

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS
Faculdade de Meteorologia
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia



Dissertação

**Previsão de um evento de chuva intensa ocorrido no município de Pelotas, RS,
em janeiro de 2009.**

Yasmany Guanche Palenzuela

Pelotas 2017

Yasmany Guanche Palenzuela

**Estudo de um evento de chuva intensa acontecido no município de Pelotas,
RS, em janeiro de 2009.**

**Dissertação apresentada ao Programa de
Pós-Graduação em Meteorologia da
Universidade Federal de Pelotas, como
requisito parcial à obtenção do título de
Mestre em Meteorologia.**

Orientador: Prof. Dr Mateus da Silva Teixeira

Co-orientador: Prof. Dr. Leonardo José Gonçalves Aguiar

Pelotas, 2017

Universidade Federal de Pelotas / Sistema de Bibliotecas
Catalogação na Publicação

P156e Palenzuela, Yasmany Guanche

Estudo de um evento de chuva intensa acontecido no município de Pelotas, RS, em janeiro de 2009 / Yasmany Guanche Palenzuela ; Mateus da Silva Teixeira, orientador ; Leonardo José Gonçalves Aguiar, coorientador. — Pelotas, 2017.

84 f. : il.

Dissertação (Mestrado) — Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas, 2017.

1. Chuvas intensas. 2. Wrf. 3. Previsão de chuva. I. Teixeira, Mateus da Silva, orient. II. Aguiar, Leonardo José Gonçalves, coorient. III. Título.

CDD : 551.5781

Banca examinadora

.....
Prof. Dr. Mateus da Silva Teixeira. Doutor em Meteorologia pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

.....
Prof. Dr. Leonardo José Gonçalves Aguiar. Doutor em Meteorologia pela Universidade Federal de Viçosa (UFV).

.....
Prof. Dr. Yoshihiro Yamasaki. Doutor em Física pela Universidade de Aveiro (Portugal).

.....
Prof. Dr. Fabrício Pereira Harter. Doutor em Computação Aplicada pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

.....
Prof. Dr. Roseli Gueths Gomes. Doutora em Física da Atmosfera pela Université Paul Sabatier (Toulouse- França)

**À minha mãe, que esteja onde estiver,
é a força que preciso para sair adiante**

Agradecimentos

A minha mãe, que não conseguiu ver o nosso sonho feito realidade.

A meu Orientador e amigo Mateus pela paciência e guia em todo o trabalho feito.

A Dayana, minha esposa, que sempre está comigo em todo momento.

A meu pai e irmão, que sempre me ajudaram.

A coordenação da Pós-Graduação em Meteorologia, pela ajuda que brinda a todos os estudantes do programa.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de estudos fornecida.

Resumo

Este estudo tem como principal objetivo analisar as condições sinóticas e avaliar as previsões do modelo WRF utilizando diferentes parametrizações de microfísica de nuvens, do evento de chuva extrema ocorrido no município de Pelotas, RS, durante o dia 28 de janeiro de 2009. A análise sinótica demonstrou que os principais fatores para a ocorrência das chuvas intensas foram a forte convergência do vento em baixos níveis e movimentos verticais ascendentes, além de uma forte convergência de fluxo de umidade em níveis mais baixos, que resultaram ingredientes essenciais na ocorrência das precipitações. As advecções de temperatura e vorticidade foram praticamente nulas durante todo o período de formação e intensificação do ciclone extratropical. As previsões realizadas através do WRF permitem verificar que o modelo não representou de forma consistente a localização e a intensidade do evento para 12, 24, 48 e 72 horas de antecedência. A previsão feita 12 horas antes ao início das precipitações foi a que teve acumulados mais elevados de chuva na região do município de Pelotas, mas não da magnitude do que realmente aconteceu.

Palavras-chave: chuvas intensas, WRF, previsão de chuva

Abstract

The main objective of this study was to analyze the synoptic conditions and to evaluate the WRF model forecasts using different parameterizations of cloud microphysics of the extreme rainfall event in the municipality of Pelotas, RS, in January 28th, 2009. Synoptic analysis demonstrated that the main factors for occurrence of intense rains were strong convergence of wind in low levels and upward vertical movements, as well as a strong moisture flux convergence in lower levels, which were essential ingredients for the occurrence of precipitations. Advections of temperature and vorticity were practically null throughout the period of formation and intensification of the extratropical cyclone. WRF forecasts did not consistently represent the location and intensity of the event for 12, 24, 48 and 72 hours in advance. The forecast made 12 hours prior the beginning of precipitation presented higher accumulated rainfall in the region of the municipality of Pelotas, but with intensity much lower than observed.

Keywords: intense rainfall, WRF, rainfall prediction.

Lista de Figuras

Figura 1	Diferencias entre inundação, enchente e alagamento.....	20
Figura 2	Imagens do alagamento acontecida na cidade de Pelotas, RS, nos dias 28 e 29 de janeiro de 2009.....	21
Figura 3	Localização do município de Pelotas e do estado de RS.....	23
Figura 4	Imagem de sistema frontal ao norte do estado de RS.....	24
Figura 5	Imagem de Sistema Convectivo de Mesoescala ao noroeste do estado de RS.....	25
Figura 6	Anomalia da temperatura da superfície do mar durante a ocorrência de um evento ENOS.....	27
Figura 7	Imagem de ZCAS ao norte do estado de RS.....	28
Figura 8	Localização dos pluviômetros utilizados para a coleta de dados de precipitação no município de Pelotas: Sede Principal da Embrapa (Estrela), Estação Experimental Cascata (Triângulo), Estação Experimental de Terras Baixas (Círculo) e CPPMET(Quadrado).....	35
Figura 9	Domínios utilizados com espaçamentos de grade de 18 km, 6 km e 2 km, respectivamente, estando o terceiro centralizado sobre a região de Pelotas.....	38
Figura 10	Valores de precipitação registrados na região de Pelotas entre as 12 UTC do dia 28 até as as 12 UTC do dia 29 de janeiro de 2009...	43
Figura 11	Acumulado horário das precipitações na sede do Laboratório de Agrometeorologia da Embrapa e a Estação Experimental Cascata durante o dia 28 de janeiro de 2009.....	44

Figura 12	(A) Imagem de satélite, (B) PNMM (hPa) e linhas de corrente em 1000 hPa, (C) altura do geopotencial (m _g p) e velocidade vertical (Pa/s) em 500 hPa e (D) altura do geopotencial (m _g p) e magnitude do vento (m/s) em 250 hPa no dia 27 de janeiro de 2009 às 12 UTC.....	45
Figura 13	(A) Imagem de satélite, (B) PNMM (hPa) e linhas de corrente em 1000 hPa, (C) altura do geopotencial (m _g p) e magnitude do vento (m/s) em 250 hPa e (D) divergência do vento (10^{-5} s^{-1}) em 250 hPa no dia 28 de janeiro de 2009 às 00 UTC.....	45
Figura 14	(A) Convergência de fluxo de umidade (10^{-7} s^{-1}) e vento (m/s) em 1000 hPa e (B) integrado na camada 1000-700 hPa no dia 28 de janeiro de 2009 às 00 UTC.....	46
Figura 15	(A) Imagem de satélite, (B) PNMM (hPa) e linhas de corrente em 1000 hPa, (C) altura geopotencial (m _g p) e velocidade vertical (Pa/s) em 500 hPa e (D) altura do geopotencial (m _g p) e velocidade do vento (m/s) no dia 28 de janeiro de 2009 às 12 UTC.....	47
Figura 16	(A) Temperatura (°C) e vento (m/s) em 1000 hPa, (B) índice K (°C), (C) divergência do vento (10^{-5} s^{-1}) e vento (m/s) em 850 hPa e (D) 250 hPa no dia 28 de janeiro de 2009 às 12 UTC.....	48
Figura 17	(A) Convergência de fluxo de umidade (10^{-7} s^{-1}) e vento (m/s) em 1000 hPa e (B) integrado na camada 1000-700 hPa no dia 28 de janeiro de 2009 às 12 UTC.....	48
Figura 18	(A) Imagem de satélite, (B) PNMM (hPa) e linhas de corrente em 1000 hPa, (C) altura geopotencial (m _g p) e velocidade vertical (Pa/s) em 500 hPa e (D) altura do geopotencial (m _g p) e velocidade do vento (m/s) no dia 28 de janeiro de 2009 às 18 UTC.....	50
Figura 19	(A) Temperatura (°C) e vento (m/s) em 1000 hPa, (B) índice K (°C), (C) divergência do vento (10^{-5} s^{-1}) e vento (m/s) em 850 hPa e (D) 250 hPa no dia 28 de janeiro de 2009 às 18 UTC.....	50
Figura 20	(A) Convergência de fluxo de umidade (10^{-7} s^{-1}) e vento (m/s) em 1000 hPa e (B) integrado na camada 1000-700 hPa no dia 28 de janeiro de 2009 às 18 UTC.....	51
Figura 21	(A) Imagem de satélite, (B) PNMM (hPa) e linhas de corrente em 1000 hPa, (C) altura geopotencial (m _g p) e velocidade vertical (Pa/s) em 500 hPa e (D) altura do geopotencial (m _g p) e velocidade do vento (m/s) no dia 29 de janeiro de 2009 às 00 UTC.....	52

