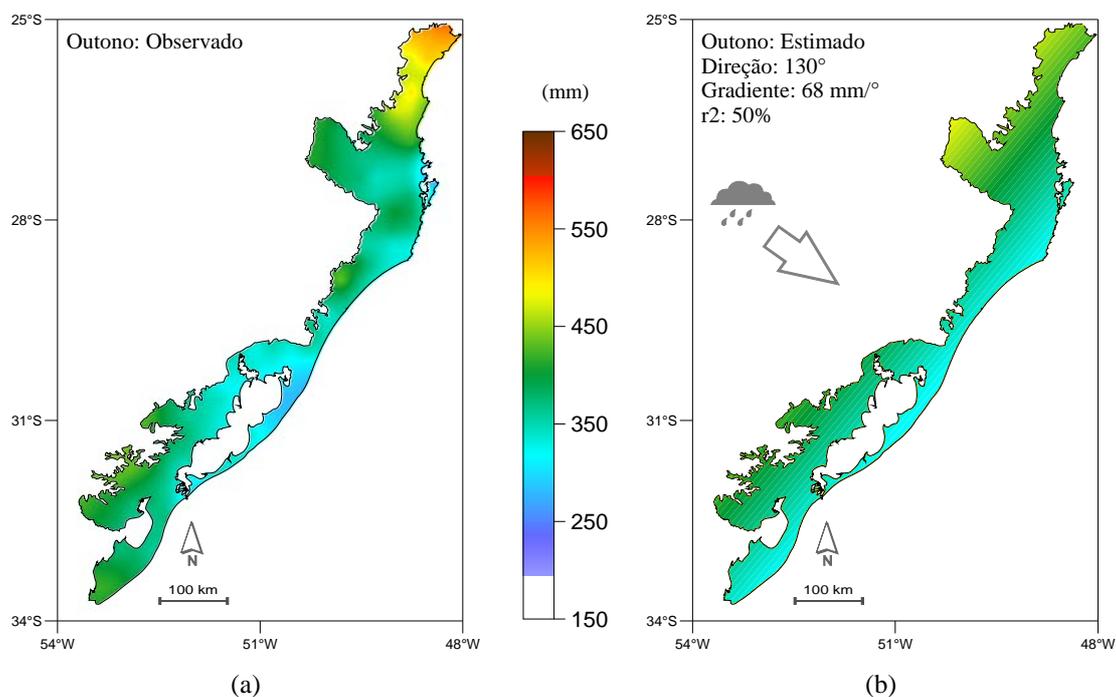


Figura 4.19 – Climatologia da precipitação observada no outono entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Litoral (a seta indica a direção da precipitação).

Durante o inverno, o comportamento da precipitação observada apresentou características opostas ao verão. No inverno, os valores climatológicos variaram entre cerca de 250 mm, nos litorais do PR e SC, e 420 mm, no setor a oeste da Laguna dos Patos (Figura 4.20a). Nas áreas ao redor da Laguna Mirim, no RS, foram registrados valores de precipitação em torno de 300 mm.

O inverno apresentou o menor valor médio de r^2 entre as estações, 40%. De maneira geral, o comportamento espacial da precipitação foi bem reproduzido pela superfície de tendência (Figura 4.20b). No entanto, os valores estimados ficaram, em geral, abaixo do observado, em virtude da presença de um pequeno núcleo de precipitação com valores menores de que em seu entorno, localizado ao redor da Laguna Mirim. A direção preferencial da precipitação estimada foi 102° (NW-SE) e o gradiente 25 mm/°.

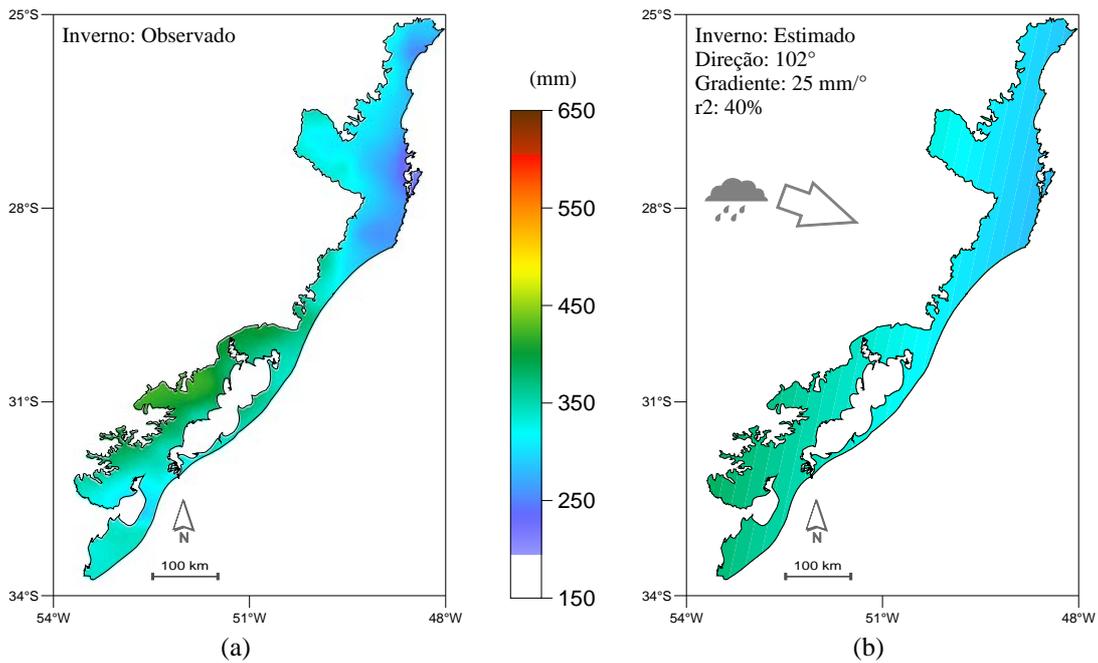


Figura 4.20 – Climatologia da precipitação observada no inverno entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Litoral (a seta indica a direção da precipitação).

Na primavera, o comportamento espacial da precipitação é semelhante ao do verão, onde os valores máximos são observados no PR (entre 500 e 550 mm) e os mínimos, no extremo sul do RS (em torno de 280 mm) (Figura 4.21a).

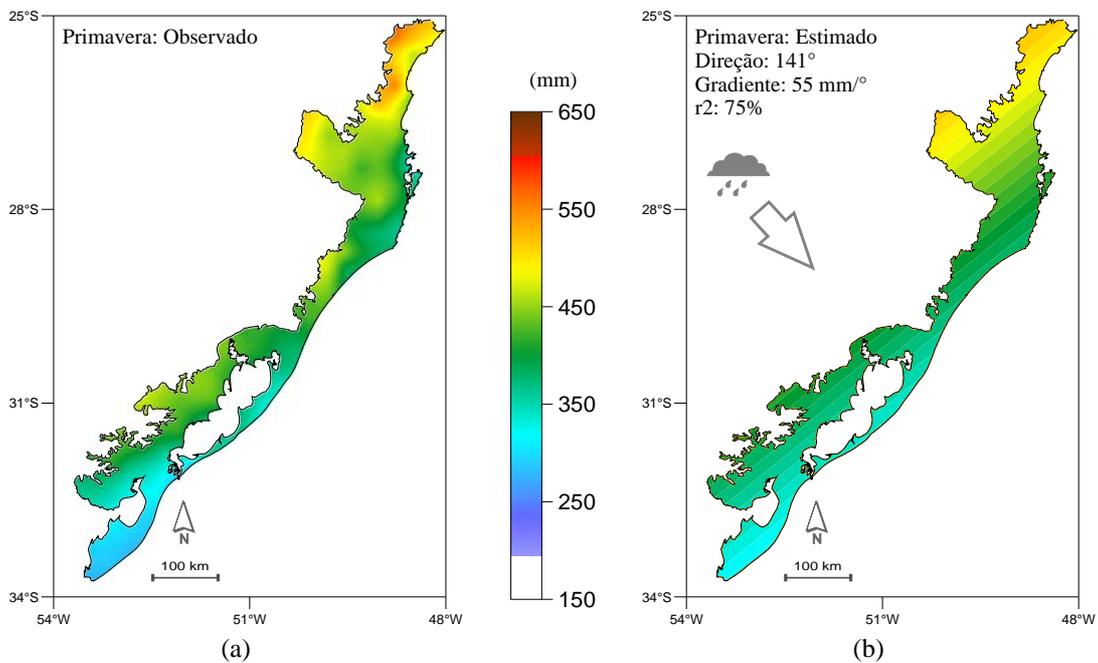


Figura 4.21 – Climatologia da precipitação observada na primavera entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Litoral (a seta indica a direção da precipitação).

Na primavera, tanto os valores quanto a distribuição espacial da precipitação foi bem reproduzida pela superfície de tendência, sendo que o valor de r^2 foi igual a 75% (Figura 4.21b). Apenas os valores extremos, nos setores norte e sul, foram super e subestimados, respectivamente. A direção calculada do gradiente, assim como nas demais estações, foi NW-SE, ficando em 141° , enquanto o gradiente foi de $55 \text{ mm}/^\circ$.

A análise das direções preferenciais de orientação, juntamente com o r^2 , permite sugerir a origem dos principais sistemas meteorológicos produtores de precipitação. Com base nessa avaliação, constatou-se que a tendência geográfica foi mais acentuada nos meses quentes (primavera e verão), comportamento esse refletido na análise anual. Em contrapartida, os menores valores r^2 ocorreram no outono e inverno. Embora tenha sido verificada a mesma direção preferencial (NW-SE) na primavera e no verão, os sistemas atuantes tendem a ser mais meridionais (de norte para sul), enquanto o outono e o inverno exibem um comportamento zonal (de oeste para leste).

A direção preferencial de orientação da precipitação na primavera e verão corresponde ao movimento do anticiclone semipermanente do Atlântico Sul, que gira no sentido anti-horário no hemisfério sul, produzindo um fluxo de noroeste para sudeste. Este fluxo é responsável pelo transporte de umidade em baixos níveis da atmosfera (850 hPa ou $\approx 1500 \text{ m}$) e sua máxima intensidade ocorre entre setembro e março (SATYAMURTY et al., 1998; MARENGO et al., 2004). Sendo assim, a umidade em baixos níveis, transportada dos oceanos para as regiões continentais, configura-se como o principal mecanismo ‘alimentador’ da precipitação na metade quente do ano.

O transporte de umidade em baixos níveis da atmosfera aliado às brisas marítimas e à topografia produzem as *precipitações orográficas*, responsáveis pelos altos volumes de chuvas observados nos meses quentes do ano. Além disso, o aquecimento local, aliado à orientação das vertentes, favorece a formação de nuvens. A presença da orografia contribui significativamente para a retenção de umidade na estreita faixa litorânea da Região Sul, principalmente nos Estados do PR e SC, onde são verificados os maiores índices de precipitação. A configuração do relevo faz com que o litoral da região fique confinado entre uma barreira natural e o oceano.

A configuração das feições geomorfológicas juntamente com as condições de circulação de umidade da região permite descrever o comportamento da precipitação orográfica com base nos modelos descritos por Roe (2005). Dessa forma, é possível sugerir que, no Litoral, predominam dois tipos principais de precipitação, ambos convectivos. O primeiro corresponde à *convecção devido ao levantamento mecânico acima do nível livre* (Figura 2.5e), no qual a orografia eleva a parcela de ar acima do nível de convecção, gerando instabilidade; e o segundo, que corresponde à *convecção acionada pelo aquecimento solar*, de modo que as vertentes iluminadas pelo sol recebem radiação ao longo do dia, favorecendo o aquecimento e a elevação da parcela de ar (Figura 2.5f).

No inverno, embora o r^2 não tenha sido tão expressivo quanto nas demais estações é possível sugerir, a partir do comportamento zonal, que os sistemas frontais, os ciclones extratropicais e os episódios de bloqueios atmosféricos são os principais responsáveis pela precipitação observada. Conforme Oliveira (1986), a máxima atuação dos sistemas frontais ocorre em julho no sul do Brasil. Já os episódios de bloqueios atmosféricos, segundo Vitorino (2003), também costumam ser mais frequentes na referida estação. É possível que os baixos índices de precipitação observados nos Estados do PR e SC sejam decorrentes de episódios de bloqueios localizados no oceano Atlântico Sul, a leste da região, já que se nota uma significativa redução das chuvas nesse período (Figura 4.20a). Em relação aos ciclones extratropicais, Gan e Rao (1991) mostraram que o outono e o inverno apresentam uma maior incidência de ciclogênese, perfazendo 56% do total anual de ciclones. A principal região de formação de ciclones no período de inverno ocorre sobre o Uruguai, sendo que esse local condiz com a direção zonal de orientação da precipitação na referida estação. Convém destacar que durante o inverno diminui o papel do aquecimento local, reduzindo a precipitação de origem orográfica.

O outono caracteriza-se como um período de transição, exibindo um comportamento que pode ser considerado ‘médio’, quando tanto os sistemas de verão quanto os de inverno exercem influência sobre a estação. Em março, o fluxo de noroeste, responsável pelo transporte de umidade do Brasil central ainda é intenso (MARENGO et al., 2004); enquanto maio caracteriza-se como o mês de maior ocorrência de ciclones extratropicais, de acordo com a climatologia elaborada por Gan e Rao (1991).

4.4.2 Campanha

A Tabela 4.5 exhibe os resultados da análise de tendência dos dados mensais, sazonais e anual para a sub-região da Campanha. Em relação aos dados mensais, análise mostra que os valores de r^2 variaram entre 3%, em fevereiro, e 83%, em abril. O gradiente de precipitação variou entre 2 mm/°, em fevereiro, e 22 mm/°, em outubro, enquanto a direção oscilou entre 11°, em maio, e 266°, em junho. Diferentemente do Litoral, a precipitação ao longo do ano, na sub-região da Campanha mostrou-se bastante aleatória, não apresentando uma direção preferencial de orientação. Enquanto no mês de maio foi observada uma característica meridional, com sentido S-N (11°), o mês subsequente, junho, apresentou um predomínio de orientação zonal, E-W (266°).

Tabela 4.5 – Valores de r^2 , gradiente, direção, termos da equação e p para a Campanha

Precipitação (var.dep.)	r^2	grad. (mm/°)	dir. (graus)	termos da equação			nível de significância			
				cte. (mm)	c.ang. x'	c.ang. y'	var.dep.	cte.	c.ang. x'	c.ang. y'
Jan	45%	12	176	462.51	-0.88	11.83	0.00	0.00	0.25	0.00
Fev	3%	2	194	230.96	0.54	2.25	0.13	0.00	0.54	0.12
Mar	69%	9	119	-164.10	-7.93	4.34	0.00	0.00	0.00	0.00
Abr	83%	18	84	-832.74	-17.64	-1.98	0.00	0.00	0.00	0.13
Mai	53%	10	11	-278.05	-1.85	-9.95	0.00	0.00	0.00	0.00
Jun	61%	9	266	623.95	8.62	0.67	0.00	0.00	0.00	0.54
Jul	73%	17	247	1151.61	15.35	6.42	0.00	0.00	0.00	0.00
Ago	66%	7	263	498.09	6.87	0.82	0.00	0.00	0.00	0.30
Set	57%	16	191	811.92	3.08	15.92	0.00	0.00	0.00	0.00
Out	71%	22	167	538.33	-5.01	20.91	0.00	0.00	0.00	0.00
Nov	51%	10	172	354.69	-1.41	9.90	0.00	0.00	0.01	0.00
Dez	26%	6	133	14.18	-4.72	4.36	0.00	0.74	0.00	0.00
Ano	28%	66	176	3411.54	-4.98	65.49	0.00	0.00	0.41	0.00
Verão	21%	19	165	708.00	-5.06	18.44	0.00	0.00	0.01	0.00
Outono	76%	28	75	-1274.77	-27.43	-7.58	0.00	0.00	0.00	0.00
Inverno	76%	32	256	2273.20	30.84	7.90	0.00	0.00	0.00	0.01
Primavera	64%	47	176	1705.11	-3.33	46.73	0.00	0.00	0.10	0.00

(*) valores em vermelho indicam níveis de significância (p) inferiores a 5%.