Figura 22	(A) Divergência do vento (10^{-5} s^{-1}) e vento (m/s) em 850 hPa e (B) 250 hPa e (C) convergência de fluxo de umidade (10^{-7} s^{-1}) e vento (m/s) em 1000 hPa e (D) integrado na camada 1000-700 hPa no dia 29 de janeiro de 2009 às 00 UTC.....	52
Figura 23	(A) Imagem de satélite, (B) PNMM (hPa) e linhas de corrente em 1000 hPa, (C) altura geopotencial (m) e velocidade vertical (Pa/s) em 500 hPa e (D) altura do geopotencial (m) e velocidade do vento (m/s) no dia 29 de janeiro de 2009 às 12 UTC.....	53
Figura 24	Comportamento dos índices estatísticos de verificação quantitativa para cada limiar de precipitação na sede da EMBRAPA na rodada 12 horas antes do início do evento. (A), FAR, (B), POD, (C), VIÉS, (D), ETS.....	55
Figura 25	Comportamento dos índices estatísticos de verificação quantitativa para cada limiar de precipitação na sede da Cascata na rodada 12 horas antes do início do evento. (A), FAR, (B), POD, (C), VIÉS, (D), ETS.....	57
Figura 26	Comportamento dos índices estatísticos de verificação quantitativa para cada limiar de precipitação na sede da EMBRAPA na rodada 12 horas antes do início do evento. (A), FAR, (B), POD, (C), VIÉS, (D), ETS.....	58
Figura 27	Comportamento dos índices estatísticos de verificação quantitativa para cada limiar de precipitação na sede da Cascata na rodada 12 horas antes do início do evento. (A), FAR, (B), POD, (C), VIÉS, (D), ETS.....	58
Figura 28	Comportamento dos índices estatísticos de verificação quantitativa para o primeiro limiar de precipitação (0-0,3 mm) para cada uma das previsões com 12, 24, 48 e 72 horas de antecedência na sede da EMBRAPA. (A), FAR, (B), POD, (C), BIAS, (D), ETS.....	59
Figura 29	Comportamento dos índices estatísticos de verificação quantitativa para o primeiro limiar de precipitação (0-0,3 mm) para cada uma das previsões com 12, 24, 48 e 72 horas de antecedência na estação Cascata. (A), FAR, (B), POD, (C), BIAS, (D), ETS.....	60
Figura 30	Comportamento dos índices estatísticos de verificação quantitativa para o segundo limiar de precipitação (0,3-2,5 mm) para cada uma das previsões com 12, 24, 48 e 72 horas de antecedência na sede da EMBRAPA. (A), FAR, (B), POD, (C), BIAS, (D), ETS.....	61
Figura 31	Comportamento dos índices estatísticos de verificação quantitativa para o segundo limiar de precipitação (0,3-2,5 mm) para cada uma das previsões com 12, 24, 48 e 72 horas de antecedência na estação Cascata. (A), FAR, (B), POD, (C), BIAS, (D), ETS.....	61

Figura 32	Localização e intensidade das áreas de precipitação fornecidas pelo CMORPH no dia 28 de janeiro de 2009 às (A) 12, (B) 15, (C) 18 e (D) 21 UTC. Sede Principal da Embrapa (Estrela) e a Estação Experimental Cascata (Triângulo).....	63
Figura 33	Localização e intensidade das áreas de precipitação previstas pelo WRF no dia 28 de janeiro de 2009 às 15 UTC para as diferentes parametrizações: (A) ETA, (B) Kessler, (C) Purdue e (D) WSM6 na simulação feita 12 horas antes ao início do evento. Sede Principal da Embrapa (Estrela) e a Estação Experimental Cascata (Triângulo).....	64
Figura 34	Localização e intensidade das áreas de precipitação previstas pelo WRF no dia 28 de janeiro de 2009 às 18 UTC para as diferentes parametrizações: (A) ETA, (B) Kessler, (C) Purdue e (D) WSM6 na simulação feita 12 horas antes ao início do evento. Sede Principal da Embrapa (Estrela) e a Estação Experimental Cascata (Triângulo).....	65
Figura 35	Localização e intensidade das áreas de precipitação previstas pelo WRF no dia 28 de janeiro de 2009 às 18 UTC usando a parametrização Kessler para as previsões feitas com (A) 12, (B) 24, (C) 48 e (D) 72 horas de antecedência. Sede Principal da Embrapa (Estrela) e a Estação Experimental Cascata (Triângulo).....	65
Figura 36	Acumulado total das precipitações fornecidas pelo CMORPH para o dia 28 de janeiro de 2009. Sede Principal da Embrapa (Estrela), Estação Experimental Cascata (Triângulo), Estação Experimental de Terras Baixas (Círculo) e radar meteorológico da Universidade Federal de Pelotas (Quadrado).....	66
Figura 37	Acumulado total das precipitações previstas pelo WRF para o dia 28 de janeiro de 2009 com 12 horas de antecedência para as diferentes parametrizações de microfísica de nuvens: (A) ETA, (B) Kessler, (C) Purdue e (D) WSM6. Sede Principal da Embrapa (Estrela), Estação Experimental Cascata (Triângulo), Estação Experimental de Terras Baixas (Círculo) e radar meteorológico da Universidade Federal de Pelotas (Quadrado).....	67
Figura 38	Acumulado total das precipitações previstas pelo WRF para o dia 28 de janeiro de 2009 utilizando a parametrização de microfísica de nuvens de Kessler para (A) 12, (B) 24, (C) 48 e (D) 72 horas de antecedência. Sede Principal da Embrapa (Estrela), Estação Experimental Cascata (Triângulo), Estação Experimental de Terras Baixas (Círculo) e radar meteorológico da Universidade Federal de Pelotas (Quadrado).....	68

Figura 39	Acumulado total das precipitações previstas pelo WRF para o dia 28 de janeiro de 2009 utilizando a parametrização de microfísica de nuvens de ETA para (A) 12, (B) 24, (C) 48 e (D) 72 horas de antecedência. Sede Principal da Embrapa (Estrela), Estação Experimental Cascata (Triângulo), Estação Experimental de Terras Baixas (Círculo) e radar meteorológico da Universidade Federal de Pelotas (Quadrado).....	68
Figura 40	Acumulado total das precipitações previstas pelo WRF para o dia 28 de janeiro de 2009 utilizando a parametrização de microfísica de nuvens de Purdue para (A) 12, (B) 24, (C) 48 e (D) 72 horas de antecedência. Sede Principal da Embrapa (Estrela), Estação Experimental Cascata (Triângulo), Estação Experimental de Terras Baixas (Círculo) e radar meteorológico da Universidade Federal de Pelotas (Quadrado).....	69
Figura 41	Acumulado total das precipitações previstas pelo WRF para o dia 28 de janeiro de 2009 utilizando a parametrização de microfísica de nuvens de WSM6 para (A) 12, (B) 24, (C) 48 e (D) 72 horas de antecedência. Sede Principal da Embrapa (Estrela), Estação Experimental Cascata (Triângulo), Estação Experimental de Terras Baixas (Círculo) e radar meteorológico da Universidade Federal de Pelotas (Quadrado).....	69

Lista de tabelas

Tabela 1	Conjunto de experimentos das diferentes previsões a realizar com o modelo WRF.....	39
Tabela 2	Tabela de contingência 2x2.	40

Lista de abreviaturas e siglas

ARPS	Advanced Regional Prediction System
BRAMS	Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System
CAPE	Convective Available Potential Energy
CCM	Complexos Convectivos de Mesoescala
CIN	Convective Inhibition Index
CISL	Computational and Information Systems Laboratory
CMORPH	Climate Prediction Center MORPHing
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CRDCRS	Coordenadoria Regional de Defesa Civil do Rio Grande do Sul
CReSS	Cloud Resolving Storm Simulator
DSA	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
EN	El Niño
ENOS	El Niño- Oscilação- Sul
ETS	Equitable Threat Score
FAR	Razão de Alarme Falso
GFS	Global Forecast System
GOES 10	Global Online Enrollment System
hPa	hectopascal

IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JBN	Jato de Baixos Níveis
K	K index
Km	quilômetro
LI	Lifted Index
LN	La Niña
MM5	Penn State Mesoscale Model
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NCL	NCAR Command Language
NW	Noroeste
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PNMM	Pressão a nível médio do mar
POD	Probabilidade de Detecção
q	Umidade específica
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
RRTM	Rapid Radiative Transfer Model
RS	Rio Grande do Sul
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SE	Sudeste
SF	Sistemas Frontais
T	Temperatura
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
u	Componente zonal do vento
UFPEL	Universidade Federal de Pelotas
UTC	Coordenada do Tempo Universal

v	Componente meridional do vento
VCAN	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
VIÉS	BIAS statistic Index
w	Velocidade vertical
WRF	Weather Research and Forecasting
WRF-3DVAR	Método Variacional Tridimensional do WRF
WSM6	The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme
YSU	Youngstown State University
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

Sumário

1 Introdução	19
2 Revisão de literatura	22
2.1 Sistemas meteorológicos que afetam RS	22
2.2 Previsão quantitativa das chuvas	29
3 Metodologia	34
3.1 Dados utilizados.....	34
3.2 Análise sinótica das chuvas no município de Pelotas.....	36
3.2.1- Variáveis fornecidas pelo modelo GFS.....	36
3.2.2- Variáveis e parâmetros termodinâmicos calculados.....	36
3.3 Modelo WRF e experimentos numéricos realizados.....	37
3.4 Índices Estatísticos de Desempenho	39
3.4.1 Razão de Alarme Falso (False Alarm Ratio – FAR).....	40

3.4.2 Probabilidade de Detecção (Probability of Detection-POD).....	41
3.4.3 VIÉS (BIAS).....	41
3.4.4 Equitable Threat Score (ETS).....	41
4 Resultados e discussões.....	43
4.1 Análise sinótica.....	43
4.2 Modelagem numérica das precipitações.....	54
4.3- Comparação das chuvas previstas com estimativas de precipitação por satélite (CMORPH).....	62
5 Conclusões.....	71
Referências bibliográficas.....	73

1 Introdução

Dos eventos meteorológicos existentes, a precipitação é de grande importância tanto para a economia como para a sociedade. Ela exerce um efeito direto sobre o balanço hídrico e indireto em variáveis meteorológicas como a umidade relativa do ar, temperatura do ar e do solo, radiação solar, entre outras. Pode, ainda, influenciar tanto nas necessidades humanas, como no crescimento e desenvolvimento vegetal (LEITE et al., 2011). O estudo detalhado do seu regime é muito útil, não só para a gestão dos recursos hídricos, mas também para o planejamento territorial e a previsão dos efeitos que traz para a população.

Durante os últimos anos os desastres naturais têm aumentado consideravelmente no mundo inteiro. Podem ser considerados como desastres naturais eventos de maior escala como terremotos, tsunamis, erupções vulcânicas, ciclones e furacões, além de processos e fenômenos mais localizados, tais como deslizamentos, inundações, subsidências e erosão, os quais podem ocorrer naturalmente ou induzidos pelo homem (TOMINAGA et al. 2009). Todos eles são responsáveis por expressivos danos e perdas, de caráter social, econômico e ambiental. Um dos fenômenos meteorológicos que contribui à ocorrência de desastres naturais é a precipitação, fundamentalmente as chuvas intensas e as persistentes (KOBAYAMA et al., 2006, ALVARENGA, 2012). Pode-se considerar como chuvas intensas aquelas precipitações que acumulam uma grande quantidade de água na superfície em um curto período de tempo, impedindo que os sistemas de drenagem naturais ou artificiais escurram toda a chuva (KONRAD, 1997; HARNACK et al., 1999; TEIXEIRA, 2009), enquanto as chuvas persistentes são as que perduram por períodos de tempo consideráveis (dias e até semanas), acarretando acumulados bem significativos e impossibilitando que o solo possa drenar toda a água precipitada (PRIETO, 2016; BRANDÃO, 2009).

As principais consequências que podem acarretar estas chuvas intensas e/ou persistentes são as enchentes, inundações e alagamentos, os quais podem ainda ser agravados por outros fenômenos como ventos fortes, granizos, entre outros (TEIXEIRA, 2004). Podem-se considerar, segundo Tominaga et al. (2009), uma inundação como o transbordamento d'água do curso fluvial, atingindo a planície de inundação ou área de várzea; alagamento como o acúmulo momentâneo da água em determinados locais por deficiência do sistema de drenagem, e enchentes quando a elevação do nível d'água atinge a cota máxima sem extravasar (Figura 1).



Figura 1 – Diferencias entre inundação, enchente e alagamento.

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

A dificuldade da simulação numérica das chuvas intensas tem sido objeto de estudo de muitos investigadores nos últimos anos. Alguns dos resultados referentes à simulação numérica das precipitações demonstram que a técnica de modelagem numérica é promissora, mas ainda não existe um modelo que seja capaz de dar com exatidão a distribuição espacial e quantitativa das precipitações.

No município de Pelotas, localizado no estado de Rio Grande do Sul (RS) foi registrado um caso de alagamento muito devastador entre os dias 28 e 29 de janeiro de 2009 (Figura 2), devido a precipitações muito intensas registradas na região. De acordo com a Coordenadoria Regional de Defesa Civil do RS (CRDCRS, 2016) ocorreram 14 mortes em total, além de derrubar pontes e interditar várias estradas, provocando o rompimento do aterro da via férrea de Rio Grande a Bagé, ocasionando o descarrilamento de um trem e a morte do maquinista.



Figura 2 – Imagens do alagamento acontecida na cidade de Pelotas, RS, nos dias 28 e 29 de janeiro de 2009.

Fonte: <http://lamparinaverde.blogspot.com.br/2009/01/enchente-em-pelotasrs.html>

O objetivo fundamental do trabalho é prever o evento de chuva intensa ocorrido no município de Pelotas, RS, entre os dias 28 e 29 de janeiro de 2009 em alta resolução. Os objetivos específicos visam:

- a) Analisar as condições sinóticas associadas a este caso.
- b) Realizar previsões das condições atmosféricas desse caso com o modelo numérico Weather Research and Forecasting (WRF).
- c) Comparar os dados simulados com dados de estimativa de precipitação por sensoriamento remoto do Climate Prediction Center MORPHing (CMORPH).

2 Revisão de Literatura

2.1 Sistemas meteorológicos que afetam RS

O estado de RS está localizado em uma região de transição entre os trópicos e as latitudes médias, apresentando um relevo acidentado onde é possível observar planícies, planaltos e depressões em toda a sua geografia. O município de Pelotas (Figura 3) encontra-se localizado no sudeste do RS. Segundo dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) (2016), é a terceira cidade mais populosa do estado, com aproximadamente 323.034 habitantes, sendo que 300.952 (93%) vivem na zona urbana e os 22.082 restantes (7%) na zona rural. A densidade demográfica é de cerca de 196,18 hab/Km², ocupando uma área de 1.610,084 km², com topografia predominantemente plana, e altitudes baixas. A altitude média é de 7 metros acima do nível do mar e a cidade está localizada a cerca de 60 km ao oeste do Oceano Atlântico.

Pelotas apresenta um clima subtropical úmido, sendo a temperatura média anual da cidade de 17,6 °C. Os ventos são predominantemente do quadrante leste, e seu clima apresenta forte influência marítima. Devido à massa de ar Tropical Atlântica, a região apresenta elevada umidade atmosférica (cerca de 80%). Por causa desses fatores, ocorre a amenização da temperatura, tanto no inverno, quanto no verão (SILVA, 2007).

As condições do tempo no RS são influenciadas por diversos fenômenos meteorológicos, entre os quais os mais importantes são os Sistemas Frontais (SF), Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), o El Niño- Oscilação- Sul (ENOS), os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e os bloqueios atmosféricos. No mês de janeiro o estado é influenciado por massas de ar de origem Continental-Tropical, o que traz um aumento das

temperaturas e uma diminuição das precipitações quando comparado com outras épocas do ano (FIRPO et al., 2012).

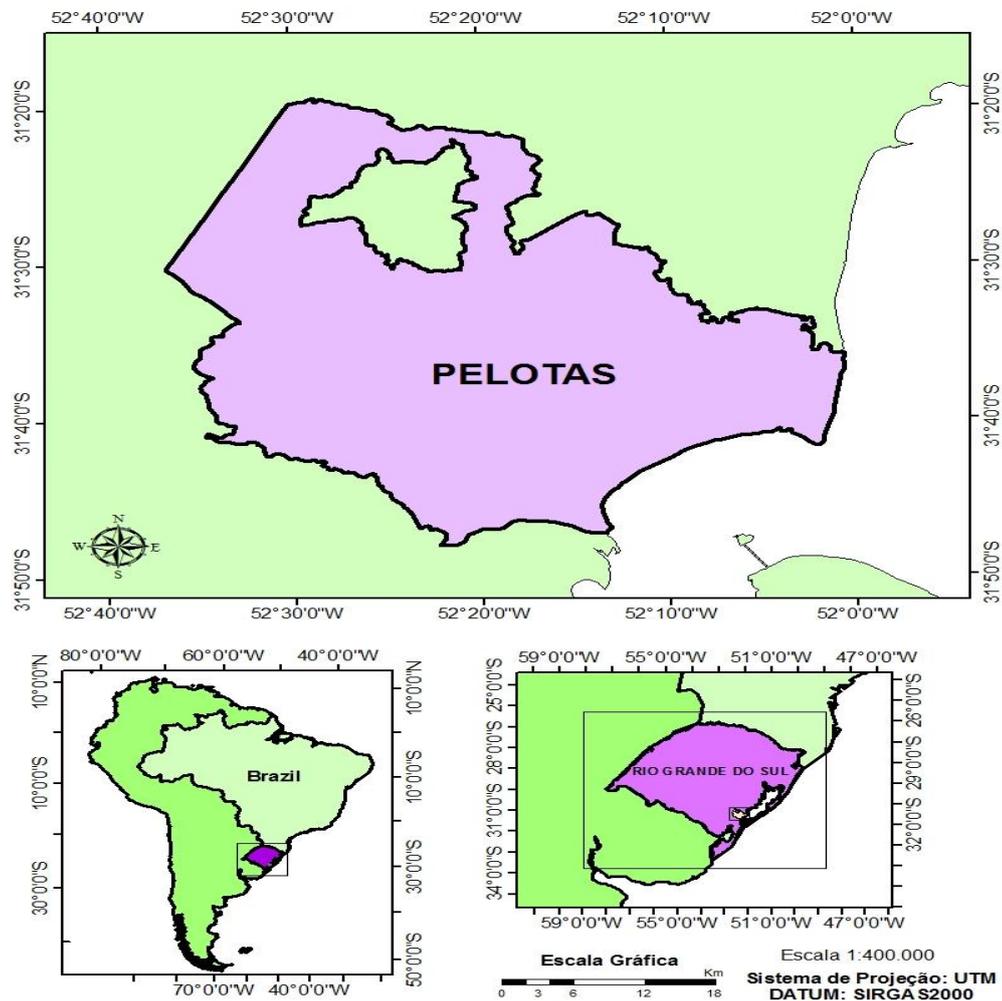


Figura 3 – Localização do município de Pelotas e do estado de RS.

Britto et al. (2006) estudaram a variabilidade mensal e sazonal da precipitação do RS e encontraram quatro sub-regiões com valores de pluviosidade total semelhantes para as diferentes épocas do ano. Durante o inverno, a chuva é mais concentrada na sub-região do litoral e no centro-sul, geradas fundamentalmente pelos SF. Durante a primavera, chove mais na sub-região noroeste do RS, devido aos SCM. No verão a maior quantidade de precipitação está concentrada na sub-região nordeste do Estado, a qual é atingida por chuvas convectivas que estão associadas aos SF, os quais, mais ativos sobre o Oceano Atlântico, são a causa fundamental das precipitações nessa época do ano. No outono chove mais na sub-região sudoeste do Estado porque as frentes, que chegam com maior frequência na região, ficam estacionárias devido aos sistemas de bloqueio atmosférico.

Os SF (Figura 4) são definidos como uma zona de transição entre duas massas de ar com características físicas distintas e fortes gradientes de temperatura e umidade (BJERKNES, 1919), sendo responsáveis pelas chuvas e as baixas temperaturas, principalmente no sul do país (QUADRO et al.,1996; SATYAMURTY et al.,1998; HARTER, 2004). No RS eles comumente ocorrem durante todo o ano, com maior frequência durante os meses de inverno e início da primavera (OLIVEIRA, 1986; JUSTI da SILVA, 2003; ANDRADE, 2005). Eles estão associados a ciclones extratropicais que se formam na costa sul do Brasil/Uruguai, onde há uma alta frequência de ciclogênese, provocado pela confluência da corrente fria das Malvinas com a corrente quente do Brasil, o que possibilita a sua intensificação (GAN; RAO, 1991). Andrade (2005) fez um estudo sobre o comportamento dos SF na América do Sul durante o período de 1980-2002, determinando a maior influência deles na região sul do Brasil durante a primavera, diminuindo no verão, onde são possíveis de observar ainda, mas com uma intensidade menor na maioria dos casos. Alguns destes SF ficam estacionários, devido a condições de bloqueios atmosféricos durante vários dias, gerando uma quantidade de chuva significativa, o que pode acarretar desastres em algumas regiões.