Os níveis de significância para as equações mensais de tendência foram superiores a 1% apenas em fevereiro (Tabela 4.5). Nos demais meses, a variável precipitação mostrou-se significativa a 99% de confiança. A constante não apresentou significância apenas em dezembro, enquanto a longitude não foi significativa nos meses de janeiro e fevereiro. A variável latitude foi a que apresentou o maior número de meses não significativos a 5% (fevereiro, abril, junho e agosto).

A análise sazonal da tendência geográfica permite observar que, ao contrário do Litoral, os maiores valores de r^2 foram observados no outono e no inverno, em que os percentuais para ambas as estações ficaram em 76% (Tabela 4.5). No entanto, o mesmo não aconteceu com a orientação, que foi praticamente oposta, mostrando uma diferença de 181° graus entre as estações (75° outono [W-E] e 256° inverno [E-W]). O r^2 na primavera ficou em 64%, enquanto a direção foi de 176° (N-S). O verão apresentou os menores valores de r^2 (21%). Os gradientes de precipitação entre as estações oscilaram entre 19 mm/°, no verão, e 47 mm/°, na primavera. Os níveis de significância acima de 5% foram observados apenas para a latitude na primavera (Tabela 4.5).

O gráfico mensal dos valores de r^2 (Figura 4.22) mostra que os maiores valores de tendência, acima de 70%, foram verificados nos meses de abril, julho e outubro, coincidindo com os meses centrais do outono, inverno e primavera, respectivamente. Nos demais meses, à exceção de fevereiro e dezembro, os percentuais de r^2 foram moderados, variando entre 45%, em janeiro, e 69%, em março. Os valores de r^2 abaixo de 50% foram observados apenas nos meses de verão (Figura 4.22).

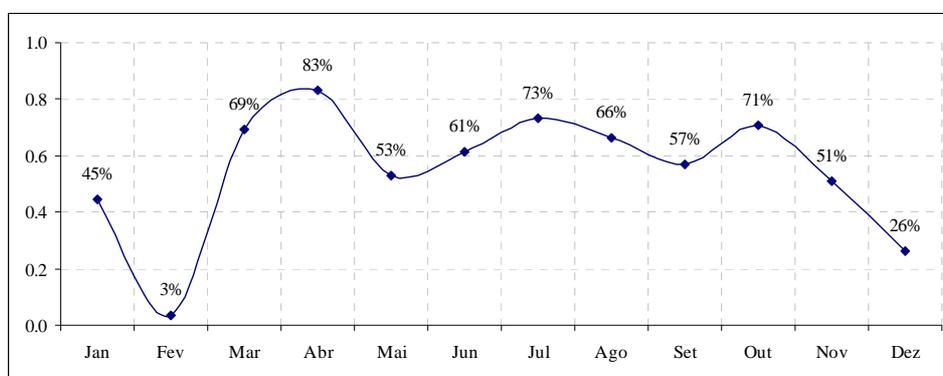


Figura 4.22 – Coeficientes de determinação mensal (%) calculados através da análise de tendência geográfica para a sub-região da Campanha.

Os valores da climatologia anual de precipitação para a sub-região da Campanha ficaram entre 1500 e 1940 mm. A distribuição espacial dos volumes de chuva revelou alguns núcleos de concentração máxima e mínima (Figura 4.23a). Nos setores norte, nordeste e sudeste foram registrados os maiores índices, enquanto as porções leste, sul e sudoeste apresentaram os menores valores.

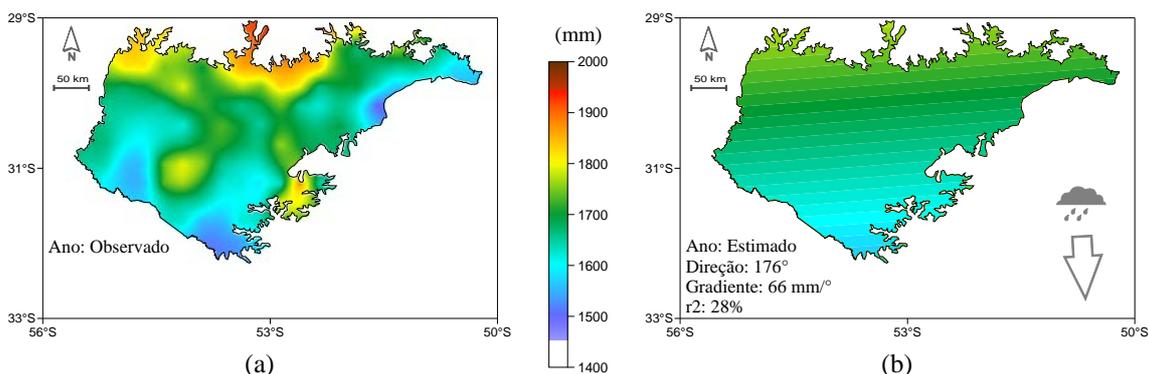


Figura 4.23 – Climatologia da precipitação anual observada entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para a Campanha (a seta indica a direção da precipitação).

A análise tendência para os dados anuais, apesar de significativa a 1%, apresentou um baixo valor de r^2 , 28%. O gradiente foi igual a $66 \text{ mm}/^\circ$, enquanto a direção preferencial ficou em 176° , correspondendo à orientação N-S. A superfície de tendência reproduziu razoavelmente o comportamento da precipitação, mostrando valores máximos ao norte e mínimos ao sul (Figura 4.23b). No entanto, os valores nesses setores foram subestimados. Dessa forma, pôde-se perceber que a distribuição espacial da precipitação anual não exibe uma clara tendência preferencial de orientação.

No verão, os valores de precipitação observada oscilaram entre 350 e 500 mm. O comportamento espacial foi bastante semelhante ao acumulado anual, onde os valores máximos concentraram-se no extremo norte (Figura 4.24a). Também foram observados volumes mais expressivos no setor sudoeste, em direção ao interior da região. Já os mínimos localizaram-se nas porções sul e leste.

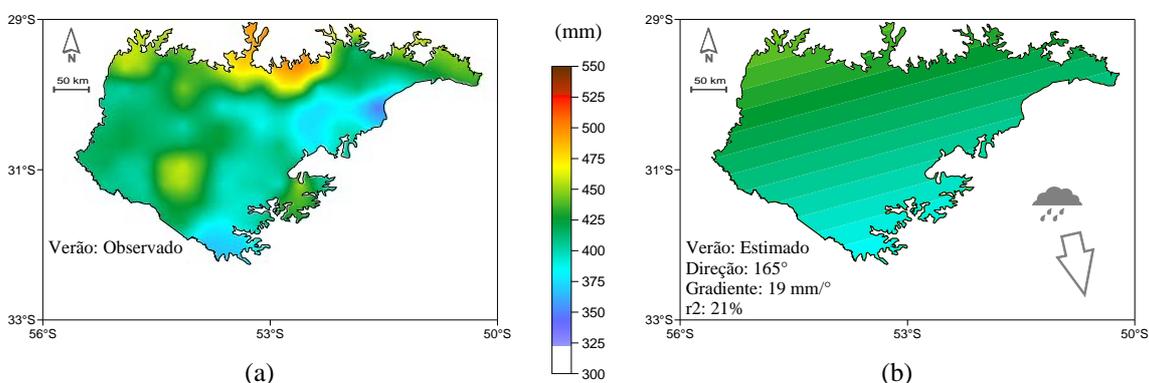


Figura 4.24 – Climatologia da precipitação observada no verão entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para a Campanha (a seta indica a direção da precipitação).

A superfície de tendência para os dados de verão, assim como na análise anual, não reproduziu bem a distribuição espacial da precipitação, mostrando que a tendência é fraca na estação (Figura 4.24b). Esse comportamento ficou refletido no menor valor de r^2 calculado entre as estações, 21%. Os valores máximos e mínimos, mesmo nos setores extremos, não foram honrados.

A climatologia de precipitação para o outono apresentou valores entre 320 e 490 mm. Os menores volumes foram observados na porção leste, enquanto os maiores foram verificados nos setores oeste, noroeste e sudoeste (Figura 4.25a). Na porção central da região foram registrados valores ligeiramente inferiores, se comparados ao seu entorno.

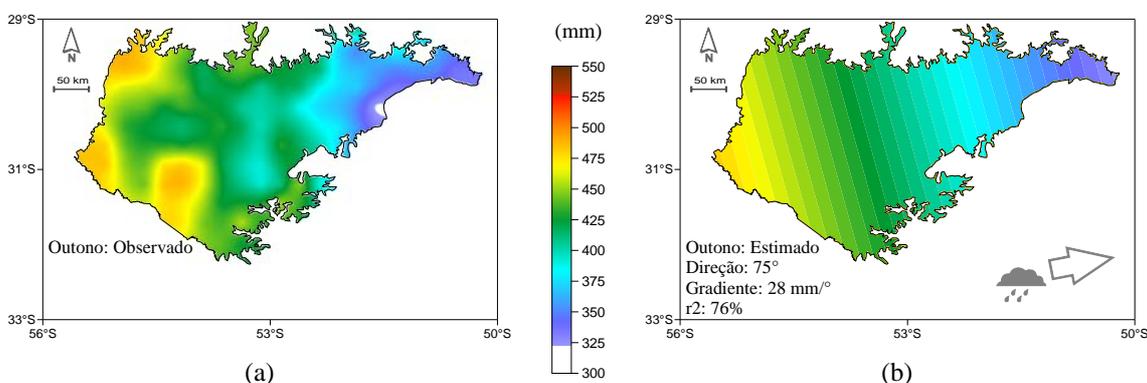


Figura 4.25 – Climatologia da precipitação observada no outono entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para a Campanha (a seta indica a direção da precipitação).

O comportamento espacial da precipitação no outono, ao contrário do verão, foi bem representado pela superfície de tendência (Figura 4.25b), de modo que o r^2 calculado ficou em 76%. O gradiente de precipitação foi de 28 mm/°, enquanto a direção calculada ficou em 75°, o que corresponde ao sentido W-E. Sendo assim, observa-se que a precipitação no outono apresenta um forte componente zonal.

O inverno registrou valores médios de precipitação bastante semelhantes ao outono, variando de entre 310 e 470 mm. No entanto, a distribuição espacial das chuvas no inverno mostrou-se completamente oposta ao observado no outono. A partir da análise da Figura 4.26a, é possível verificar que os maiores índices de precipitação estão concentrados na porção centro-leste da sub-região da Campanha, ao passo que os menores valores localizam-se no extremo oeste, sendo esses inferiores a 325 mm.

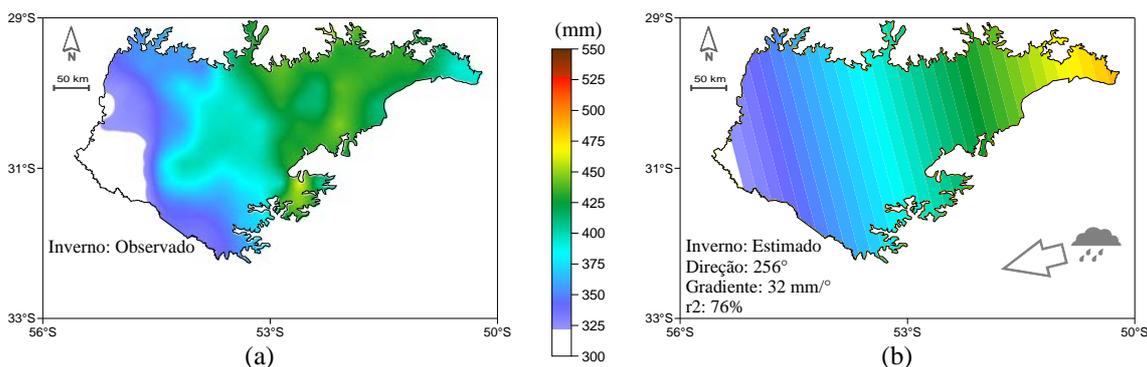


Figura 4.26 – Climatologia da precipitação observada no inverno entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para a Campanha (a seta indica a direção da precipitação).

A superfície de tendência representou adequadamente a distribuição das chuvas no inverno, exceto no extremo leste da região, onde os valores foram superestimados (Figura 4.26b). O r^2 calculado ficou em 76%, sendo igual ao valor observado no inverno. No entanto, a direção preferencial da precipitação foi completamente oposta ao outono, ficando em 256°, o que corresponde ao sentido E-W. Esse comportamento, embora oposto ao observado no outono, também evidencia uma expressiva componente zonal da precipitação.

Na primavera, a climatologia dos valores de precipitação variou entre 370 e 570 mm. Os maiores volumes foram verificados na porção norte, diminuindo gradativamente em direção ao centro da região (Figura 4.27a). Também foi observado um pequeno núcleo com valores em torno de 480 mm no setor sudeste. Já no extremo sul e sudoeste da sub-região da Campanha foram registrados os menores volumes de chuvas, variando entre 370 e 400 mm.

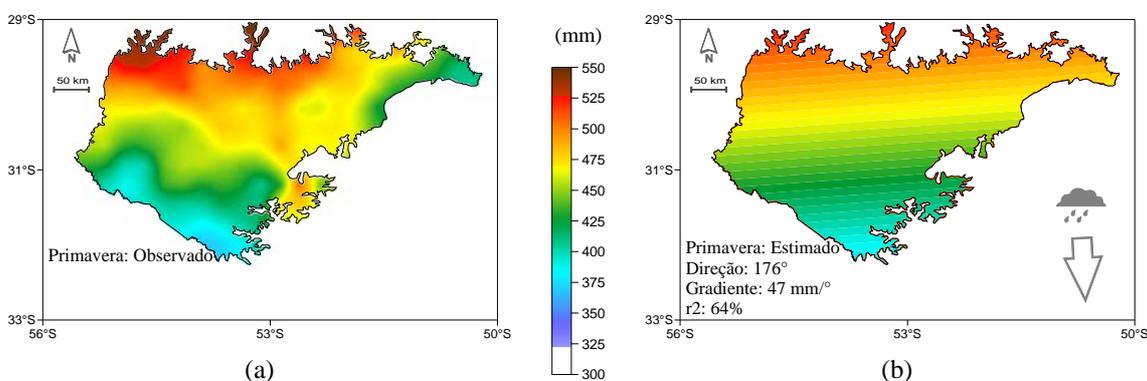


Figura 4.27 – Climatologia da precipitação observada na primavera entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para a Campanha (a seta indica a direção da precipitação).