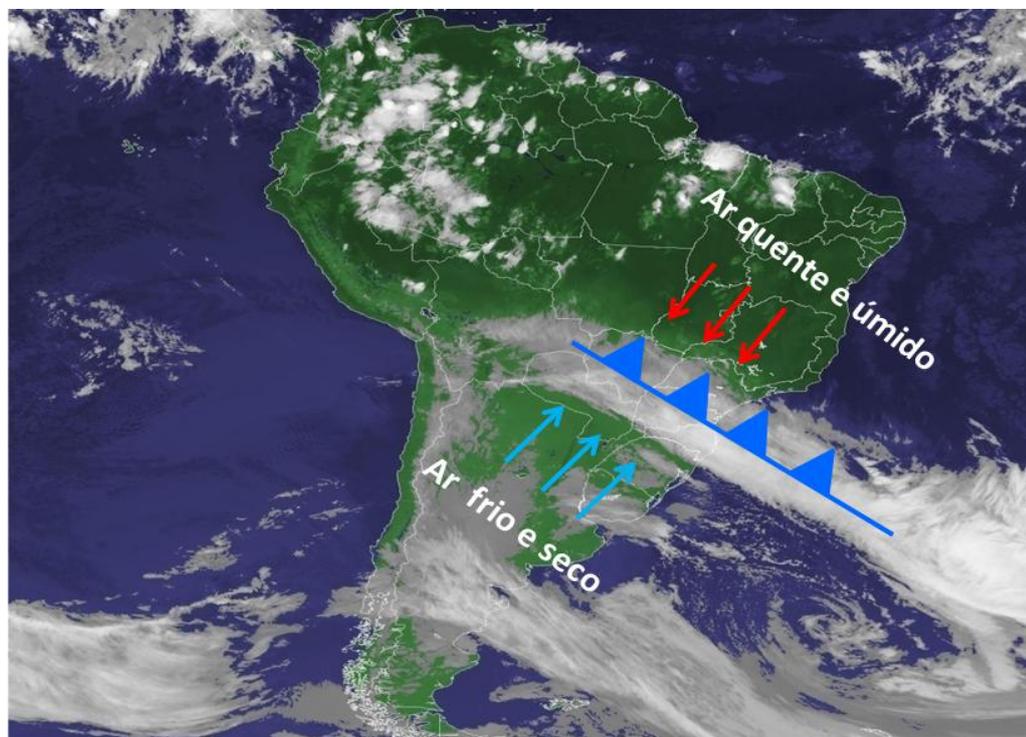


Figura 4 – Imagem de sistema frontal ao norte do estado de RS.

Fonte: Adaptado de CPTEC/INPE

Os SCM (Figura 5) são aglomerados de nuvens convectivas que se apresentam de várias formas, com uma área contínua de precipitação consideravelmente maior do que uma tempestade individual. Eles possuem muitas vezes uma extensa camada de nuvens de até centenas de quilômetros de dimensão horizontal e uma duração de 6 a 12 horas (HOUZE, 1993; COTTON et al., 2010). Os SCM que possuem forma de linha são denominados Linhas de Instabilidade e os que apresentam formato circular são os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM). Eles estão associados a eventos de forte precipitação, rajadas de vento, intensas tempestades elétricas, granizo e até tornados (MADDOX, 1983; SILVA DIAS, 1996), causando sérios danos na infra-estrutura das cidades e no campo e até mesmo perdas de vidas. Uma das forçantes externas na formação deste tipo de sistema é o transporte meridional de umidade e calor por parte do Jato de Baixos Níveis (JBN). O acoplamento do JBN e da Corrente de Jato intensifica a formação de SCM (UCCELINI; JOHNSON, 1979; SEVERO, 1994; SILVA DIAS, 1996).

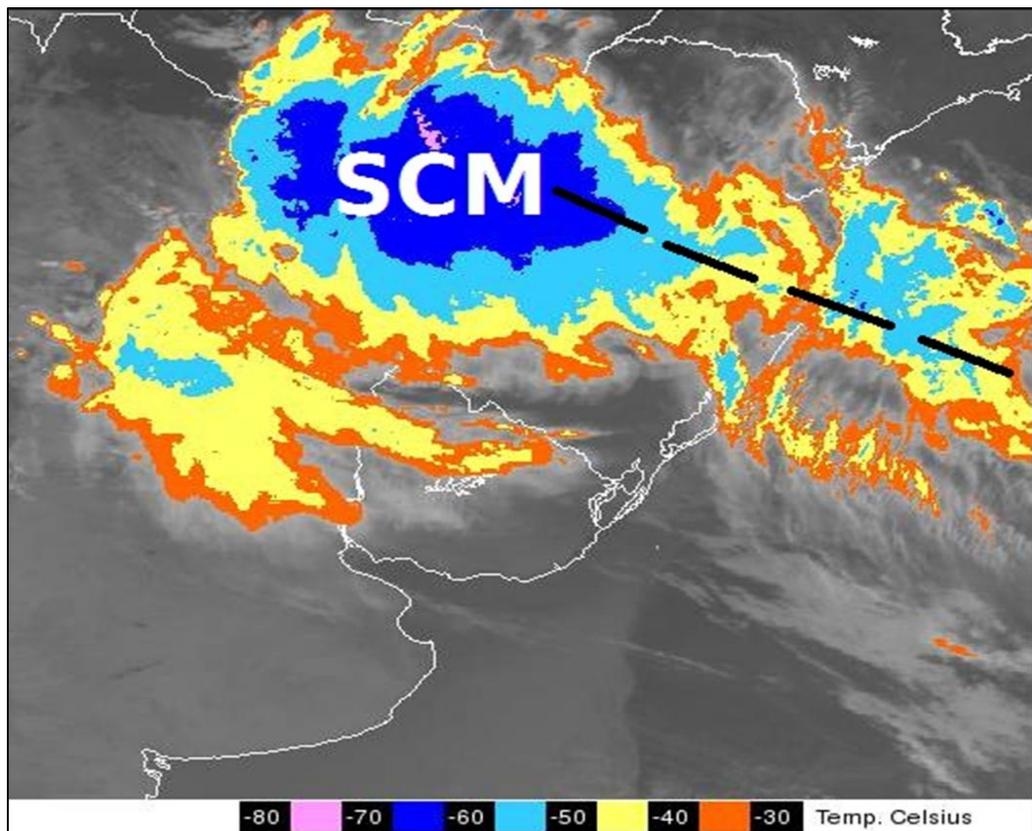


Figura 5 – Imagem de Sistema Convectivo de Mesoescala ao noroeste do estado de RS.

Fonte: Adaptado de CPTEC/INPE

Na América do Sul, os SCM formam-se a leste dos Andes, normalmente na planície do Chaco, deslocando-se durante o inverno para leste, tendo um comportamento mais zonal, enquanto no verão, este deslocamento torna-se de sudoeste para nordeste (GUEDES, 1985). Os SCM são responsáveis por cerca de 60% da precipitação no sul da América do Sul e podem ocorrer durante todo o ano, apresentando maior frequência de outubro a março (MOTA, 2003), entretanto têm uma duração média aproximadamente de 14 horas (VELASCO; FRITSCH, 1987; DURKEE; MOTE, 2010). No RS também são mais comuns durante os períodos mais quentes, embora os mais fortes ocorram de julho até setembro devido à maior ocorrência de frentes frias neste trimestre, o que favorece a uma maior atividade convectiva (CAMPOS; EICHHOLZ, 2011).

Outro fenômeno que pode influenciar na precipitação da região é o ENOS (Figura 6). Acontece como resultado da interação oceano-atmosfera no Oceano Pacífico Tropical, onde ocorre uma variação da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) na parte central e junto à costa oeste da América do Sul que, em associação com os campos de pressão, afetam o clima em diversas áreas do mundo (ROPELEWSKI; HALPERT, 1987, 1989). O ENOS acontece quando as águas quentes migram para a região leste da bacia do Pacífico equatorial (PHILANDER, 1990), o qual favorece a ocorrência de precipitações no sul do Brasil (GRIMM et al., 1998; GRIMM et al., 2000; BERLATO; FONTANA, 2003). Este fenômeno é considerado como um evento quase cíclico que se repete entre dois a sete anos e apresenta uma duração média de seis a dezoito meses. No Sul do Brasil existe um evidente sinal de variabilidade climática relacionado com o fenômeno ENOS, ou seja, os episódios quentes (El Niño- EN) estão relacionados com a precipitação pluvial acima da normal e os episódios frios (La Niña- LN), relacionados à diminuição da precipitação pluvial no RS (KOUSKY; CAVALCANTI, 1984; RAO; HADA, 1990; FONTANA; BERLATO, 1997; DIAZ et al., 1998; GRIMM et al., 2000). Segundo Fontana e Berlato (1997) há dois períodos em que é observada uma maior influência do ENOS sobre a precipitação pluviométrica no RS: a primeira é nos meses de outubro a dezembro do primeiro ano da influência do ENOS, enquanto a segunda, chamada de “repique”, é durante os meses de abril a junho do ano seguinte.

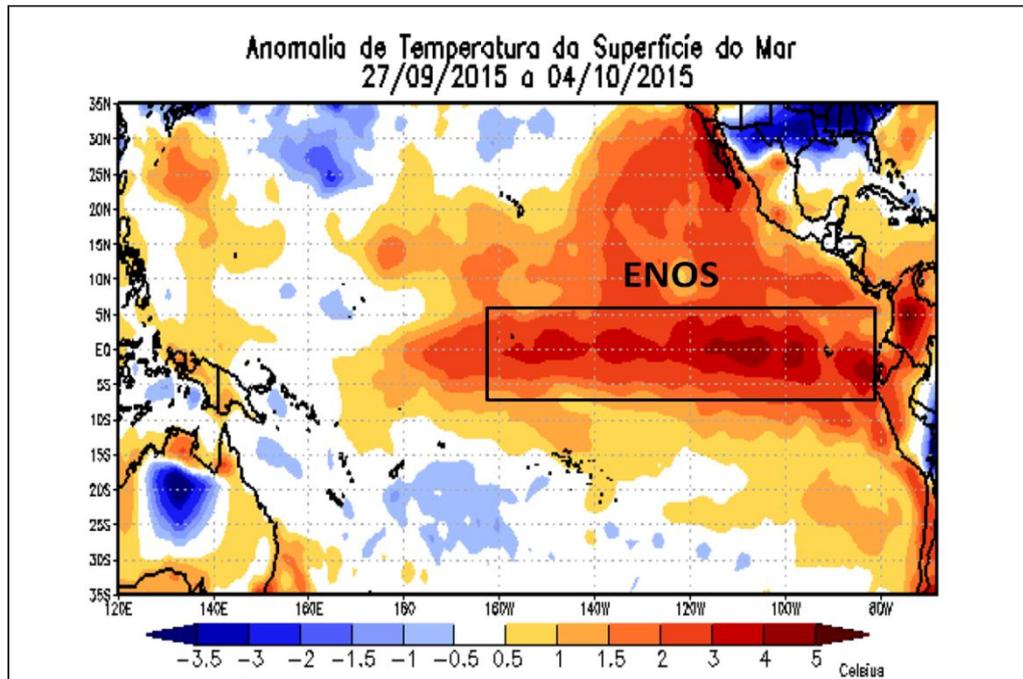


Figura 6 – Anomalia da temperatura da superfície do mar durante a ocorrência de um evento ENOS.