O valor do r^2 para a equação de tendência na estação de primavera ficou em 64%. O comportamento da precipitação foi bem reproduzido pela superfície de tendência, onde os menores valores foram observados no sul, enquanto os maiores foram registrados no norte da região (Figura 4.27b). A direção calculada, de 176° , representa uma orientação no sentido N-S, semelhante à identificada no verão. O gradiente ficou em $47 \text{ mm}/^\circ$, sendo o maior entre as estações. Esses resultados demonstram que, além de uma moderada tendência, a primavera exibe um forte contraste norte-sul.

Os maiores coeficientes de determinação, identificados no outono e inverno (76%), demonstram que, ao contrário do Litoral, a tendência geográfica da precipitação é mais expressiva nos meses frios, entre março a agosto. A primavera também mostrou uma tendência moderada, com valor de r^2 calculado de 64%. De fato, apenas o verão apresentou um aspecto aleatório na distribuição das chuvas, com r^2 de 21%.

Nas estações de outono e inverno, apesar do r^2 calculado ter sido idêntico, a direção oposta de orientação sugere diferentes mecanismos responsáveis pelas chuvas. No outono, o sentido W-E condiz, tanto com a atuação de ciclones extratropicais, quanto de sistemas frontais. Os ciclones, que possuem sua região de formação preferencialmente sobre o Uruguai (GAN; RAO, 1991), giram no sentido horário no hemisfério sul, correspondendo à mesma orientação preferencial das chuvas, observada na referida estação. A proximidade da Campanha com a região de ciclogêneses faz com que a influência desses sistemas seja mais intensa. Já os sistemas frontais, cuja atuação intensifica-se a partir de maio, organizam extensas faixas de nebulosidade na orientação NW-SE (OLIVEIRA, 1986), e seu deslocamento ocorre no sentido perpendicular à orientação, de SW-NE (SATYAMURTY; MATTOS, 1989; SATYAMURTY et al., 1998).

No entanto, convém destacar que a direção sazonal é um vetor resultante do acumulado mensal de precipitação, de modo que esses valores podem apresentar características distintas entre os meses. É o caso do outono, em que cada mês mostrou uma configuração diferente. Em março a direção ficou em 119° (NW-SE), abril em 84° (W-E) e maio em 11° (S-N) (Tabela 4.5). Sendo assim, dos três meses, dois apresentaram um padrão zonal (março e abril) e um meridional (maio).

No inverno, apesar do número de ciclogêneses ser mais intenso, a direção E-W condiz com a atuação de bloqueios atmosféricos. Vitorino (2003) aponta que a maior incidência de episódios de bloqueios ocorre durante o inverno na Região Sul. De fato, é possível que o posicionamento dos bloqueios iniba a precipitação na sub-região Litoral, sobre os Estados de SC e PR, conforme já mencionado, e ‘ativem’ a precipitação na Campanha. As direções verificadas nos três meses de inverno foram bastante semelhantes (266° em junho, 247° em julho e 263° em agosto [Tabela 4.5]).

A tendência moderada verificada na primavera e a orientação N-S sugerem uma possível atuação dos CCM no regime de chuvas da estação. A partir de setembro, aumenta a incidência dos jatos de baixos níveis (MARENGO et al., 2004), que possuem trajetória meridional, coincidindo com a direção N-S observada. Aliado às frentes frias, que após o inverno registram um novo pico em outubro (OLIVEIRA, 1986), os jatos de baixos níveis propiciam as condições para o desenvolvimento de CCM pré-frontais (VIANA et al., 2009). As direções preferências de orientação nos meses de primavera, assim como no inverno, foram coerentes (191° em setembro, 167° em outubro e, 172° em novembro [Tabela 4.5]).

Apenas o verão exibiu um comportamento espacial aleatório, mostrando uma fraca tendência geográfica da precipitação. Dessa forma, não foi possível identificar através da direção de orientação algum tipo de sistema atmosférico atuante. No entanto, sabe-se através da literatura que a atuação das frentes frias, dos bloqueios atmosféricos e dos ciclones extratropicais diminui nesta época do ano. Sendo assim, em função do aquecimento da superfície, os mecanismos convectivos passam a exercer papel fundamental na dinâmica da precipitação. Entre os meses de verão, apenas janeiro mostrou uma tendência mais expressiva, com r^2 de 45%. Nesse mês, a direção calculada foi de 176°, correspondendo ao mesmo padrão encontrado para os meses de primavera (Tabela 4.5). Dessa forma, os mecanismos descritos para a referida estação podem ser estendidos para o mês de janeiro. Já nos demais meses de verão (dezembro e fevereiro) a chuva parece exibir um comportamento aleatório. Este fato corrobora a análise de variabilidade, descrita no item 4.3, onde os maiores percentuais de desvio localizam-se, grande parte, na sub-região da Campanha.

A orientação das vertentes na sub-região da Campanha, apesar do aspecto difuso, apresenta características importantes na organização da precipitação. Embora com altitudes menores, se comparado ao Litoral, alguns núcleos de precipitação máxima exibem associações com as feições do relevo. No outono, podem ser vistos três núcleos com valores máximos nos setores oeste, sudoeste e noroeste (Figura 4.25a). A localização destes núcleos coincide com três áreas de ‘pequenas serras’, orientadas perpendicularmente em relação ao sentido da precipitação, onde duas delas situam-se no limite com a sub-região do Planalto (Figura 4.6). No inverno, quando o sentido da precipitação se inverte, também é possível verificar que os maiores valores acumulados estão localizados nas bordas de áreas de serras voltadas para nordeste, perpendiculares a orientação (Figura 4.26a e Figura 4.6). Durante a primavera, o fluxo de norte encontra a borda sul do Planalto Meridional, produzindo os maiores índices de precipitação nessas áreas (Figura 4.27a). Por fim, o aspecto difuso do relevo parece também contribuir para a aleatoriedade verificada no verão, mostrando núcleos de precipitação próximos as bordas de planaltos e serras, no entanto, sem evidenciar uma direção preferencial (Figura 4.24a).

4.4.3 Planalto

Os resultados da análise de tendência geográfica para a sub-região do Planalto estão descritos na Tabela 4.6. A avaliação dos dados mensais mostrou que os valores de r^2 variaram entre 2%, em maio, e 87%, em abril. Os valores sazonais de r^2 ficaram em 65% no verão, 54% no outono, 46% no inverno e, 19% na primavera. O Planalto exibiu os menores coeficientes de determinação, comparado às sub-regiões do Litoral e da Campanha, e confirmado pelo menor valor anual, que ficou em 16% (Tabela 4.6). O gradiente também foi o mais baixo entre as três sub-regiões, no qual o valor mensal variou entre 2 e 17 mm/°o, o sazonal entre 14 e 32 mm/°o e o anual, que ficou em 41 mm/°o (Tabela 4.6). A direção preferencial da precipitação ao longo dos meses mostrou-se bastante aleatória, com valores oscilando entre 40°, em outubro e, 360°, em junho. Esse comportamento ficou refletido no padrão sazonal, que variou entre 10°, na primavera e, 334°, no inverno (Tabela 4.6). As direções exibiram uma tendência a serem mais zonais no verão e outono, e mais meridionais na primavera e no inverno.

Tabela 4.6 – Valores de r^2 , gradiente, direção, termos da equação e p para o Planalto

Precipitação (var.dep.)	r^2	grad. (mm/°)	dir. (graus)	termos da equação			nível de significância			
				cte. (mm)	c.ang. x'	c.ang. y'	var.dep.	cte.	c.ang. x'	c.ang. y'
Jan	78%	11	228	805.19	7.88	7.21	0.00	0.00	0.00	0.00
Fev	44%	6	256	483.35	5.45	1.40	0.00	0.00	0.00	0.00
Mar	7%	2	358	87.39	0.05	-1.95	0.00	0.00	0.88	0.00
Abr	87%	14	54	-689.52	-11.67	-8.38	0.00	0.00	0.00	0.00
Mai	2%	2	119	62.29	-2.04	1.12	0.00	0.03	0.00	0.05
Jun	30%	8	360	-75.90	0.02	-7.61	0.00	0.01	0.97	0.00
Jul	64%	17	320	348.74	11.14	-13.15	0.00	0.00	0.00	0.00
Ago	46%	9	342	10.16	2.66	-8.18	0.00	0.59	0.00	0.00
Set	27%	9	326	225.32	4.88	-7.26	0.00	0.00	0.00	0.00
Out	20%	7	40	-196.28	-4.67	-5.66	0.00	0.00	0.00	0.00
Nov	12%	3	76	-10.90	-2.69	-0.65	0.00	0.54	0.00	0.06
Dez	30%	4	184	278.95	0.24	3.78	0.00	0.00	0.42	0.00
Ano	16%	41	344	1328.75	11.25	-39.34	0.00	0.00	0.01	0.00
Verão	65%	18	228	1567.52	13.57	12.39	0.00	0.00	0.00	0.00
Outono	54%	16	56	-539.80	-13.66	-9.21	0.00	0.00	0.00	0.00
Inverno	46%	32	334	282.97	13.82	-28.94	0.00	0.00	0.00	0.00
Primavera	16%	14	10	18.06	-2.47	-13.57	0.00	0.82	0.14	0.00

(*) valores em vermelho indicam níveis de significância (p) inferiores a 5%.

Os níveis de significância para as equações de tendência, ilustrados na Tabela 4.6, mostraram que a variável dependente foi significativa a 1% em todas as análises (mensal, sazonal e anual), embora, em alguns casos, tenha apresentado baixos valores de r^2 . A constante não foi significativa a 5% apenas nos meses de agosto e novembro, e na estação de primavera. Já a longitude (*c. ang x'*) não mostrou-se significativa nos meses de março, junho e dezembro, e na estação de primavera. Por fim, a latitude (*c. ang y'*) não foi significativa a 5% apenas no mês de novembro (Tabela 4.6).

A análise de tendência mensal, exemplificada através dos valores de r^2 (Figura 4.28), permitiu observar que, na maioria dos meses, os valores foram inferiores a 50%. Apenas janeiro, abril e julho obtiveram percentuais de moderados a fortes, 78%, 87% e 64%, respectivamente. Também não foi observada uma tendência sazonal expressiva, já que os maiores índices concentraram-se apenas nos meses centrais das estações de verão (janeiro), outono (abril) e inverno (julho).

A espacialização da climatologia anual de precipitação (Figura 4.29a) permitiu observar que os maiores índices no Planalto concentraram-se no setor oeste da sub-região, especialmente no Estado de SC. Os valores ficaram entre cerca de 1300 e 2300 mm. Os menores volumes foram observados nos extremos, norte do PR e oeste do RS.

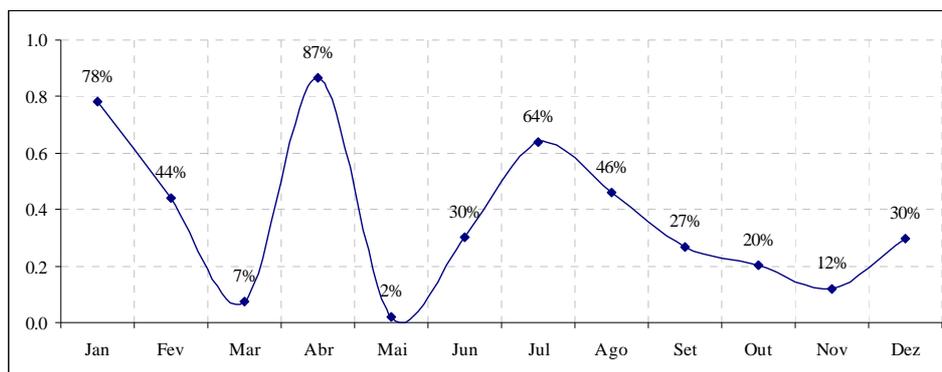


Figura 4.28 – Coeficientes de determinação mensal (%) calculados através da análise de tendência geográfica para a sub-região do Planalto.

O valor de r^2 para a tendência geográfica anual ficou em 16%, o que pode ser considerado baixo. A superfície de tendência, mostrada na Figura 4.29b, não representou as condições da precipitação observa, já que a direção calculada (344°) não corresponde ao real sentido de orientação da variável. Apenas o gradiente de $41 \text{ mm}/^\circ$ mostrou-se relativamente coerente com os índices verificados.

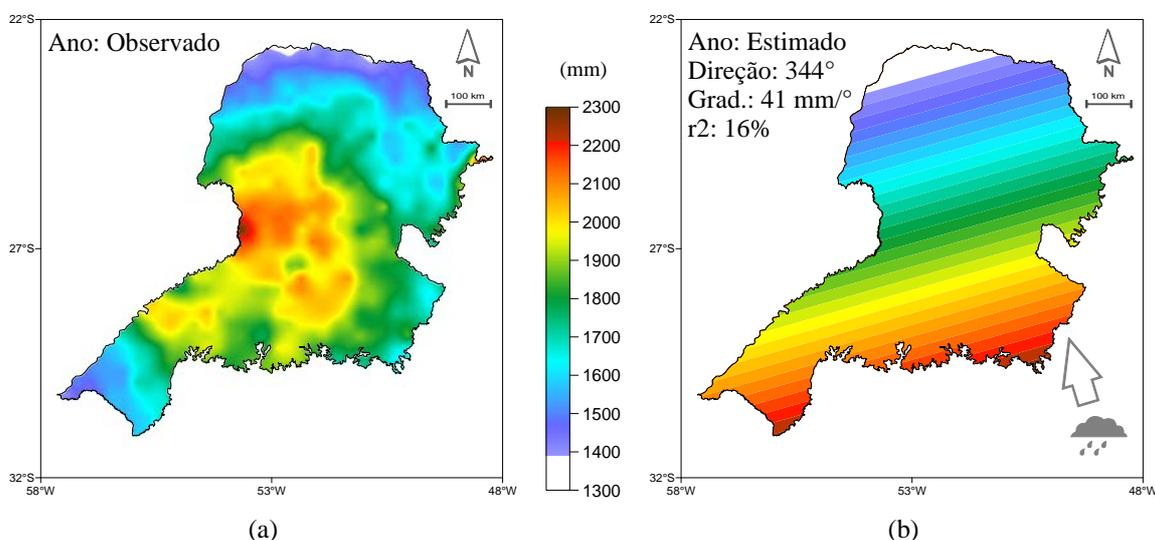


Figura 4.29 – Climatologia da precipitação anual observada entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Planalto (a seta indica a direção da precipitação).

No verão, a climatologia de precipitação mostrou que os maiores volumes foram verificados nas áreas limites com o Litoral dos Estados do PR e SC, bem como nos setores norte e nordeste da sub-região do Planalto (Figura 4.30a). Já os menores índices foram observados no extremo oeste do RS.

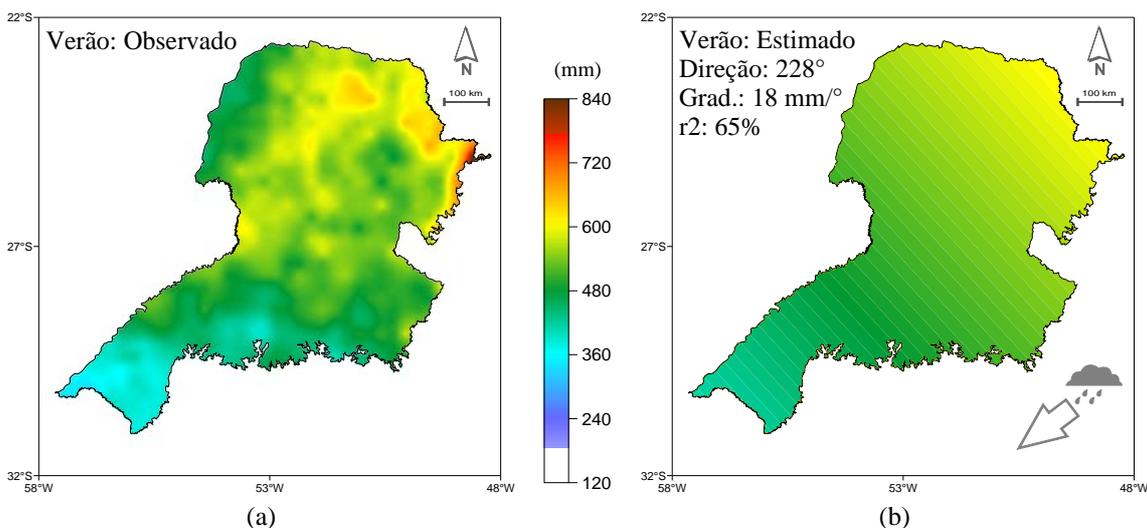


Figura 4.30 – Climatologia da precipitação observada no verão entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Planalto (a seta indica a direção da precipitação).

A superfície de tendência para o verão foi a que melhor representou o comportamento da precipitação entre as estações, com valor de r^2 calculado igual a 65% (Figura 4.30b). No entanto, o gradiente de 18 mm/°, subestimou a precipitação nos locais extremos da sub-região. A direção calculada, 228°, caracteriza um sentido NE-SW.

O outono apresentou um padrão climatológico de precipitação praticamente oposto ao verão, onde os maiores valores concentraram-se na porção sudoeste e os menores no norte do Planalto (Figura 4.31a). Os volumes registrados oscilaram entre 300 e 550 mm.

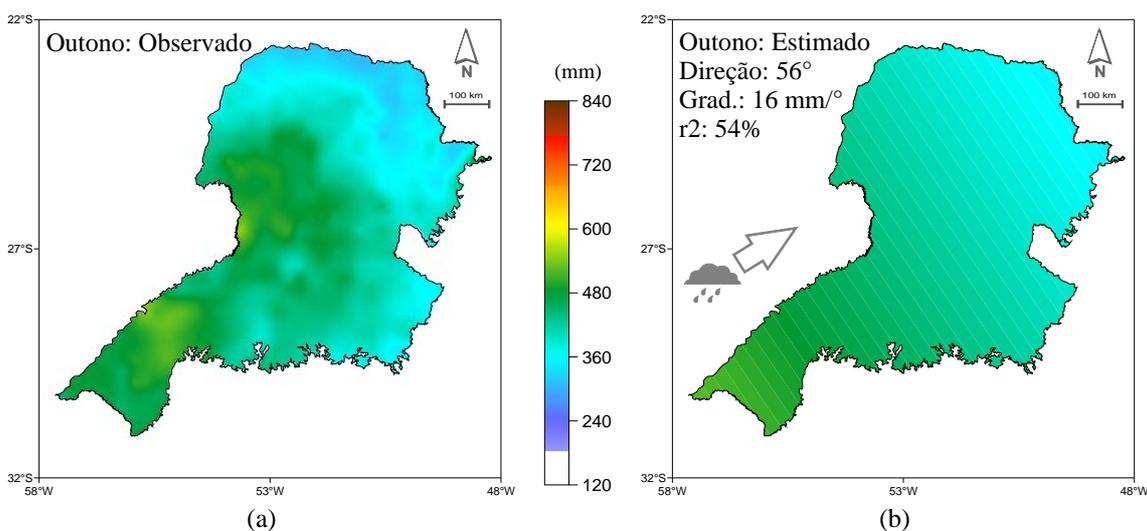


Figura 4.31 – Climatologia da precipitação observada no outono entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Planalto (a seta indica a direção da precipitação).

A superfície de tendência calculada para o outono reproduziu razoavelmente o comportamento da precipitação, especialmente no extremo oeste do RS e no nordeste do PR (Figura 4.31b). O valor do r^2 calculado para a referida estação ficou em 54%, enquanto o gradiente foi de 16 mm/°, mostrando relativa coerência com os valores climatológicos observados. A direção de orientação de 56° evidenciou um gradiente de precipitação no sentido SW-NE.

As condições observadas no inverno revelaram uma concentração das chuvas no setor sudeste, em direção ao centro da sub-região (Figura 4.32a). Já no extremo norte do PR e oeste do RS foram registrados os menores índices pluviométricos. Os valores de precipitação na estação variaram entre cerca de 150 e 470 mm.

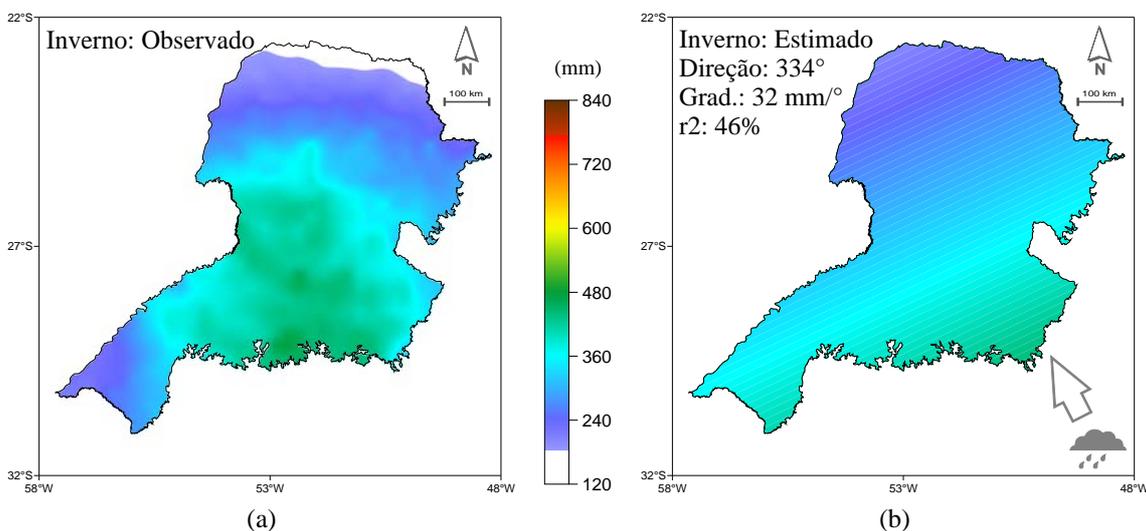


Figura 4.32 – Climatologia da precipitação observada no inverno entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Planalto (a seta indica a direção da precipitação).

A tendência geográfica da precipitação no inverno mostrou-se moderada, com valor de r^2 calculado de 46%. A distribuição espacial das chuvas não foi bem reproduzida pela superfície de tendência (Figura 4.32b), de modo que os baixos volumes observados, principalmente no setor oeste do RS, foram os responsáveis pela representação inadequada. Em SC, na porção centro-oeste do Estado, o comportamento da precipitação também não foi bem reproduzido. O gradiente de 32 mm/° foi semelhante à climatologia observada, enquanto a direção calculada, de 334°, corresponde ao sentido de orientação SE-NW.

Na primavera, a distribuição das chuvas na sub-região do Planalto assemelha-se ao acumulado anual, onde os maiores valores foram observados no oeste, especialmente no Estado de SC, enquanto os menores volumes concentraram-se no oeste do RS e norte do PR (Figura 4.33a). A precipitação variou entre cerca de 330 e 700 mm na referida estação. Os altos volumes observados na porção centro-oeste, entre 600 e 700 mm, mostram a contribuição significativa da precipitação de primavera no total anual, revelando o motivo da semelhança entre os mapas.

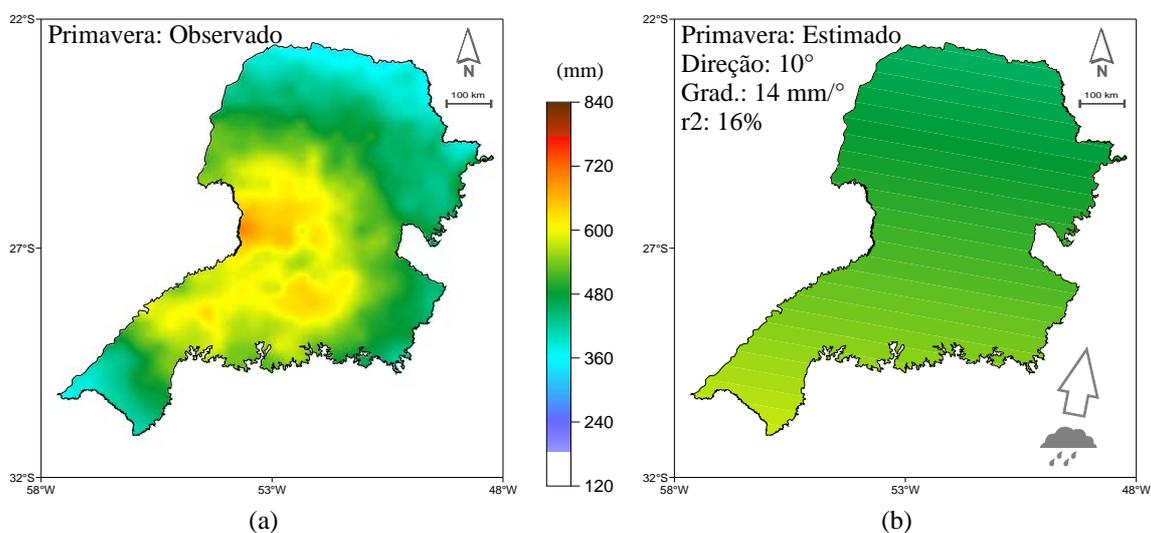


Figura 4.33 – Climatologia da precipitação observada na primavera entre 1988 e 2007 (a) e superfície de tendência estimada (b) para o Planalto (a seta indica a direção da precipitação).

Em relação à tendência geográfica, a primavera registrou o menor r^2 entre as estações, 16%. A superfície de tendência não reproduziu o comportamento da precipitação, mostrando uma discordância entre os valores observados e estimados pela equação (Figura 4.33b). A direção, 10° , e gradiente, $14 \text{ mm}/^\circ$, também não condizem com a climatologia de precipitação observada na primavera.

As superfícies de tendência representaram melhor as características da precipitação no verão e no outono, estações nas quais foram verificados os maiores valores de r^2 , 65% e 54%, respectivamente. No inverno, apesar do r^2 moderado, 46%, a distribuição espacial da precipitação não foi bem estimada e a direção calculada não refletiu o comportamento observado. A estação de primavera obteve o mais baixo valor de r^2 sazonal entre as três sub-regiões analisadas, ficando em 16%.

No verão, com base no sentido de orientação da precipitação observada (NE-SW), é possível sugerir que os episódios de ZCAS constituem-se como um dos mecanismos responsáveis pelas chuvas na sub-região do Planalto. A ZCAS possui uma orientação NW-SE, sendo essa perpendicular à direção da precipitação observada. A atuação da ZCAS é mais significativa em direção a região sudeste e centro-oeste do país (CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006). Dessa forma, o setor norte da sub-região situa-se na periferia de atuação da ZCAS.

O comportamento da precipitação observada no outono é semelhante ao da Campanha na referida estação. A direção calculada, 56° , sugere os ciclones extratropicais e as frentes frias como os principais fatores responsáveis pelas chuvas observadas. Conforme já discutido para sub-região da Campanha no outono, a atuação desses sistemas passa a ser predominante em toda a Região Sul. Tanto o 'giro' e o posicionamento dos ciclones, quanto a direção de deslocamento das frentes, coincidem com a orientação da precipitação observada W-E, caracterizando um fluxo zonal.

No período de inverno, a direção de orientação calculada, apesar de não refletir exatamente o comportamento espacial, sugere um fluxo meridional (S-N). O gradiente de precipitação também não representou claramente as condições observadas. Dessa forma, torna-se difícil, a partir da análise de tendência, identificar os principais sistemas meteorológicos responsáveis pela precipitação. Sabe-se, no entanto, com base na literatura, que as chuvas na estação são dominadas pela passagem de sistemas frontais, de ciclones extratropicais e de episódios de bloqueios atmosféricos. Sendo assim, em uma sub-região ampla como o Planalto, a atuação desses três sistemas em conjunto pode ter sido responsável por não permitir uma melhor representação das características espaciais da precipitação.

Na primavera, as superfícies de tendência, bem como os demais parâmetros calculados, não permitiram a identificação dos mecanismos responsáveis pela precipitação. No entanto, o comportamento espacial da precipitação observada, conforme já discutido na seção 4.3, sugere que os CCM desempenham um importante papel na precipitação da sub-região, especialmente nos setores oeste de SC, sudoeste do PR e noroeste do RS.

Entre as sub-regiões avaliadas, o Planalto foi a que obteve os menores índices de r^2 . Um dos motivos da baixa tendência geográfica observada pode ter sido a ampla área considerada. A sub-região do Planalto corresponde a 70% da área total da Região Sul, enquanto a Campanha perfaz 16% e o Litoral 14%. Uma alternativa para confirmação desta hipótese seria a subdivisão do Planalto em duas ou mais sub-regiões. Esse aspecto é bastante relevante, não apenas para a avaliação de tendência geográfica, como também para as análises geoestatísticas quando se conta com postos pluviométricos espaçados irregularmente, já que neste caso, as características anisotrópicas do relevo são fundamentais para uma melhor representação da distribuição espacial das chuvas.

Em relação ao relevo, a sub-região do Planalto apresenta um gradiente E-W, onde as maiores altitudes são verificadas na borda oriental, decrescendo em direção ao setor ocidental. Essa característica mostrou-se importante para o comportamento da precipitação nas estações de transição, especialmente na primavera. Apesar de a estação ter apresentado o menor valor sazonal de r^2 entre as sub-regiões, o comportamento observado sugere uma forte componente do relevo, aliada à atuação dos CCM. Esses sistemas, que se desenvolvem sobre o norte da Argentina e sul do Paraguai, depositam grande parte da precipitação no setor oeste da sub-região, área onde são verificadas as menores altitudes e uma grande concentração de rios. A elevação progressiva da altitude na direção leste favorece a ascensão das massas de ar. Além disso, o deslocamento dos CCM, que tendem a ser mais zonais (W-E) na primavera (VELASCO; FRITSCH, 1987), e o aporte de umidade oferecido pela rede de drenagem podem contribuir para os altos índices pluviométricos observados.

4.5 Análise de variabilidade

O percentual da variância explicada pela análise de EOF, conduzida a partir dos dados de anomalias mensais de precipitação padronizadas ao longo dos vinte anos de observações (1988-2007), está representado na Figura 4.34. Os três primeiros modos correspondem a mais da metade da variância total das anomalias (53%). Esses modos serão discutidos individualmente a seguir.