Fonte: Adaptado de CPTEC/INPE

Os VCAN são centros de baixas pressões fechadas em níveis altos que se formam no lado equatorial do máximo fluxo de oeste da corrente do jato polar ou subtropical e que se desprendem completamente do escoamento de oeste. Usualmente, estas baixas desprendem-se da região da corrente de jato e são advectadas para o lado equatorial do escoamento básico de oeste (PALMÉN, 1949; GAN; KOUSKY, 1982; NIETO et al., 2005). Os VCAN que influenciam o RS são oriundos do Pacífico, os quais cruzam os Andes e se intensificam sobre o sul e sudeste do Brasil, favorecendo a ocorrência de temporais e chuvas intensas em um curto período de tempo (CAVALCANTI, 1985; VAREJÃO-SILVA, 2005). Eles ocorrem em qualquer uma época do ano, mas são mais frequentes durante o outono e o inverno e mais difíceis de serem observados durante o verão, sendo julho o mês com maior número de formação de VCAN, enquanto em março acontece com uma menor frequência (LOURENÇO et al., 1996; GARREAUD; FUENZALIDA, 2007; REBOITA et al., 2010b).

Sobre o estado de RS também é possível observar a influência da ZCAS (Figura 7), a qual pode ser identificada nas imagens de satélite como uma extensa banda de nebulosidade com orientação noroeste/sudeste (NW/SE), que vai desde o sul da região Amazônica até o centro do Atlântico Sul (KOUSKY, 1988; KODAMA,

1992; QUADRO, 1994; LIEBMAN et al., 1999; CARVALHO et al., 2004). A ZCAS está presente no verão, devido ao transporte de umidade em baixos níveis proveniente do oceano Atlântico e da região amazônica para o interior e a região sudeste do Brasil. Outros mecanismos para a formação da ZCAS são a manutenção da convecção pela convergência de umidade na baixa e na média troposfera, e o alto contraste de umidade (KODAMA, 1992; QUADRO, 1994; REBOITA et. al, 2010a). Este fenômeno favorece a ocorrência de chuvas na região sudeste do Brasil, podendo chegar até os estados mais ao norte da região sul, devido ao deslocamento da posição da ZCAS. Entretanto ela causa o efeito inverso no RS, onde há períodos de estiagem que podem perdurar por vários dias (LIEBMANN et al. 2004).

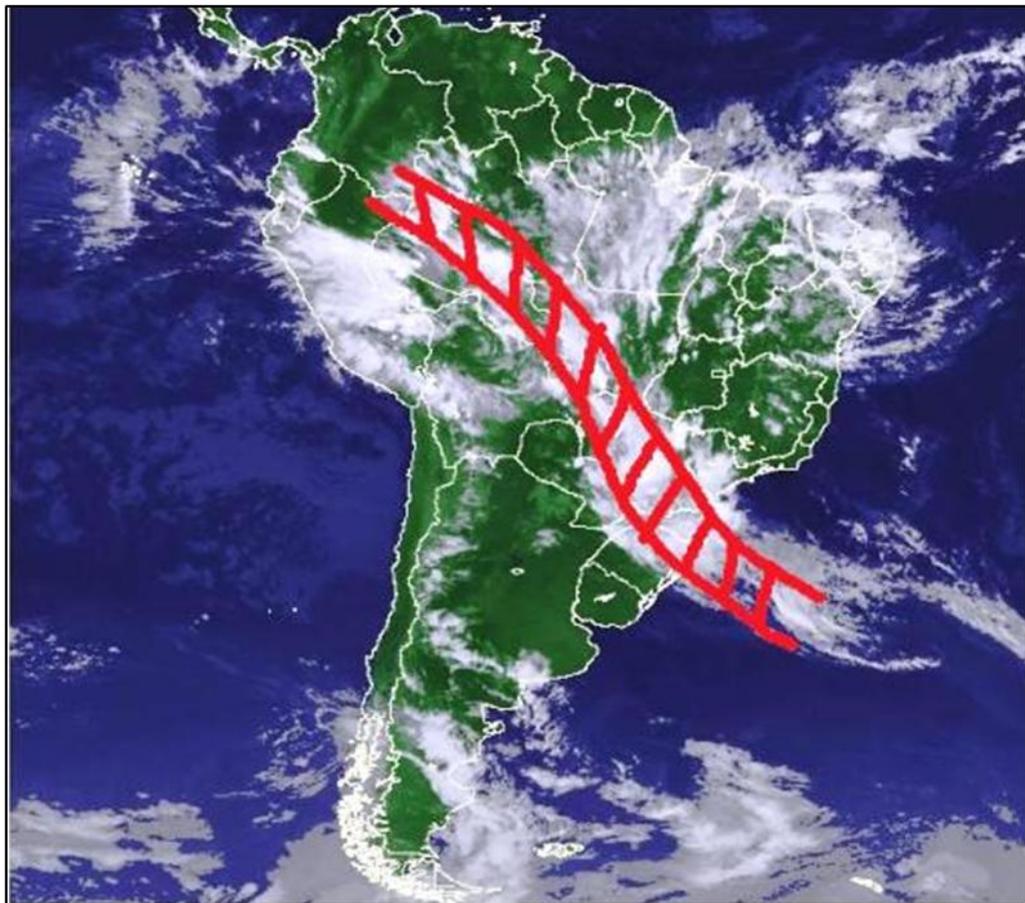


Figura 7 – Imagem de ZCAS ao norte do estado de RS.

Fonte: Adaptado de: CPTEC/INPE

Os bloqueios atmosféricos são outros fenômenos meteorológicos que contribuem para a ocorrência de precipitações intensas e persistentes no RS. Pode-se considerar como bloqueio um centro de alta pressão semi-estacionário, com estrutura barotrópica, propiciando a divisão do jato em dois ramos e alterando os

padrões do escoamento zonal típico de latitudes médias de oeste para leste. Isso provoca que os sistemas transientes, ao se aproximarem de uma alta de bloqueio, ou ficam estacionários ou deslocam-se na periferia da alta, podendo causar condições de tempo duradouras sobre grandes áreas (REX, 1950; TIBALDI; MOLTENI, 1990; MARQUES; RAO, 1999; TRIGO et al., 2004, AMBRIZZI et al., 2009). A localização deste centro de alta pressão pode determinar a persistência de um sistema causador de chuvas na sua vizinhança, assim como possíveis estiagens na região do seu centro. Isto pode acontecer numa escala de tempo desde alguns dias até várias semanas (CLIMANÁLISE, 2001). Na região sul do Brasil, Uruguai e norte da Argentina é um fenômeno que acontece com uma frequência aproximada de 1 a 3 vezes por ano, sendo mais observados durante os meses de outono e com menor frequência no inverno (CASARIN, 1983; MENDES et al 2005).

2.2 Previsão quantitativa das chuvas

Em função dos efeitos provocados pelas precipitações, principalmente as de caráter intenso, torna-se crucial uma previsão o mais acurada e com maior antecedência possível, para que os tomadores de decisão (agentes políticos e de órgãos operacionais como a Defesa Civil) possam adotar as medidas mais adequadas para evitar danos maiores à vida e à propriedade. A qualidade de um sistema de previsão de precipitações para uma determinada região é altamente dependente de vários fatores, como a topografia, proximidade dos oceanos, hora do dia, estação sazonal, entre outros (WERTH; GARRETT, 2011). Quando comparado com outras variáveis meteorológicas, a precipitação é uma das mais difíceis de ser prevista, devido a sua natureza altamente descontínua, tanto no espaço como no tempo (NERY et al. 1999; CASATI et al., 2004; FAN; VAN DEN DOOL, 2011). Na modelagem atmosférica, a previsão quantitativa da chuva é bem complexa, especialmente porque a precipitação pode ocorrer em várias escalas espaciais e temporais, resultantes de processos que vão desde grandes massas de ar até eventos convectivos extremamente localizados (GANGULY; BRAS, 2003).

Alguns modelos numéricos para a previsão do tempo que tem sido muito difundidos e utilizados nos últimos anos são o RAMS - Regional Atmospheric Modeling System (PIELKE et al., 1992), o ARPS - Advanced Regional Prediction System (XUE et al., 2000), , o modelo regional ETA (MESINGER, 1984), o MM5 –

Penn State Mesoscale Model (GRELL et al., 1995) e mais recentemente, o WRF (MICHALAKES et al., 1998; SKAMAROCK et al. 2008).

O WRF é um modelo de previsão numérica do tempo, utilizado tanto para fins de pesquisa como operacionais. Foi desenvolvido para ser flexível, com código portátil e eficiente em ambientes de computação paralela. Oferece uma diversidade de opções físicas, além de sistemas avançados de assimilação de dados que estão sendo desenvolvidos e testados em conjunto com o modelo. Pode ser usado em aplicações de diferentes escalas espaciais, desde alguns metros até escala global. As aplicações incluem, dentre outras, a utilização em previsões numéricas do tempo, tanto operacionais como aquelas voltadas para as pesquisas de parametrizações físicas, assimilação de dados, modelos dirigidos de qualidade do ar e acoplamento oceano-atmosfera (SKAMAROCK et al. 2008; BLAZQUEZ, 2009).

Muitos estudos estão sendo focados na previsão quantitativa das precipitações mediante modelos numéricos de alta resolução, mas os resultados ainda não são os esperados. Apesar disso, é conhecido que as causas fundamentais para os erros na previsão das precipitações são o desconhecimento dos processos associados a esta e a limitação da precisão nas condições iniciais das previsões (WANG; SEAMAN, 1997). Nos últimos anos têm-se feito várias investigações nesse sentido, com o objetivo de simular eventos de chuvas ocorridos em vários lugares do mundo utilizando modelos numéricos (MARTEAU et al., 2015; YAMASAKI et. al, 2016). Tem-se demonstrado a importância da utilização de modelos numéricos na previsão deste tipo de situação, mesmo os resultados não sendo totalmente satisfatórios devido à superestimação ou subestimação do fenômeno em algumas ocasiões.