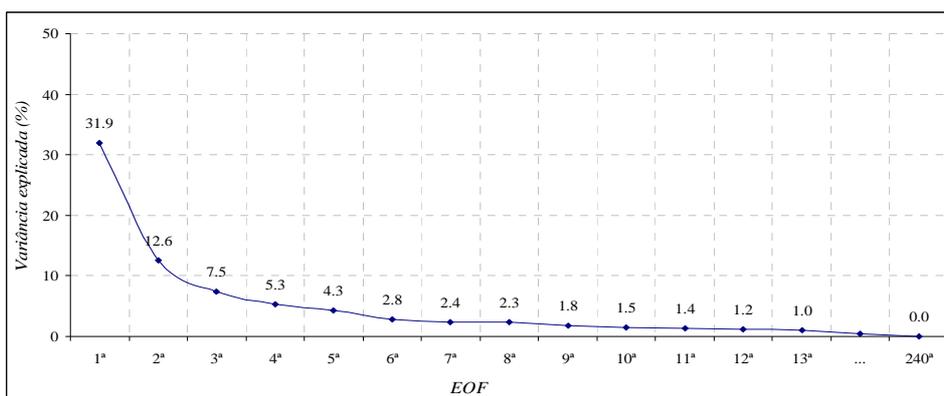


Figura 4.34 – Percentual da variância explicada pelos modos de EOF de anomalias mensais de precipitação no período entre 1988 e 2007 na Região Sul do Brasil.

No primeiro modo (Figura 4.35a), é possível observar um padrão tipo dipolo, com uma característica meridional expressiva. Este padrão indica que quando são observadas anomalias positivas de precipitação no sul/sudoeste do RS, ocorrem anomalias negativas no norte do PR, e vice-versa. Esse modo corresponde a cerca de 1/3 do total da variância (32%) de anomalias. Uma observação importante diz respeito à ‘linha’ que divide as anomalias positivas das negativas. Esta linha coincide, em grande parte, com o limite entre SC e RS, sugerindo que este último Estado apresenta características meteorológicas distintas dos demais. O padrão de dipolo N-S associado ao primeiro modo de EOF concorda com os resultados obtidos por Casarin e Kousky (1986), Nogués-Paegle e Mo (1997) e Paegle et al. (2000), que encontraram uma correlação negativa entre o sul e sudeste do país. No entanto, esses trabalhos avaliaram apenas os meses quentes do ano, associando o padrão de dipolo à atividade da ZCAS.

A série temporal dos *loadings* do primeiro modo (Figura 4.35b) destaca os meses em que os valores ficaram acima/abaixo de $\pm 0,5$. Os períodos nos quais os valores foram maiores que 0,5 (anomalias positivas no sul e negativas no norte da região) ocorreram nos meses de set/88, fev/90, jan/98, mar/02, jun/02, out/02, jun/07 e set/07. As anomalias de precipitação nesse período estiveram associadas a sistemas atmosféricos que atuaram tanto isoladamente quanto em associação com outros sistemas. Segundo o boletim Climanálise (2009), os principais sistemas responsáveis foram: sistemas frontais isolados (jun/02 e jun/07), CCM (jan/98) e sistemas frontais associados à ciclogêneses (set/88, fev/90, out/02 e set/07) e à CCM (mar/02).

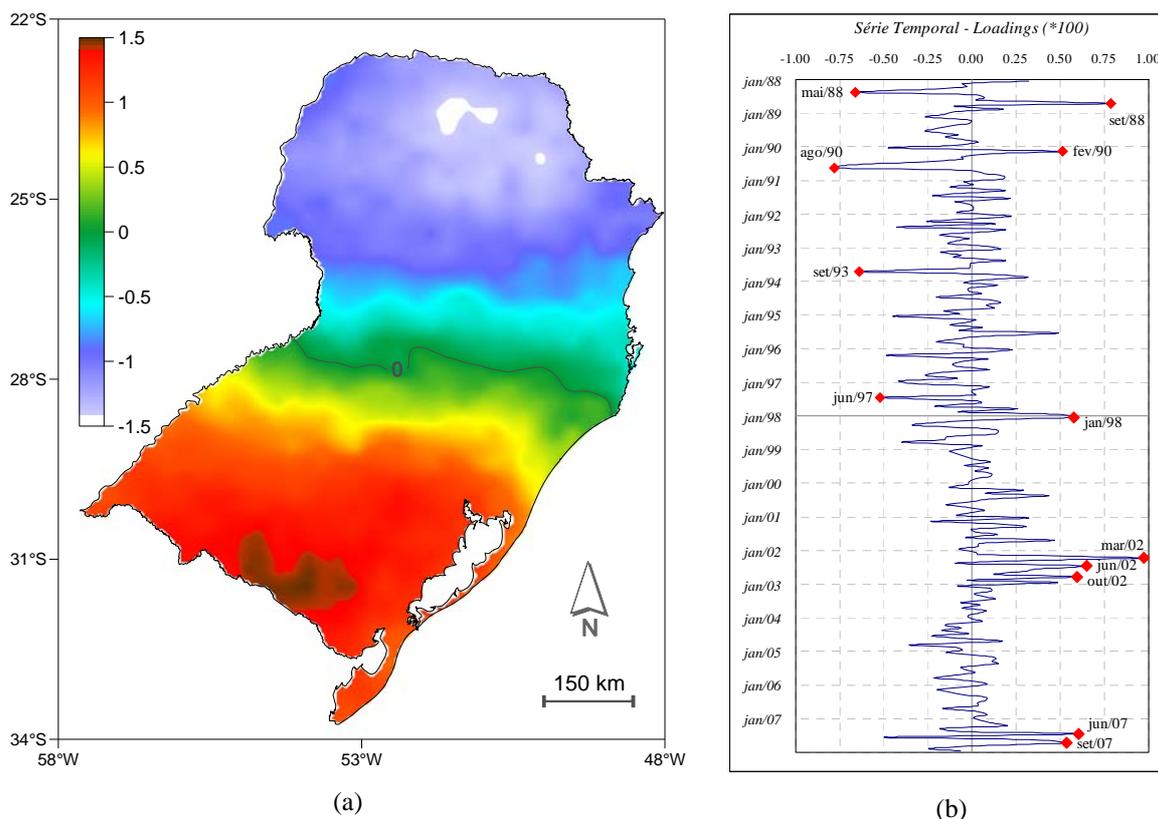


Figura 4.35 – Primeiro modo de EOF de anomalias padronizadas de precipitação mensal no período entre 1988 e 2007: padrão espacial representado pelos *scores* (a) e série temporal pelos *loadings* (b).

O comportamento inverso, quando os valores de *loadings* foram menores que $-0,5$ (o que representa anomalias positivas de precipitação no norte e negativas no sul da região), foi verificado nos meses de mai/88, ago/90, set/93 e jan/97 (Figura 4.35b). Nesse período, os sistemas atmosféricos responsáveis pelas anomalias foram: sistemas frontais (ago/90), ZCAS (jan/97) e associações de sistemas frontais com ciclogêneses (mai/88) e com CCM (set/93) (CLIMANÁLISE, 2009).

A análise dos sistemas atmosféricos associados às anomalias de precipitação no primeiro modo de EOF permite observar algumas características importantes. No inverno, os sistemas frontais tendem a atuar isoladamente, conforme verificado nos meses de ago/90, jun/02 e jun/07. Em alguns casos, esses sistemas permaneceram semi-estacionários na região, o que desencadeou os altos índices de precipitação observados (CLIMANÁLISE, 2009). Nas estações de transição, os sistemas frontais associaram-se a outros mecanismos como ciclogêneses (mai/88, set/88, out/02 e set/07) e CCM (set/93 e

mar/02), o que promoveu a intensificação da precipitação na região. Nos meses de janeiro de 1988 e de 1997, as anomalias foram causadas por episódios de CCM e ZCAS, respectivamente, não exibindo associações com os sistemas frontais. Sendo assim, observa-se que o padrão de anomalias do primeiro modo de EOF está associado basicamente à atuação de sistemas frontais, que atuam isoladamente no inverno e, em associação com outros sistemas nas estações de transição. No verão, as anomalias registradas se devem à presença da ZCAS ou de CCM. A única exceção a esse comportamento foi verificada em fev/90, quando os altos índices foram decorrentes da associação entre sistemas frontais e ciclogêneses.

Parte das anomalias de precipitação verificadas no primeiro modo de EOF pode estar associada ao comportamento dos jatos de baixos níveis, especialmente na metade quente do ano, entre os meses de outubro e abril. Nogués-Paegle e Mo (1997), analisando as características de circulação e transporte de umidade em baixos níveis da atmosfera no setor leste da cordilheira dos Andes, sugerem um papel significativo dos jatos tanto no posicionamento, quanto na intensidade dos episódios de ZCAS. Casarin e Kousky (1986) apontam que o transporte de umidade e, conseqüentemente, a possibilidade de ocorrência de precipitação, apresentam um comportamento do tipo 'gangorra'. Segundo Marengo et al. (2004), grande parte do fluxo de umidade se dirige, ou para a Região Sudeste, configurando episódios de ZCAS, ou para o RS, ocasionando precipitações convectivas, comumente associadas à CCM. Sendo assim, a presença da ZCAS se manifesta no setor norte da Região Sul, de modo que suas características climáticas em relação à precipitação assemelham-se às das Regiões Sudeste e Centro-Oeste.

A análise da série temporal do primeiro modo de EOF (Figura 4.35b) revela um aspecto importante em relação ao comportamento decenal de anomalias. Na primeira década (1988-1997) foi verificado um predomínio de episódios com valores de *loadings* negativos menores que $-0,5$, totalizando quatro meses, contra apenas dois com valores positivos. Em contrapartida, na segunda década, 1998-2007, o comportamento observado foi oposto, sendo que foram verificados seis casos com valores positivos de *loadings* (maiores que $0,5$), e nenhum com valores negativos.

Dessa forma, é possível que esse padrão decenal de anomalias de precipitação possa estar relacionado à ODP, já que o ano de 1998 marca a mudança de fase do fenômeno, passando de quente, entre 1974 e 1997, para fria, de 1998 até o presente (JISAO, 2008). Em relação aos episódios de ENOS, a avaliação da série temporal não revelou um padrão de associação entre o fenômeno e as anomalias de precipitação na região.

O segundo padrão espacial de EOF, representado pela Figura 4.36a, mostra um modo tipo tripolo, indicando que, quando são observadas fortes anomalias negativas de precipitação no centro da Região Sul do Brasil, ocorrem anomalias positivas simultaneamente nos extremo norte do PR e sul/sudoeste do RS, e vice-versa. Este modo corresponde a 13% da variância total das anomalias mensais da região. Não foram encontrados na literatura referências semelhantes a este modo de variabilidade, até porque, conforme já mencionado, a maioria dos estudos envolvendo variabilidade da precipitação utilizando EOF, avalia a precipitação apenas nos meses quentes do ano.

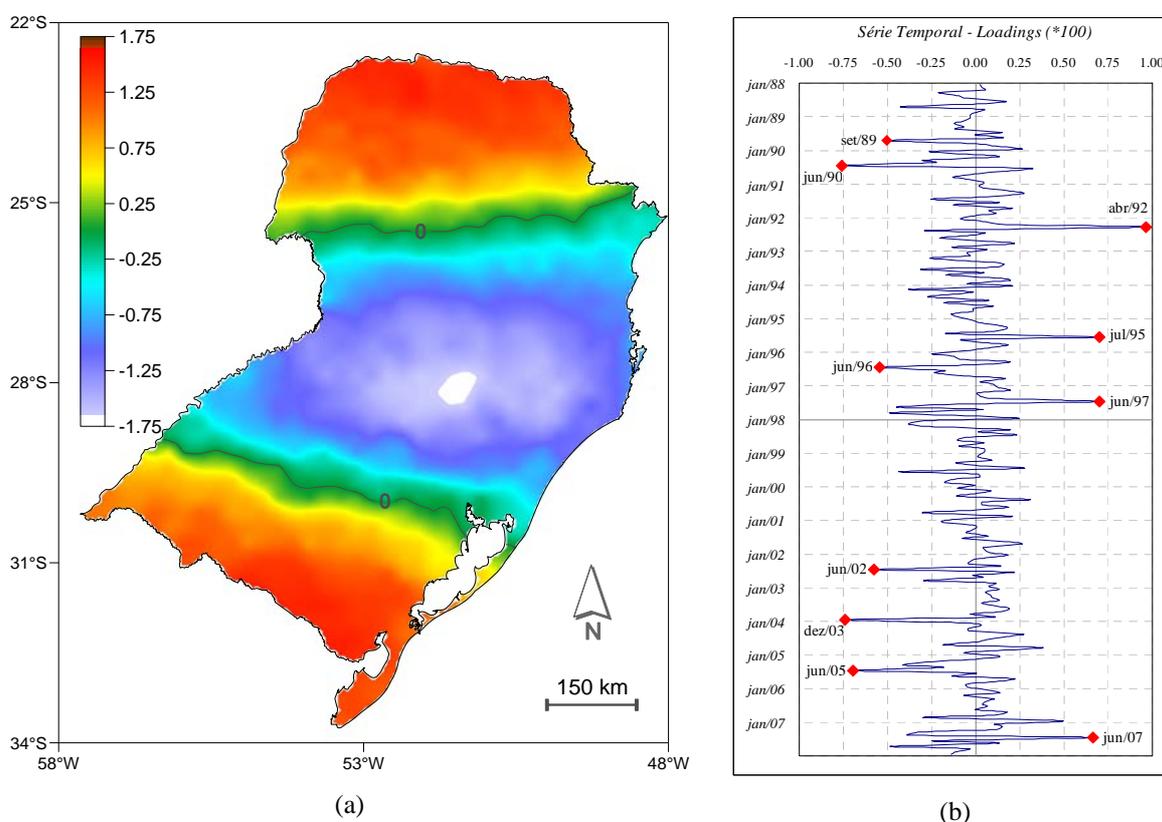


Figura 4.36 – Segundo modo de EOF de anomalias padronizadas de precipitação mensal no período entre 1988 e 2007: padrão espacial representado pelos *scores* (a) e série temporal pelos *loadings* (b).

A série temporal do segundo modo de EOF (Figura 4.36b) apresenta os períodos em que o padrão espacial de anomalias de precipitação foi observado. Os valores negativos de *loadings* (inferiores a $-0,5$) foram verificados nos meses de set/89, jun/90, jun/96, jun/02, dez/03 e jun/05. Já os valores positivos, maiores que $0,5$, correspondem aos meses de abr/92, jul/95, jun/97 e jun/07. A partir da análise das séries temporais dos *loadings* é possível perceber que este padrão, tanto positivo, quanto negativo, é recorrente no inverno, sendo junho o mês de maior incidência.

Nos meses em que foram verificados valores negativos de *loadings* entre $-1,0$ e $-0,5$ (Figura 4.36b), os boletins Climanálise (2009) apontam novamente os sistemas frontais como responsáveis pelos acumulados excessivos. No período de inverno (junho de 1990, 1996, 2002 e 2005) os sistemas frontais observados na região permaneceram semi-estacionários ou associaram-se a ciclogêneses. Já em set/89 e dez/03 os sistemas frontais atuaram juntamente com CCM.