Ramos et al. (2012) simularam as condições associadas com o episódio de intensa precipitação acontecido entre os dias 11 e 13 de março de 2002, o qual também gerou granizo e neve nas regiões central e norte de Portugal. A simulação foi feita mediante o modelo RAMS e os resultados mostraram que o modelo é uma boa ferramenta para descrever os padrões de chuva na região, sendo capaz de prever a área sem precipitação dentro do domínio. Porém, o modelo subestimava ou superestimava os valores quantitativos de precipitações para rodadas do modelo com diferentes períodos de tempo de antecedência.

Rodriguez e Lorenzo (2012) fizeram uma avaliação do prognóstico das precipitações na região ocidental de Cuba entre o 23 de agosto e 3 de outubro de

2011, mediante o modelo tridimensional de microfísica que é parametrizada no modelo ARPS. Entre os principais resultados obtidos está uma boa representação das características dos complexos convectivos que acarretaram as chuvas, além de uma boa distribuição espacial. O principal problema esteve na distribuição temporal, onde o modelo experimentou uma mudança nos instantes de ocorrência: entre 30 minutos e 3 horas antes ao início do evento. Os autores sugerem, para realizar uma caracterização mais completa do evento, aumentar a quantidade de dias de simulação, fazer uma avaliação quantitativa das chuvas, e incorporar condições dinâmicas de fronteira na sua configuração.

Im et al. (2013) investigaram o comportamento de dois modelos numéricos, o WRF e o Cloud Resolving Storm Simulator (CReSS), na hora de simular um evento de chuva intensa acontecido na península coreana o dia 21 de setembro de 2010. Neste caso, a simulação do WRF mostrou maior discrepância quantitativa e qualitativa das chuvas ocorridas, em comparação com as observações, prevendo menos precipitação, devido a que a área de maior quantidade de chuva esteve deslocada mais para o leste do que realmente ela aconteceu. Por outro lado, a simulação do CReSS teve melhor resultado, tanto na localização como na intensidade das chuvas mais intensas. Os autores sugerem que um conjunto de modelos seria uma boa ferramenta para tentar obter uma melhor previsão de precipitações. Eles também acham necessário fazer uma pesquisa mais aprofundada, com muitos mais estudos de casos, incluindo várias localizações e períodos de precipitação para testar a capacidade deste novo método da união de dois modelos.

O modelo CReSS também foi usado pelo Wang et al. (2013) para simular as precipitações ocorridas no Taiwan durante a passagem do tufão Morakot entre os dias 7 e 9 de agosto de 2009. O modelo simulou muito bem a intensidade e a localização das precipitações com até 48 horas de antecedência, mas o principal problema dele esteve nos pequenos erros existentes na hora de representar as condições da topografia existente no Taiwan. Os autores acreditam que uma melhoria nesse sentido pode trazer uma ferramenta muito boa para prever uma quantidade de chuva ainda mais próxima da observada.

Outros trabalhos desenvolvidos quantificaram as contribuições dos diversos fatores que influenciam a frequência e intensidade das chuvas utilizando o modelo WRF (MACEDO, 2014; MARTEAU et al., 2015), e contribuíram para a avaliação na

previsão do tempo através de previsões de eventos de precipitações, demonstrando que o modelo pode ser capaz de representar adequadamente as causas que contribuem à ocorrência das chuvas. Liu et al. (2012) investigaram a sensibilidade do modelo WRF usando as configurações de diferentes domínios e distintos tipos de tempestade para tentar melhorar o desempenho do modelo de simulação de chuva. Os resultados revelaram uma melhora geral do desempenho do modelo para os domínios mais internos, mostrando um melhor comportamento para reproduzir os eventos de tempestade com maior uniformidade espacial e temporal, porém não é capaz de simular com precisão os eventos com precipitação altamente significativa no espaço e tempo.

Andrade et al. (2015) verificaram a destreza da combinação de três modelos numéricos operacionais (ETA com resolução de 15 km, o Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS) com 20km de espaçamento de grade e o Global Forecast System (GFS) de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$) para um caso de chuva intensa em parte do litoral de São Paulo e do Rio de Janeiro entre os dias 17 e 18 de março de 2013. Os modelos foram capazes de representar de forma qualitativa a previsão da chuva intensa na região atingida, o qual, em conjunto com a experiência de um meteorologista preditor, pode contribuir à realização de um prognóstico eficiente. Porém, os valores quantitativos subestimaram o fenômeno, entretanto a localização exata esteve um tanto deslocada mais ao norte de aonde realmente aconteceu. Isso demonstra que ainda é um desafio para a modelagem numérica antecipar a intensidade e a localização das chuvas intensas.

Marteau et al. (2015) fizeram um estudo da variabilidade da chuva na região leste da França, simulada pelo WRF. Os resultados mostraram que, tanto a distribuição espacial como a temporal da chuva foram consistentes às observações, embora em alguns casos tenham superestimado ou subestimado as chuvas convectivas, em função da época do ano. Os autores sugerem que as previsões numéricas de alta resolução poderiam ser usadas para estudar a variabilidade climática em escala regional, mas devido à subestimativa ou superestimativa das chuvas convectivas, não deve ser usado diretamente para alimentar modelos de impacto na região.

Yamasaki et al. (2016) estudaram dois casos de precipitação ocorridos na região sul do Brasil utilizando o Método Variacional Tridimensional do WRF (WRF-3DVAR). Os autores mostram a grande importância da assimilação de dados na

previsão da precipitação no modelo WRF para melhorar a sua destreza, principalmente, na precipitação acumulada em 12 horas. Além disso, foi observado que essa importância é realçada ao incluir grades com maior resolução no modelo e dados assimilados de outras fontes.

A situação atual das pesquisas de simulação numérica de chuvas foi apresentada, mostrando como ainda não existe um modelo ou método certo para poder prever com maior certeza a distribuição quantitativa nem qualitativa das precipitações. Na grande maioria das investigações são descritos os erros apresentados pelos modelos, mas poucos sugerem alternativas para melhorar a representação física e obter uma boa previsão numérica das chuvas.

3 Metodologia

3.1 Dados utilizados

Os dados de chuva foram coletados por meio de 4 (quatro) pluviômetros pertencentes à Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (Embrapa) localizados em diferentes regiões da cidade de Pelotas (Figura 8): a Sede Principal da Embrapa Clima Temperado, localizada próxima à estrada de Pelotas a Canguçu, a Estação Experimental Cascata, localizada na mesma estrada, a Estação Experimental de Terras Baixas, junto ao Campus da Universidade Federal de Pelotas (UFPEL), e o pluviômetro localizado no Centro de Pesquisas e Previsões Meteorológicas da UFPEL. Estes dados estão disponibilizados a cada uma hora e serão utilizados para comparar com a quantidade de chuva gerada pelo modelo.

Os dados em ponto de grade que foram utilizados são dados de análise e previsão do GFS. O GFS é um modelo de previsão do tempo produzido pelo National Center for Environmental Prediction (NCEP), que pertence ao National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) e permite analisar as condições atmosféricas existentes a escala global. Os dados de análise foram usados para fazer a análise sinótica das condições existentes desde 24 horas antes até 24 horas depois da chuva acontecer, enquanto que os dados de previsão foram utilizados como dados de entrada do modelo WRF para prognosticar a quantidade de chuva precipitada. Esses dados foram obtidos do Computational and Information Systems Laboratory (CISL) pertencente ao National Center for Atmospheric Research (NCAR), pelo link <http://dss.ucar.edu/datasets/ds335.0/matrix.html>. Possuem 26 níveis na vertical, com 4 horários diários disponíveis (00, 06, 12, 18 UTC) e resolução horizontal de 0,5° x 0,5°. Também foram usadas imagens do canal infravermelho do satélite Global Online Enrollment System (GOES 10), com resolução espacial de 4 km e temporal de 15 minutos, bem como as cartas de

superfície, fornecidos pela Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais, do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (DSA/CPTEC/INPE).

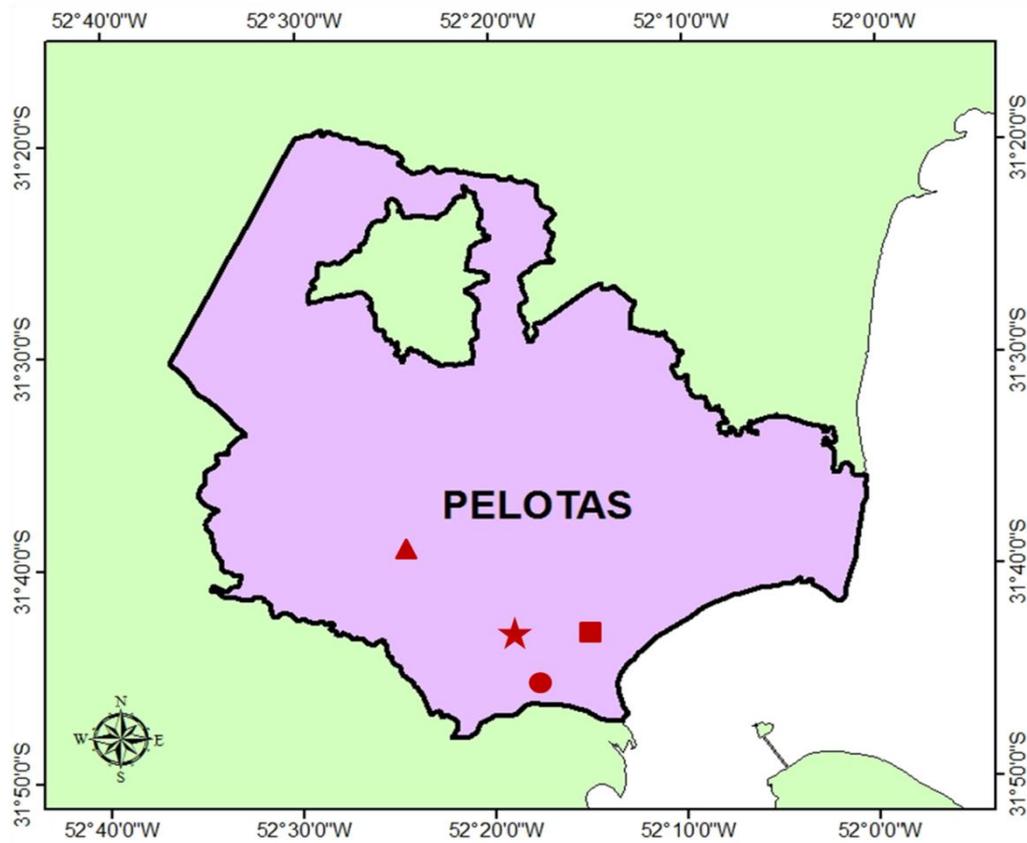


Figura 8- Localização dos pluviômetros utilizados para a coleta de dados de precipitação no município de Pelotas: Sede Principal da Embrapa (Estrela), Estação Experimental Cascata (Triângulo), Estação Experimental de Terras Baixas (Círculo) e CPPMET(Quadrado).