No período em que foram registrados valores positivos de *loadings* entre $0,5$ e $1,0$ (Figura 4.36b), os principais sistemas responsáveis por esse comportamento foram novamente os sistemas frontais semi-estacionários (CLIMANÁLISE, 2009). A precipitação associada a esses sistemas ocorreu, ora sobre o sul do RS (jul/95 e jun/07), ora sobre o norte do PR (jun/97). Apenas em abr/92 os sistemas frontais associaram-se a episódios de ciclogêneses. Nota-se, portanto, que no inverno a atuação das frentes é determinante para os episódios de anomalias de precipitação da região.

O padrão da série temporal dos *loadings* do segundo modo (Figura 4.36b) apresentou uma componente decenal marcante na segunda década. Na primeira (1988-1997) foram observadas três situações com desvios negativos (menores que $-0,5$) e três com desvios positivos (maiores que $0,5$). No entanto, durante a segunda década (1998-2007), houve um predomínio de desvios negativos (três), em relação aos positivos (um). Nesta década, foi possível observar que durante quase todo o período não foram registradas anomalias positivas de precipitação no centro da região. Da mesma forma que no primeiro modo, é possível que a ODP também explique parte destas anomalias, já que novamente não foi observada associação entre os desvios e episódios de ENOS.

O terceiro modo espacial de EOF exibe uma componente zonal (E-W) bastante expressiva. Enquanto o litoral da região registrou anomalias positivas, o interior mostrou um comportamento oposto, e vice-versa (Figura 4.37a). Este modo de variabilidade representa 7,5% da variância total do conjunto de dados. Os meses mais representativos, com valores positivos dos *loadings* acima de 0,5 foram out/91 e abr/02. O comportamento inverso foi verificado apenas no mês de jun/05 (Figura 4.37b).

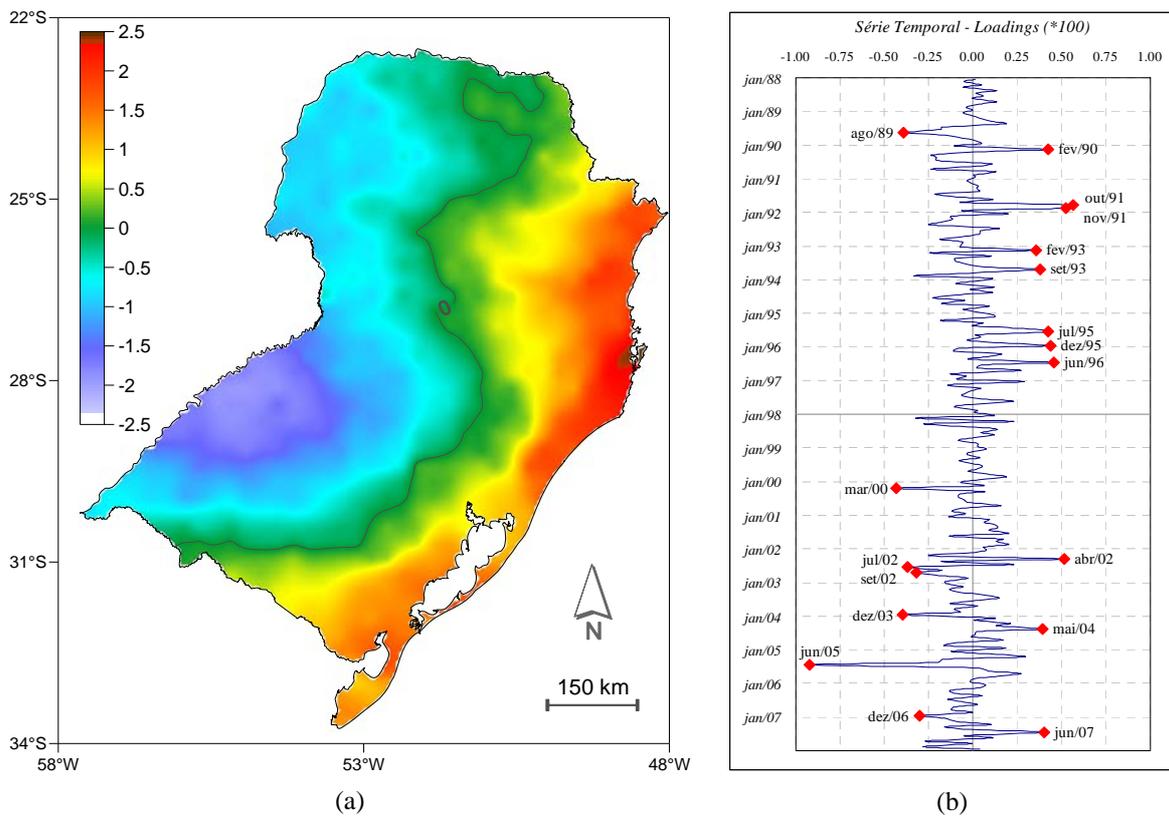


Figura 4.37 – Terceiro modo de EOF de anomalias padronizadas de precipitação mensal no período entre 1988 e 2007: padrão espacial representado pelos *scores* (a) e série temporal pelos *loadings* (b).

Como os valores de *loadings* mostraram-se expressivos em apenas três meses/eventos ($\pm 0,5$), tornou-se difícil avaliar os sistemas atmosféricos atuantes com base nesse período. Dessa forma, os meses que apresentaram valores intermediários, entre 0,3 e 0,5, também foram considerados na análise. Sendo assim, valores positivos da série temporal foram observados também em fev/90, nov/91, fev/93, set/93, jul/95, dez/95, jun/96, mai/04 e jun/07. Já os valores negativos foram verificados também nos meses de ago/89, nov/93, fev/98, mar/00, jul/02, set/02, dez/03 e dez/06 (Figura 4.37b).

A partir da análise das séries temporais, é possível notar que o padrão de anomalias de precipitação do terceiro modo está presente em praticamente todas as estações do ano. No entanto, esse padrão é mais pronunciado na primavera e no verão. O padrão espacial de valores positivos da série temporal (Figura 4.37b), com anomalias positivas no litoral da região, caracterizou-se pela atuação de frentes, em geral associadas a outros sistemas. A análise sazonal mostra que apenas no inverno os sistemas frontais semi-estacionários atuaram isoladamente, sendo os responsáveis pelas anomalias observadas. No verão, destaca-se a atuação de ciclogêneses interagindo com sistemas frontais, sendo estes últimos de fraca atividade. No entanto, a associação entre esses sistemas gerou altos índices de chuva. Nas estações de transição foi observada interação de frentes com CCM (primavera), e de frentes com ciclogêneses (outono) (CLIMANÁLISE, 2009).

Em relação aos valores negativos observados na série temporal (Figura 4.37b), com anomalias positivas de precipitação no interior do continente, a análise sazonal mostra uma concordância entre os sistemas atuantes apenas no inverno. Nessa estação, as anomalias foram provocadas por sistemas frontais associados à forte atividade convectiva, resultante da intensificação dos jatos de baixos níveis. Em set/02 e dez/06 as frentes atuaram isoladamente, enquanto em mar/00 e dez/03 associaram-se a eventos de CCM. Nos meses de nov/93 e fev/98, episódios isolados de ciclogêneses causaram altos volumes de chuvas no setor oeste da região (CLIMANÁLISE, 2009).

O padrão de anomalias no inverno, identificado no terceiro modo, apresentou, assim como nos modos anteriores, uma contribuição significativa dos sistemas frontais na precipitação, conforme demonstrado por Oliveira (1985). No entanto, as anomalias no litoral da região estão associadas às frentes semi-estacionárias atuando isoladamente, enquanto no interior resultam da interação das frentes com jatos de baixos níveis. Outra característica importante diz respeito à atuação dos CCM, que se manifestam especialmente no verão e estações de transição, atuando em conjunto com os sistemas frontais. Esse resultado corrobora os principais estudos sobre a época de ocorrência dos CCM na América do Sul (VELASCO; FRITSCH, 1987; FIGUEIREDO; SCOLAR 1996). A série temporal do terceiro modo de EOF (Figura 4.37b) não exibiu associação com os fenômenos ENOS e ODP.

A análise conjunta dos três modos de EOF permite analisar alguns aspectos importantes. Tanto o primeiro, quanto o segundo modo exibiram um padrão meridional de anomalias. No entanto, o primeiro modo representa os desvios observados nos meses quentes do ano, quando o posicionamento dos jatos de baixos níveis contribui para esse padrão. Já o segundo modo relaciona-se especialmente ao período de inverno, quando os sistemas frontais semi-estacionários são os principais responsáveis pelo excesso de chuvas. Entretanto, o posicionamento desses sistemas se alterna, sendo que ora eles atuam no centro da região, ora nos extremos norte e sul, o que explica o modo de tripolo observado no segundo modo. O terceiro modo de EOF está possivelmente associado aos efeitos de continentalidade/maritimidade, apresentando um predomínio nas estações de primavera e verão.

Alguns aspectos sazonais observados foram comuns em mais de um modo. Os sistemas frontais ocorreram em praticamente todas as estações do ano, sendo que, durante o inverno tendem a atuar isoladamente. Em geral, grande parte dos desvios de chuva nesta estação ocorreu em episódios de frentes que ficaram estacionadas sobre a região por um período prolongado. Os boletins Climanálise (2009) apontam que, em alguns casos, os episódios de bloqueios atmosféricos favoreceram a permanência prolongada das frentes sobre a região. Tanto no inverno, quanto nas estações de transição, os episódios de ciclogêneses atuaram geralmente em associação com os sistemas frontais. Já os CCM predominaram nos meses quentes do ano, e atuaram tanto isoladamente, quanto em associação com as frentes.

4.6 Discussão geral

Esta seção busca discutir, sintetizar e enfatizar os principais resultados encontrados ao longo deste trabalho. Através das diferentes abordagens e métodos utilizados, esta seção almeja integrar as principais questões relativas aos aspectos climatológicos, à tendência geográfica e à variabilidade da precipitação na região. A discussão será feita com base nos resultados deste trabalho juntamente com alguns dos principais estudos publicados até então sobre as características espaço-temporais da precipitação na área de estudo. A abordagem cobrirá os sistemas responsáveis pelo comportamento 'médio' e desvios observados ao longo do período de análise.

Em relação à precipitação média anual, calculada no presente estudo, os valores observados ficaram entre 1155 e 2311 mm, o que corresponde a uma amplitude de 1156 mm. Esses valores foram bastante semelhantes, quando comparados a estudos anteriores. Nimer (1979) encontrou valores entre 1250 e 2000 mm em grande parte da região entre o período de 1914-1938, no entanto os valores extremos observados ficaram entre 1140 e 2456 mm. Esses valores correspondem a uma amplitude 1316 mm. Mendonça e Danni-Oliveira (2007) utilizando dados do INMET, entre 1961 e 2000, encontraram valores médios semelhantes aos de Nimer (1979). Severo (2007), com base no período entre 1978 e 2002, encontrou valores médios anuais entre 1450 e 2100 mm.

No entanto, a análise dos dados sazonais revelou algumas diferenças, entre as quais se destaca a participação sazonal da precipitação, que parece ter sido alterada. Comparando os resultados deste estudo com o trabalho de Rao et al. (1996), que analisaram o período entre 1958 e 1978, verificou-se que parte da precipitação de inverno parece ter migrado para as estações de transição, especialmente para a primavera. A análise dos trimestres secos e chuvosos também corrobora esta afirmação, uma vez que grande parte da região registra o período mais seco nos três meses de inverno (junho, julho e agosto). Além disso, a precipitação de inverno, além de diminuir em frequência (e, conseqüentemente, em volume, já que não foi detectado um aumento significativo na precipitação anual), aumentou em termos de variabilidade.

Ainda em relação aos períodos de concentração máxima e mínima da precipitação, os estudos realizados por Nimer (1979), cobrindo o período entre 1914 e 1938, Rao e Hada (1990), entre 1958 e 1978, e Grimm et al. (1998), entre 1956 e 1992, também avaliaram os trimestres secos e chuvosos na região, permitindo a comparação de seus resultados com os obtidos neste estudo. De maneira geral, foi possível observar que o Estado do RS mostrou uma alternância entre períodos secos e chuvosos ao longo destes últimos 94 anos, entre 1914 e 2007, quando comparado aos demais Estados da região.

O comportamento da precipitação também parece ter sofrido alterações em termos de variabilidade, já que o desvio padrão revelou um aumento de cerca de 30% em relação ao período analisado por Nimer (1979), entre 1914 e 1938. Nos estudos de Nimer (1979), os desvios na região variavam em torno de 20%, enquanto no presente estudo, os valores ficaram em torno de 50%. Esse aumento foi verificado em todas as estações do ano, no entanto, os percentuais variaram de acordo com a localização geográfica. A análise indicou que os menores desvios ocorrem em áreas próximas ao oceano, especialmente nos litorais de SC e PR, mostrando a contribuição das fontes de umidade e o papel do relevo na regularidade das chuvas.

Os maiores desvios anuais de precipitação ocorrem no sudoeste do RS, áreas que registram acumulados inferiores a 1700 mm. Os altos desvios observados neste setor podem estar relacionados ao conteúdo de umidade do solo. Namias (1989), citado por Severo (2007), enfatiza a importância da redução da umidade do solo na manutenção das condições quentes e secas, especialmente no verão, já que a diminuição da umidade provoca um aumento no aquecimento da superfície e reduz a evaporação local. Estudos realizados na Amazônia mostram que 56% da precipitação observada na região é oriunda da própria floresta, decorrente da evapotranspiração (MOLION, 1976). A região sudoeste do Estado do RS caracteriza-se por um tipo de cobertura onde predominam campos limpos e subarbusivos. Além disso, são observados nesse setor processos de arenização devido à fragilidade dos solos (SUERTEGARAY et al., 2001). Esses fatores fazem com que os solos da região possuam baixa capacidade de retenção de água e que, juntamente com a ausência de vegetação de porte, possuam baixas taxas de evaporação, o que poderia causar e/ou agravar a irregularidade das chuvas.

A informação dos desvios em relação à média mostrou-se fundamental na compreensão do comportamento da precipitação, já que a média aritmética costuma 'encobrir' a variabilidade. Embora com precipitações que podem ser consideradas regulares ao longo do ano, os desvios de precipitação na Região Sul, identificados no presente trabalho, são comparáveis aos percentuais verificados em regiões áridas do Nordeste brasileiro onde, nesses locais, o desvio médio anual é superior a 50% da normal (Nimer, 1979). Os percentuais identificados neste estudo mostram que, se as chuvas na Região Sul ficarem 50% acima ou abaixo da média em um determinado mês ou estação do ano, isso pode ser considerado como dentro do esperado.

As direções preferenciais da precipitação, calculadas por meio da análise de tendência geográfica, concordaram com a descrição feita pela literatura dos principais sistemas atmosféricos atuantes na Região Sul. Através da análise foi possível associar os principais sistemas e suas épocas de ocorrência, especialmente nas sub-regiões Litoral e Campanha, com as direções preferenciais da precipitação. No Litoral a tendência mostrou-se expressiva nos meses quentes (primavera e verão), enquanto a Campanha exibiu comportamento oposto, com os maiores coeficientes de determinação observados no outono e no inverno. Esse fato demonstra que a análise de tendência, utilizando as características geomorfológicas, juntamente com outros estudos e técnicas, permitem uma análise mais detalhada sobre a atuação dos sistemas atmosféricos em uma dada região, em distintos períodos de ocorrência.