Para comparar a localização da chuva real e a simulada pelo WRF foram utilizados dados de estimativa de precipitação por sensoriamento remoto do CMORPH, que baseia-se numa associação de informações de vários sensores a bordo de satélites geoestacionários. Essa técnica utiliza informações de microondas para a estimativa da precipitação, visto que a medida da radiação microondas tem relação direta com a queda da chuva na superfície. (JOYCE et al, 2004).

A energia do microondas se relaciona com a chuva sob dois aspectos: emissão/absorção e dispersão. Para baixas frequências de microondas (10-37 Ghz), é registrada a emissão termal das gotas de chuva, enquanto que em altas frequências (>85 Ghz) é registrada a dispersão da radiação que sobe da superfície terrestre, devido a partículas de gelo na camada de chuva, e topos de sistemas convectivos (SODRÉ; RODRÍGUEZ, 2013)

3.2 Análise sinótica das chuvas no município de Pelotas

3.2.1 Variáveis fornecidas pelo modelo GFS

Para conhecer as condições sinóticas existentes na região sul do RS e que propiciaram as intensas chuvas que aconteceram no município de Pelotas foram analisados os mapas de pressão ao nível médio do mar (PNMM) e altura geopotencial nos níveis de 1000, 850, 500 e 250 hPa, com o objetivo de observar o movimento dos sistemas sinóticos presentes na região 24 horas antes e durante a ocorrência das chuvas. As variáveis utilizadas são altura geopotencial (Z), componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, temperatura (T), velocidade vertical (w), umidade específica (q), Convective Available Potential Energy (CAPE), Lifted Index (LI) e Convective Inhibition Index (CIN).

3.2.2 Variáveis e parâmetros termodinâmicos calculados

Foram calculadas diversas variáveis e parâmetros para analisar a situação sinótica e termodinâmica existente durante a ocorrência das chuvas intensas. Elas são:

- Divergência do vento em 250 e 850 hPa: Segundo Bluestein (2013), a divergência do vento é calculada mediante a seguinte fórmula:

$$div \vec{v} = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial v}{\partial \varphi} \quad (1)$$

sendo u a componente zonal do vento, v a componente meridional, a o raio da terra, λ a longitude e φ a latitude. Essa variável foi utilizada para observar a convergência (valores negativos) ou divergência (valores positivos) do vento nos níveis médios e baixos.

- Advecção de vorticidade e temperatura: Segundo Holton (2012) a advecção de uma variável pode ser calculada mediante a fórmula:

$$adv A = \left(u \frac{\partial A}{\partial \lambda}\right) + \left(v \frac{\partial A}{\partial \varphi}\right) \quad (2)$$

sendo A a variável advectada

- Divergência de fluxo de umidade: Pode ser calculada pela seguinte fórmula (HOLTON, 2012):

$$\nabla \cdot (q\bar{v}) = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial (qu)}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial (qv)}{\partial \varphi} \quad (3)$$

sendo q a umidade específica do ar. Para calcular a divergência do fluxo de umidade integrado na vertical entre 1000 hPa e 700 hPa foi usada a fórmula:

$$\int_{1000}^{700} \nabla \cdot (q\bar{v}) = \int_{1000}^{700} \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial (qu)}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial (qv)}{\partial \varphi} dp \quad (4)$$

- Índice termodinâmico K : Segundo George (1960), é calculado por:

$$K = T_{850} + Td_{850} - T_{500} - (T_{700} - Td_{700}) \quad (5)$$

sendo T a temperatura do ar e Td a temperatura de ponto de orvalho nos níveis (em hPa) indicados em subscrito.

Estes campos meteorológicos foram gerados mediante a ferramenta de visualização Linguagem de Comandos do NCAR (NCAR Command Language, NCL).

3.3 Modelo WRF e experimentos numéricos realizados.

Foi usado o modelo de previsão numérica do tempo WRF para prever em escala regional e com maiores detalhes (menor espaçamento de grade), as condições atmosféricas associadas ao caso de chuva extrema acontecido na região de Pelotas, visando prever de forma antecipada e com a maior exatidão possível a quantidade de chuva que precipitou sobre a região o dia 28 de janeiro de 2009.

A versão do WRF utilizada neste trabalho é a 3.7, cuja descrição dos aspectos físicos e operacionais do modelo é apresentado no “ARW User’s Guide” (WANG et al., 2009) (disponibilizado no site <http://www.mmm.ucar.edu>). Os três domínios utilizados (Figura 9) para a modelagem das condições atmosféricas apresentam 18, 6 e 2 km de espaçamento de pontos de grade, tendo o terceiro domínio centralizado sobre a cidade de Pelotas.

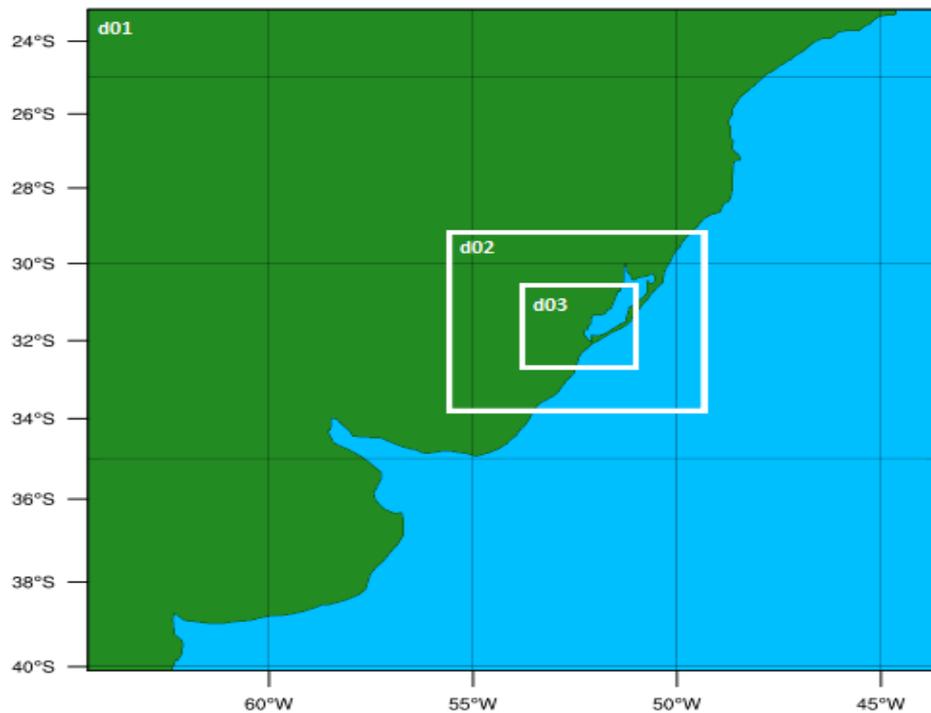


Figura 9- Domínios utilizados com espaçamentos de grade de 18 km, 6 km e 2 km, respectivamente, estando o terceiro centralizado sobre a região de Pelotas

Foram realizados um total de 16 experimentos, como mostrado na Tabela 1, com o objetivo de testar várias parametrizações de microfísica de nuvens, pois são as que apresentam melhor desempenho na maioria das previsões de chuvas feitas pelo modelo WRF (WANG; SEAMAN, 1997; IM et al., 2013; ALMEIDA; MARTON, 2014), e assim procurar uma que seja capaz de prever de uma melhor forma a quantidade de chuva na região de Pelotas no dia 28 de janeiro. Estas previsões foram realizadas com 12, 24, 48 e 72 horas de antecedência do fenômeno, que considera-se ter iniciado a partir das 12UTC do dia 28 de janeiro de 2009. Foram usadas algumas parametrizações comuns para todos os experimentos: para as radiações de onda longa e curta foram utilizadas as parametrizações Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) e Dudhia, respectivamente, assim como de camada limite planetária (YSU), devido a que são parametrizações não muito importantes na hora de simular um evento de chuva intensa (PADILHA, 2011). As parametrizações de tipo cúmulus se tomaram em consideração só no domínio maior de 18 km, devido a que os outros dois domínios apresentam um espaçamento de grade menor a 10 km, típica para representar processos de tipo cúmulo (FERNANDEZ, 2011; PIMONSREE et al., 2016). Nesse caso se usou a parametrização Kain-Fritsch para todos os experimentos, a qual discrimina de

maneira mais exata eventos extremos de chuva para uma grade perto dos 20 km (WANG; SEAMAN, 1997; OLIVEIRA, 2014).

Tabela 1- Conjunto de experimentos das diferentes previsões a realizar com o modelo WRF. Detalhes no texto

Conjunto	Experimento	Configuração	CC/CI	Tempo
A	EXP 1	KESSLER (KESSLER, 1969)	GFS PREV	12h
	EXP 2			24h
	EXP 3			48h
	EXP 4			72h
B	EXP 5	PUERDUE LIN (LIN et al., 1983)	GFS PREV	12h
	EXP 6			24h
	EXP 7			48h
	EXP 8			72h
C	EXP 9	WSM6 (HONG; LIM, 2006)	GFS PREV	12h
	EXP 10			24h
	EXP 11			48h
	EXP 12			72h
D	EXP 13	ETA Ferrier (ROGERS et al., 2001)	GFS PREV	12h
	EXP 14			24h
	EXP 15			48h
	EXP 16			72h

3.4 Índices Estatísticos de Desempenho

Para a avaliação da precipitação prevista pelo modelo WRF se calcularam índices estatísticos de verificação quantitativa de precipitação, os quais são propostos e utilizados por diversos autores (KULIGOWSKI, 2002; WILKS, 2006; TARTAGLIONE, 2010), baseados numa tabela de contingência 2x2 (SCHAEFER, 1990; WILKS, 2006), conforme a Tabela 2. Nessa tabela cada elemento (a,b,c,d) contém a informação da ocorrência ou não do evento pela simulação do modelo e pela observação, avaliada a partir de limiares horários de chuva, os quais construíram-se utilizando os propostos por Chou e Justi (1999), que por sua vez são os mesmos utilizados no NCEP, em milímetros: 0,3; 2,5; 6,4; 12,7; 19,0; 25,4; 38,1 e 50,8. Dessa forma foi feita a tabela de contingência para cada um desses limiares.