No entanto, convém destacar que a delimitação das sub-regiões deve ser amplamente testada, já que no Planalto foram verificados os menores coeficientes de determinação, quando comparados às demais sub-regiões. Esse comportamento deve-se provavelmente à grande extensão territorial da sub-região, que corresponde a cerca de 70% da área total da Região Sul. Embora a validação das sub-regiões geomorfológicas tenha mostrado uma concordância em relação à orientação das vertentes no Planalto, a análise de tendência geográfica mostrou os melhores resultados para as sub-regiões menores, como foi o caso do Litoral e da Campanha. A subdivisão do Planalto em duas ou mais sub-regiões, conforme já discutido na seção de análises de tendência, seria uma alternativa para comprovação desta hipótese.

A tendência mais significativa observada no Litoral, na primavera e verão, parece ser controlada essencialmente pelo fluxo de umidade de noroeste. Esse fluxo corresponde ao jato de baixo nível, que atua com maior intensidade nesse período (SATYAMURTY et al., 1998; MARENGO et al., 2004). A direção do jato obedece ao giro anti-horário do anticiclone semipermanente do Atlântico Sul que, ao encontrar a borda oriental do Planalto, propiciam o desenvolvimento de precipitações orográficas, especialmente no litoral dos Estados do PR e SC. Conforme os modelos conceituais propostos por Roe (2005) para avaliação dos mecanismos orográficos, esse comportamento ajusta-se aos padrões convectivos, tanto pelo levantamento mecânico das massas de ar, quanto pelo aquecimento das vertentes pela radiação solar. Cabe destacar que as brisas marítimas também auxiliam no desenvolvimento da convecção.

Conforme foi observado na análise de concentração máxima e mínima da precipitação, o primeiro modo de EOF de anomalias também demonstrou que o Estado do RS possui uma dinâmica atmosférica diferenciada do restante da região. Já o Estado do PR reflete as características climáticas e de variabilidade do centro do país, com predomínio de uma estação seca no inverno e chuvosa no verão. O Estado de SC apresenta-se como uma zona de transição entre essas duas 'zonas climáticas'. Além disso, é possível que o padrão de anomalias detectado no primeiro modo, especialmente, esteja associado às fases da ODP. Sendo assim, é possível esperar que esse padrão de anomalias de precipitação continue a se repetir, já que os ciclos da ODP se manifestam em intervalos entre 20 e 30 anos (JISAO, 2008). Embora as fases da ODP relacionem-se à frequência de eventos de ENOS (maior número de *El-Niños* na fase quente e *La-Niñas* na fase fria), não ficou evidenciada, em nenhum dos três modos de EOF analisados, associação entre este último fenômeno e os padrões de variabilidade da precipitação.

As anomalias de precipitação na sub-região Litoral foram identificadas pelo terceiro modo de EOF e correspondem a 7,5% do total da variância. No inverno, os desvios positivos de precipitação estiveram associados aos sistemas frontais semi-estacionários; no verão e outono, devido à associação entre episódios de ciclogêneses que interagiram com sistemas frontais; e na primavera, em decorrência de associações entre sistemas frontais e CCM.

Na Campanha a tendência geográfica observada no outono é condizente tanto com episódios de ciclones extratropicais (GAN; RAO, 1991), quanto de sistemas frontais (OLIVEIRA, 1986), já que a atuação de ambos intensifica-se na referida estação. No período de inverno, com base na análise da direção preferencial da precipitação é possível sugerir que os episódios de bloqueios atmosféricos localizados na porção ocidental do oceano Atlântico Sul sejam os responsáveis pelas chuvas observadas na estação. De acordo com Vitorino (2003), a atuação dos bloqueios é mais intensa no período de inverno na Região Sul.

No entanto, cabe destacar, em relação ao período de inverno, que a precipitação tanto pode ser favorecida quanto dificultada pelos episódios de bloqueios, dependendo do seu posicionamento. Estudos como os de Casarin (1982) e, Kayano e Kousky (1989) mostraram que a região preferencial de formação de bloqueios no oceano Atlântico ocorre a sudeste da América do Sul. Kousky et al. (1984) e, Kousky e Cavalcanti (1988) mostraram que episódios de bloqueios persistentes impedem o deslocamento natural dos sistemas transientes, tornando os sistemas frontais estacionários e, conseqüentemente, induzindo altos índices de precipitação. No entanto, Severo (2007) aponta que os eventos secos sobre a região Sul do Brasil também estão relacionados a episódios de bloqueios, no qual a divergência no fluxo de umidade é causada pela presença de um anticiclone anômalo localizado a leste da Argentina. Sendo assim, torna-se difícil avaliar o papel dos bloqueios atmosféricos na precipitação. Por outro lado, notou-se que os episódios de bloqueios contribuíram, em muitos casos, para a permanência das frentes sobre a região, conforme os dados obtidos nos boletins Climanálise (2009).

No verão, os altos percentuais de desvio da média identificados na sub-região da Campanha, juntamente com os resultados da análise de tendência geográfica, que não apresentaram valores de r^2 expressivos na referida estação, mostraram que este setor da região apresenta uma aleatoriedade no comportamento da precipitação. Além disso, a análise de EOF mostrou que a variabilidade nessa área corresponde ao primeiro modo e perfaz cerca de 1/3 da variância total do período, exibindo um padrão de dipolo ou 'gangorra' entre os extremos norte e sul da região, conforme referenciado em outros estudos (CASARIN; KOUSKY, 1986; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; PAEGLE et al., 2000).

Esse padrão foi observado essencialmente nos meses quentes, o que reforça ainda mais as características de alta variabilidade da precipitação da sub-região no período. As causas da precipitação excessiva na Campanha decorrem essencialmente da atuação de sistemas frontais no inverno e, de CCM no verão. A associação de sistemas frontais com ciclogêneses foi observada na primavera (CLIMANÁLISE, 2009). Nos casos de anomalias negativas extremas de precipitação, foi identificado um episódio de ZCAS no verão, o que concorda com os estudos referenciados neste parágrafo. Parte desta variabilidade, conforme já discutido, pode estar associada à baixa umidade do solo da sub-região, que não oferecem o suporte de umidade necessário para formação da precipitação.

O Planalto exibiu coeficientes de determinação moderados para as estações de verão e outono. No verão, através do sentido preferencial da precipitação, foi possível observar que a atividade da ZCAS configura-se como um dos principais fatores de contribuição da precipitação no extremo norte da sub-região, conforme já apontaram Cunningham e Cavalcanti (2006). As anomalias positivas verificadas no setor norte corroboram os resultados da análise de tendência. O fluxo de umidade de norte permite o estabelecimento dos jatos de baixos níveis, a leste dos Andes, que possuem papel significativo no posicionamento e intensidade da ZCAS (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997). O padrão de dipolo identificado neste estudo decorre da atividade dos jatos, que ora se posicionam sobre o centro do país organizando a ZCAS, ora se alinham ao sul da Região Sul favorecendo a formação de CCM (MARENGO et al., 2004).

No outono, as características da precipitação no Planalto são semelhantes às da Campanha, sugerindo a atuação dos sistemas frontais e ciclones extratropicais. No inverno e na primavera, as superfícies de tendência não reproduziram o comportamento espacial da precipitação. No entanto, convém ressaltar que as características observadas na primavera sugerem uma atuação significativa dos CCM, conforme já apontado em alguns estudos. Viana et al. (2009) avaliaram a precipitação no RS entre outubro e dezembro de 2003 e concluíram que cerca de 2/3 do volume total de chuvas foi ocasionada por eventos de CCM. As características do relevo da sub-região do Planalto, aliada à disponibilidade de umidade parece favorecer o desenvolvimento desses sistemas.

5. CONCLUSÕES

Este estudo procurou elaborar um panorama geral da precipitação na Região Sul do Brasil entre 1988 e 2007, a partir de dados de postos pluviométricos e sensoriamento remoto. Desse modo, as principais conclusões obtidas a partir deste trabalho são:

- A metodologia aplicada para a compatibilização espacial dos dados 3B43/TRMM e postos pluviométricos possibilitou a realização de estudos climatológicos e de variabilidade da precipitação.
- A regionalização do relevo permitiu a análise de tendência geográfica da precipitação, a qual se mostrou útil na identificação dos sistemas meteorológicos atuantes. A regionalização também evidenciou o papel do relevo como um dos fatores decisivos na organização da precipitação nas sub-regiões identificadas.
- As características climatológicas da área de estudo apresentaram algumas diferenças em relação aos períodos anteriores, mostrando que a participação sazonal da precipitação, a variabilidade e os trimestres secos e chuvosos na região sofreram importantes alterações ao longo das últimas décadas.
- A tendência geográfica da precipitação foi mais expressiva na metade quente do ano na sub-região Litoral, enquanto na metade fria, na Campanha. No Planalto, a tendência mostrou-se moderada no verão e no outono.
- Os padrões de variabilidade da precipitação tiveram como causas distintos sistemas atmosféricos, de acordo com a estação do ano. Nos meses quentes, os CCM atuaram tanto isolados, quanto em associação com frentes. No inverno, as frentes permaneceram estacionárias na região, favorecidas por episódios de bloqueios atmosféricos. Tanto no inverno, quanto nas estações de transição, os ciclones extratropicais atuaram, em geral, associados às frentes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Hidroweb – sistema de informações hidrológicas**. Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>. Acesso em: 10 abr. 2008.

AHRENS, C. D. **Essentials of meteorology: an invitation to the atmosphere**. 3. ed. Brooks/Cole Thomson Learning, 2000. 454 p.

ALVES, M. A. S. **Diagnóstico de precipitação via satélite: uma avaliação da técnica bioespectral**. 1987. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade de São Paulo: São Paulo, 1987.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. Previsões de anomalias de temperatura da superfície do mar no Atlântico Tropical usando análises de correlações canônicas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p. 93-104, 2005.

ARKIN, P. A.; MEISNER, B. The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982-1984. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 51-74, 1987.

AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. 3. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2002. 332 p.

BARRERA, D. F. Precipitation estimation with the hydro-estimator technique: its validation against raingauge observations. In: CONGRESSO DA IAHS, 7., 2005, Foz do Iguaçu. **Anais...**, Foz do Iguaçu: [s.n], 2005.

BARRET, E. C. The estimation of monthly rainfall from satellite data. **Monthly Weather Review**, v. 98, p. 322-327, 1970.

BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosphere, weather and climate**. 6. ed. London: Routledge, 1992. 392 p.

BATTAN, L. J. **Radar observation of the atmosphere**. Chicago: The University of Chicago Press, 1973.

BJERKNES, J. A. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, p. 163-172, 1969.

BJÖRNSSON, H.; VENEGAS S. **A Manual for EOF and SVD analyses of climatic data**, C2GCR Report 97-1, McGill University: Montreal, 1997.

BRYSON, R. A. The paradigm of climatology: an essay. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 3, p. 449-455, 1997.

BURROUGH, P. A. **Principles of geographical information systems for land resources assessment**. Oxford: Clarendon Press, 1987. 193 p.

CARVALHO, M. S.; CÂMARA, G. Análise espacial de eventos. In: DRUCK, S.; CARVALHO, M. S.; CÂMARA, G.; MONTEIRO, A. V. M. (Eds). **Análise Espacial de Dados Geográficos**. Brasília: EMBRAPA, 2004. cap. 2 (ISBN: 85-7383-260-6).

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite Phases of the Antarctic Oscillation and Relationship with Intraseasonal to Interannual Activity in the Tropics during the Austral Summer. **Journal of Climate**, v. 18, p. 702-718, March 2005.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88-108, 2004.

CARVALHO, L. M. V.; MASSAMBANI, O. A temperatura mínima local em imagens IV e a precipitação via radar em eventos semi-estacionários. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 7, 1992. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico da USP. **Anais...**, São Paulo: USP, v. 1, p. 769-773, 1992.

CASARIN, D. P. **Um estudo observacional sobre os sistemas de bloqueio no Hemisfério Sul**. 1982. 82 p. (INPE-2638-TDL/114). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1982.

CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 83-90, 1986.

CENTRO DE PREVISÃO DO TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS (CPTEC). INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). **Imagens de satélite e cartas sinóticas**. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 10 ago. 2008.

CHIU, L.S. et al. Comparison of TRMM and water district rain rates over New Mexico. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 23, n. 1, p. 1-13, 2006.

CLIMANÁLISE – **Boletim de Monitoramento e Análise Climática**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais: São José dos Campos. Disponível em: <<http://www6.cptec.inpe.br/revclima/boletim/>>. Acesso em: 19 jan. 2009.

COLLISCHONN, B. et al. Desempenho do satélite TRMM na estimativa de precipitação sobre a bacia do Paraguai superior. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 59 n. 1, Abril 2007. (ISSN1808-0936)

COLLISCHONN, B; COLLISCHONN, W; TUCCI, C. Análise do campo de precipitação gerado pelo satélite TRMM sobre a bacia do São Francisco até Três Marias. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO SUL SUDESTE, 1, 2006. 27-29 de agosto, Curitiba, PR. **Anais...**, Curitiba: ABRH, 2006.

COMPAGNUCCI, R.H.; RICHMAN, M.B. Can principal component analysis provide atmospheric circulation or teleconneccion patterns? **International Journal of Climatology**, v. 28, n. 6, p. 703-726, 2008.

CONFORTE, J. C. **Rotina em IDL para conversão de dados TRMM**. (INPE, São José dos Campos, 2008). Programa de computador.

CRITCHFIELD, H. J. **General climatology**. 3. ed. New Jersey: Prentice-Hall, 1974, 446 p.

CUNNINGHAM, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, v. 26, n. 9, p. 1165-1180, 2006.

DINKU, T. et al. Validation of satellite rainfall products over East Africa's complex topography. **International Journal of Remote Sensing**, v. 28, n 7, p. 1503-1526, 2007.

DJURIC, D. **Weather analysis**. New Jersey: Prentice-Hall Inc., 1994.

FIGUEIREDO, J. C.; SCOLAR, J. Estudo da trajetória dos sistemas convectivos de mesoescala na América do Sul. In: CONGRESO ARGENTINO DE METEOROLOGIA, 7 e, CONGRESO LATINOAMERICANO E IBÉRICO DE METEOROLOGIA, 7, 1996. Buenos Aires, Argentina. **Anais...**, [S.l : s.n.], 1996, p. 165-166, 1996.

FOLLANSBEE, W. A. Estimation of average daily rainfall from satellite cloud photographs. **NOAA Tech. Memo**. NESS 44: Washington, DC, 1973, 39 p.

FRANCHITO, S. H. et al. Validation of TRMM PR monthly rainfall over Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, D02105, doi:10.1029/2007JD009580, 2009.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROUPELEWSKI, C. F. The South America monsoon rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 47-66, 2004.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 1293-1302, 1991.

GLOBAL MAPPER SOFTWARE LLC. **Global Mapper**. Version 9. Parker: CO. 2007

GOLDEN SOFTWARE. **Surfer version 6.01**- surface mapping system. Golden: Golden Software, Inc., 1995.

GOLDEN SOFTWARE. **Surfer version 8** - surface mapping system. Golden: Golden Software, Inc., 2002.

GRIMM, A. M. Monções na América do Sul. São Paulo, 2008. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15., 2008. Mesa-redonda.

GRIMM, A. M., BARROS, V. R. e DOYLE, M. E. Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. **Journal of Climate**, v. 13, p. 35-58, 2000.

GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2863-2880, November 1998.

GUEDES, R. L.; SILVA DIAS, M. A. F. Estudo de tempestades severas associadas com o jato subtropical na América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 3, 1984. Belo Horizonte, MG, 3-7 Dezembro, **Anais...**, Rio de Janeiro: SBMET, v.1, p. 289-296, 1984.

HUIJBREGTS, C. J. Regionalized variables and quantitative analysis of spatial data. In: DAVIS, J. C.; McCULLAGH, M. J. (Ed.). **Display and analysis of spatial data**. New York: J. Wiley, 1975. p. 38-53.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Geografia**. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/geografia/>>. Acesso em: 15 nov. 2008.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Geografia do Brasil** - Região Sul. Rio de Janeiro: IBGE/SERGRAF. v. 5, 1977.

INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS (IAG). UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO (USP). **Meteorologia sinótica**. Disponível em: <<http://www.master.iag.usp.br/>>. Acesso em: 15 out. 2008.

JACKSON, J.E. **A user's guide to principal components**. Wiley: Hoboken, 2003.

JET PROPULSION LABORATORY (JPL). National Aeronautics and Space Administration (NASA). **Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)**. Disponível em: <<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>>. Acesso em: 15 set. 2008.

JOINT INSTITUTE FOR THE STUDY OF THE ATMOSPHERE AND OCEAN, JISAO. **The Pacific Decadal Oscillation (PDO)**. Disponível em: <<http://jisao.washington.edu/pdo/>> Acesso em: 20 Out. 2008.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and break phases in the South American monsoon system. **Journal of Climate**, v. 15, p. 905–914, 2002.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Changes in the activity of the Madden-Julian oscillation during 1958-2004. **Journal of Climate**, v. 19, p. 6353-6370, 2006.

KAYANO, M. T.; KOUSKY, V. E. Sobre o monitoramento das oscilações intrasazonais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 7, n. 2, p. 593-602, 1992.

KAYANO, M. T.; KOUSKY, V. E. Southern Hemisphere blocking: a comparison between to indices. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 42, p. 165-170, 1989.

KIDDER, S.Q.; HAAR, V. **Satellite meteorology: an introduction**. Academic Press, 1995. ISBN 0-12-406430-2.

KODAMA, Y.M. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ and the SACZ). Part I: Characteristics of sub-tropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, p.813-836, 1992.

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

KOUSKY, V. E.; CAVALCANTI, I. F. A. Precipitation and atmospheric circulation anomaly patterns in the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, p. 199-206, 1988.

KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. A. A review of the southern oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, v. 36A, n. 5, p. 490-504, Oct. 1984.

KUMMEROW, C. et al. The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after Two Years in Orbit. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, p. 1965-1982, 2000.

KUMMEROW, C. et al. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. **Journal Atmospheric Oceanic Technology**, v. 15, p. 809-817, 1998.

KUMMEROW, C.; OLSON, W. S.; GIGLIO, L. A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 38, n. 5, p. 1213-1232, 1996.

KUTNER, M. H. et al. **Applied linear statistical models**. Chicago: Irwin, 2005.

LEPSCH, I. F. **Formação e conservação dos solos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2002. 178 p.

LEVIZZANI, V.; AMORATI, R.; MENEGUZZO, F. A review of satellite-baser rainfall estimation methods. **Multiple-Sensor Precipitation Measurements, Integration, Calibration and Flood Forecasting – MUSIC**, 2002. Disponível em: <<http://www.isac.cnr.it/~meteosat/papers/MUSIC-Rep-Sat-Precip-6.1.pdf>>. Acesso em: 16 nov. 2008.

LOONEY, S. W.; GULLEDGE, T. R. Use of the correlation coefficient with normal probability plots. **American Statistician**. v. 39, p. 75-79, 1985.

MADDOX, R. A. Mesoscale Convective Complexes. **Bulletin American Meteorological Society**, v. 61, n. 11, p. 1374-1387, 1980.

MADDOX, R.A. Large-Scale Meteorological Conditions Associated with Midlatitude, MCC. **Monthly Weather Review**, v.111, p.1475-1493, 1983.

MANTUA, N. J.; et al. Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 1069-1079, 1997.

MARENGO, J.A. et al. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261-2280, 2004.

MARQUES, R. F. C.; RAO, V. B. Bloqueio atmosférico no Hemisfério Sul, 1980-1993. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9., 1996, Campos do Jordão, BR. **Anais...**, 1996. p. 1078-1084. (INPE-6710-PRE/2739).

MARTIN, D. W.; GOODMAN, B.; SCHMIT, T.J.; CUTRIM, E. C. Estimates of daily rainfall over the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research**, 95 (D10), p. 17.043-17.050, 1990.

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.

MO, K. C.; HIGGINS, R. W. The Pacific–South America modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 1581-1596, 1998.

- MOLION, L. C. B. **A climatonic study of the energy and moisture fluxes of the Amazonas basin with considerations of deforestation effects.** 1975. 140 p. (INPE-923-TPT/035). Tese de Doutorado - INPE, São José dos Campos. 1976.
- MONTEIRO, C. A. F. Análise rítmica em climatologia: problemas da atualidade em São Paulo. **Climatologia.** São Paulo, n. 1, p. 1-21, 1971.
- MORAN, J. M.; MORGAN, M. D.; PAULEY, P. M. **Meteorology: the atmosphere and the Science of Weather.** New York: Macmillan, 1994, 517 p.
- NAMIAS, J. Cold waters and hot summers. **Nature**, v. 338, p. 15-16, 1989.
- NASCIMENTO, M. G. **Análise dos impactos dos jatos de baixos níveis sobre a Bacia do Prata.** 2008. 210 p. (INPE-15240-TDI/1327). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - INPE, São José dos Campos. 2008.
- NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). **TRMM data users handbook.** 2001. Disponível em:
<www.eorc.jaxa.jp/TRMM/document/text/handbook_e.pdf>. Acesso em: 20 jan. 2009.
- NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). **Tropical rainfall measuring mission.** Maryland: Goddard Space Flight Center. Disponível em:
<<http://trmm.gsfc.nasa.gov/>>. Acesso em: 20 set. 2008.
- NECCO, G.V. Comportamiento de vortices ciclonicos en el area Sudamerica durante el FGGE: trayectorias y desarrollos. **Meteorologica**, v. 13, n. 1, p. 21-34, 1982.
- NICHOLSON, S. On the question of the “recovery” of the rains in the West African Sahel. **Journal of Arid Environments**, v. 63, p. 615-641, 2005.
- NIMER, E. **Climatologia do Brasil.** Rio de Janeiro: IBGE. 1979. 422 p.
- NOGUÉS-PAEGLE J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 279-291, Feb. 1997.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; BERBERY, E.H. Low-level Jets over the Americas.

Exchanges – Selected Research Papers. n. 16, Jun. 2000.

OLIVEIRA, A. S. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção na Amazônia.** 1986. 134 p. (INPE-4008-TDL/239). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - INPE, São José dos Campos. 1986.

ORLANSKI, I. A Rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin American Meteorological Society.** v. 56, n. 5, p. 527-530, 1975.

PAEGLE, J. Interactions between convective and large-scale motions over Amazonia. In: DICKERSON, R. (Ed.). **The geophisiology of Amazonia: vegetation and climate interactions.** Hardcover: Wiley Intersciences, p. 347-390, 1987.

PAEGLE, J.; BYERLE, L. A.; MO, K. C. Intraseasonal modulation of South American summer precipitation. **Monthly Weather Review,** v. 128, n. 3, p. 837-850, Mar. 2000.

PALMÉN, E.; NEWTON, C. W. **Atmospheric circulation systems: their structure and physical interpretation.** New York: Academic Press, 1969, 603 p.

PANNATIER, Y. **VarioWin: software for spatial data analysis in 2D.** New York: Springer-Verlag, 1996.

PHILANDER, S. G. El Niño and La Niña. **Journal of the Atmospheric Sciences,** v. 42, n. 23, p. 2652-2662, 1985.

PINTO, N. S. et al. **Hidrologia básica.** São Paulo: Edgar Blücher, 1976.

QUADRO, M. F. L.; ABREU, M. L. Estudos de episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul sobre a AS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8, 1994. Belo Horizonte, **Anais...,** Rio de Janeiro: SBMET, v. 2, p. 620-623, 1994.

RAMAGE, K.; JOBARD, I.; LEBEL, T.; DESBOIS, M. Satellite estimation of 1-day to 10-day cumulated precipitation: comparison and validation over tropical Africa of TRMM, METEOSAT and GPCP products. The 2003 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference. **Proceedings...**, Weimar – Germany, 2003.

RAO, V. B.; CAVALCANTI, I. F. A.; HADA, K. Annual Variations of Rainfall over Brazil and Water Vapor Characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research**, v.101, n. D21, p. 26539-26551, 1996.

RAO, V. B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the southern oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, n. 2, p. 81-91, 1990.

RASMUSSEN, E. M.; ARKIN, P. A. Interannual climate variability associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Coupled Ocean-atmosphere Models**, p. 697-725, 1985.

REBELLO, E. R. G. A Oscilação decadal do Pacífico e sua possível influência no regime de precipitação do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14, 2006. **Anais...**, Florianópolis: SBMET, 2006.

REBOITA, M. S. **Elementos da variabilidade climática no extremo Sul do Brasil no período de 1990 a 2001**. 2004. 211 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica). Fundação Universidade Federal do Rio Grande: Rio Grande, 2004.

RICHMAN, M. B. Rotation of principal components. **Journal of Climatology**, v. 6, n. 3, p. 293-335, 1986.

ROE, G. H. Orographic precipitation. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 33, p. 645-671, 2005.

ROSS, J. L. S. (Org.). **Geografia do Brasil**. São Paulo: Edusp, 1995.

ROZANTE, J. R. **Experimentos com o modelo regional ETA em diferentes configurações durante o período SALLJEX e mecanismos de mesoescala associados ao desenvolvimento de SCM.** 2008. 209 p. (INPE-15396-TDI/1411). Tese (Doutorado em Meteorologia) – INPE, São José dos Campos. 2008.

RSI ENVI 4.3 – IDL 6.3. ITT Industries Inc. Bolder: CO. 2006.

SANSIGOLO, C. A.; PEREIRA, C. S.; SILVA, I. R. Relações entre as precipitações regionais no Sul do Brasil e as temperaturas da superfície dos oceanos Atlântico e Pacífico. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 1, p. 5-11, 2004.

SANTOS, I. et al. **Hidrometria aplicada.** Curitiba: Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento, 2001. 372 p.

SATYAMURTY P.; MATTOS, L. F. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 6, p. 1355-1364, 1989.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.A.; SILVA DIAS, P.L. South America. **Meteorological Monographs.** Chapter 3C, v. 27, n. 49, p. 119-139, 1998.

SCOFIELD, R. A. The NESDIS operational convective precipitation technique. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 1773-1792, 1987.

SEVERO, D. L. **Padrões de circulação anômala associados a episódios úmidos e secos no sul do Brasil.** 2007. 224 p. (INPE-15143-TDI/1275). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2007.

SIMPSON, J. et al. On the tropical rainfall measuring mission (TRMM). **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 60 n. 1-3, p. 19-36, 1996.

SNEYERS, R.; GOOSSENS, C. **The principal component analysis application to climatology and to meteorology.** Belgium: World Meteorological: Institut Royal Meteorologique de Belgique, 1988.

SPSS. SPSS 15.0 for Windows (statistical-analysis and data-management system). SPSS Inc. Version 15, 2006.

STATSOFT. STATISTICA (data analysis software system). STATSOFT Inc. Version 6, 2001.

STEPHENS, M. A. EDF statistics for goodness of fit and some comparisons. **Journal of the American Statistical Association**, v. 69, p. 730–737. DOI: 10.2307/2286009, 1974.

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

SUERTEGARAY, D. M. A. et al. **Atlas da arenização sudoeste do Rio Grande do Sul**. 1. ed. Porto Alegre: Secretaria da Coordenação e Planejamento e Secretaria da Ciência e Tecnologia Governo do Estado do RS, 2001. 84 p.

TORRES, J. C.; NICOLINI, M. A composite mesoscale convective systems over southern South America and its relationship to low-level jet events. VAMOS/CLIVAR/WRCP. **Conference on South American low-level jet**. Santa Cruz de la Sierra, 2002.

VALERIANO, M. M. **Topodata**: guia para utilização de dados geomorfológicos locais. São José dos Campos: INPE, 2008. 72 p. (INPE-15318-RPE/818).

VALERIANO, M. M.; PICINI, A. G. **Geoprocessamento de informações agroclimatológicas**. São José dos Campos: INPE, 2003. 133 p. (INPE-10128-RPQ/751).

VALERIANO, M. M.; PICINI, A. G.; MELLO, M. H. A. Estratificação de efeito anisotrópicos do relevo na geração de mapas pluviométricos por geoprocessamento. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 10, n. 1, p. 167-177, 2002.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. v. 2 Digital. Recife, PE. 2006.

VELASCO, I.; FRITSCH, J.M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal Geophysical Research**. v. 92, n. D8, p. 9591-9613, 1987.

VIANA, D. R.; AQUINO, F. E.; BURGO-BRAGA, R.; FERREIRA, N. J. Mesoscale convective complexes in Rio Grande do Sul between October and December of 2003 and associated precipitation. **Revista Brasileira de Meteorologia**. 2009. Aceito para publicação.

VIANA, D. R.; AQUINO, F. E.; MATZENAUER, R. Comportamento espaço-temporal da precipitação no Rio Grande do Sul entre 1945-1974 e 1975-2004. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14, 2006, Florianópolis, **Anais...**, 2006.

VIANA, D. R.; DEWES, C. F.; FERREIRA, N. J. Variabilidade da precipitação na cidade de Porto Alegre-RS Associada às fases da Oscilação Decadal do Pacífico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15, 2008. **Anais...**, São Paulo: SBMET, 2008.

VITORINO, M. I. **Análise das oscilações intrasazonais sobre a América do Sul e Oceanos adjacentes utilizando a análise de ondeletas**. (INPE-9822-TDI/865). 2003. 344 p. Tese (Doutorado em Meteorologia). INPE – São José dos Campos, 2003.

WEARE, B. C.; NASSTROM, J. S. Examples of extended empirical orthogonal function analyses. **Monthly Weather Review**, v. 110, p. 481-485, 1982.

WILKS, D. S. Statistical methods in the atmospheric sciences. 2. ed. **International Geophysics Series**, v. 59, Academic Press, 1995, 464pp.

WOTLING, G. et al. Regionalization of extreme precipitation distribution using the principal components of the topographical environment. **Journal of Hydrology**, v. 233, n. 1, p. 86-101, 2000.