Neste caso os elementos da tabela de contingência têm a seguinte interpretação:

a - Quantidade de vezes nas quais foi prevista e observada chuva igual ou acima do limiar;

b - Quantidade de vezes nas quais foi prevista e não observada chuva igual ou acima do limiar;

c - Quantidade de vezes nas quais não foi prevista e foi observada chuva igual ou acima do limiar;

d - Quantidade de vezes nas quais não foi prevista nem observada chuva igual ou acima do limiar.

Tabela 2 - Tabela de contingência 2x2

		Observado	
		SIM	NÃO
Previsto	SIM	a (acertos "SIM")	b (alarme falso)
	NÃO	c (erros)	d (acertos "NÃO")

Fonte: Adaptado de WILKS (2006)

A distribuição conjunta de previsões e observações é de interesse fundamental com respeito à verificação de previsões. Tomando o conjunto de previsões por y_i , $[y_i, i=1,2,\dots,l]$ e o conjunto de observações correspondente por o_j , $[o_j, j=1,2,\dots,J]$, a probabilidade conjunta das previsões e observações é dada por

$$P \{y_i, o_j\} = P \{y_i | o_j\}; i = 1, \dots, l; j = 1, \dots, J. \quad (6)$$

No caso da tabela de contingência 2x2, $l=J=2$, sendo y_1 a previsão correta, y_2 a previsão errada, o_1 o fenômeno observado e o_2 o não observado. Com base nesta tabela, os índices estatísticos de verificação utilizados neste trabalho são os seguintes:

3.4.1 Razão de Alarme Falso (False Alarm Ratio – FAR)

A Razão de Alarme Falso é a probabilidade de um evento não ter sido observado e ter sido previsto ($P \{o_2, y_1\}$), também conhecido como Alarmes Falsos. Os valores típicos do FAR estão entre 0 e 1, sabendo que quanto mais próximo for o valor de 1, pior é a previsão de chuva. Uma previsão perfeita vai ter FAR=0.

$$FAR = \frac{b}{a+b} = P\{o_2, y_1\} \quad (7)$$

3.4.2 Probabilidade de Detecção (Probability of Detection-POD)

A POD é a probabilidade de um evento ter sido previsto e ao mesmo tempo observado ($P\{y_1, o_1\}$), resultando no desempenho de detecção da chuva. A POD assume valores entre 0 e 1, com $POD < 1$ indicando que a simulação não representou algumas ocorrências que haviam sido observadas. $POD = 1$ indica que a simulação detectou todas as ocorrências observadas. A POD não diz nada em relação aos eventos simulados que não foram observados, sendo então melhor utilizado em conjunto com o FAR.

$$POD = \frac{a}{a+c} = P\{y_1, o_1\} \quad (8)$$

3.4.3 VIÉS (BIAS)

O índice VIÉS não é uma medida de precisão, mas, sim, uma razão simples das previsões de chuva com as chuvas observadas. O VIÉS assume valores maiores ou iguais a 0, com o valor de 1 indicando o índice perfeito. $VIÉS < 1$ indica menor frequência de chuva produzida pela simulação em relação ao observado, enquanto que $VIÉS > 1$ indica mais pontos de chuva simulados em relação ao observado.

$$VIES = \frac{a+b}{a+c} \quad (9)$$

3.4.4 Equitable Threat Score (ETS)

O índice ETS (também chamado de Gilbert Skill Score) é largamente utilizado na verificação da previsão de chuva, utilizando uma sequência de limiares (YANG; TUNG, 2003; RUIZ et al., 2009; TARTAGLIONE, 2010) e sendo derivado do Threat Score (TS), também conhecido como Critical Success Index. Segundo OLIVEIRA (2014) o ETS vem sendo utilizado extensivamente no NCEP como o principal índice para a verificação do desempenho da previsão da precipitação e ele varia entre $-1/3$ e 1, sendo melhor o desempenho da previsão quanto mais próximo o índice estiver de 1. O ETS é definido como:

$$AT = \frac{P \cdot O}{N} \quad (10)$$

$$ETS = \frac{a - AT}{P + O - a - AT} \quad (11)$$

sendo AT o termo de acertos aleatórios, P o número de ocorrências de chuva prevista, O o número de ocorrências observadas e N o número total de pontos avaliados.

4 Resultados e discussões

4.1 Análise sinótica

Durante os dias 28 e 29 de janeiro de 2009 sobre a região de Pelotas, RS, ocorreu uma grande quantidade de precipitação, causando inúmeras enchentes em toda a cidade. Como observado na figura 10, das 12 UTC do dia 28 até 12 UTC do dia 29 a Estação Experimental Cascata registrou um total de 556,0 mm, enquanto na sede do Laboratório de Agrometeorologia da Embrapa Clima Temperado se teve um acumulado de 418,2 mm, sendo os maiores acumulados registrados por pluviômetros em Pelotas. Na análise horária das chuvas (Figura 11) se observa como os maiores acumulados ocorreram entre as 16 UTC e às 22 UTC, com o maior valor registrado pela estação de Cascata às 19 UTC, com um total de 141,25 mm em apenas uma hora.

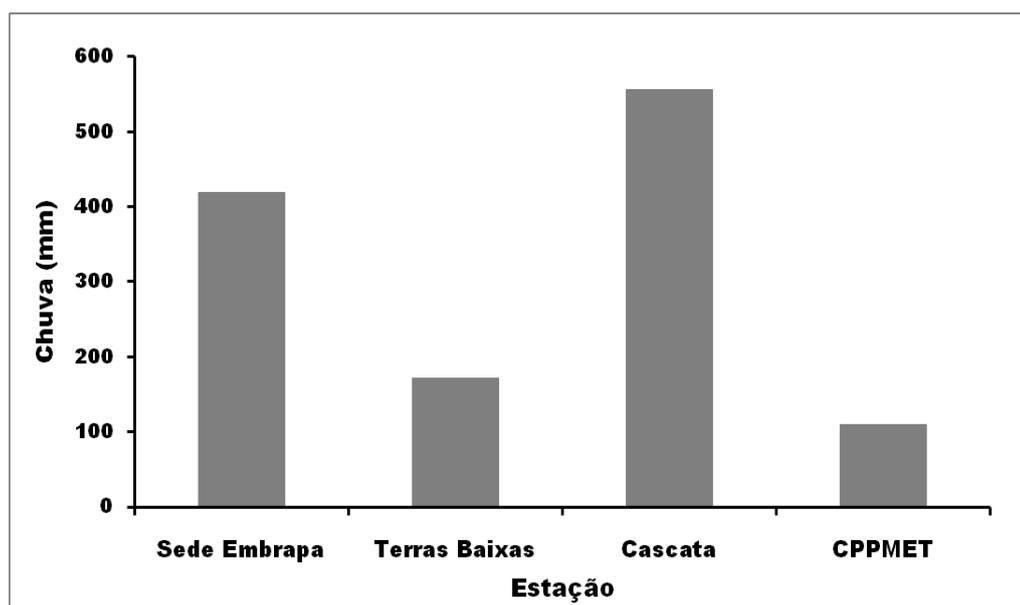


Figura 10- Valores de precipitação registrados na região de Pelotas entre as 12 UTC do dia 28 até as 12 UTC do dia 29 de janeiro de 2009.

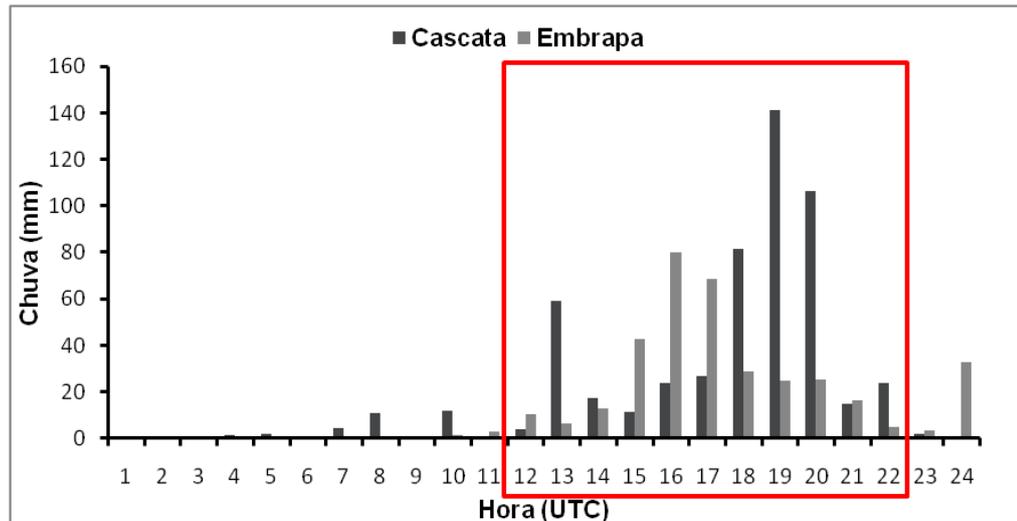


Figura 11- Acumulado horário das precipitações na sede do Laboratório de Agrometeorologia da Embrapa e a Estação Experimental Cascata durante o dia 28 de janeiro de 2009. Em vermelho os horários com maiores acumulados nas duas estações

Analisando as condições existentes 24 horas antes do início das maiores precipitações registradas em Pelotas, na imagem de satélite (Figura 12A) se observa que às 12UTC do dia 27 de janeiro, sobre o centro-leste da Argentina, uma área de instabilidade estava gerando convecção nessa região. Na carta de PNMM (Figura 12B) é possível observar que sobre o centro-leste da Argentina existia um cavado contribuindo para propiciar a instabilidade existente. No nível de 500 hPa (Figura 12C) um pequeno cavado se observa sobre o centro da Argentina, enquanto nada relevante existia no nível de 250 hPa (Figura 12D), cuja altura do geopotencial apresentava uma configuração típica de um escoamento praticamente zonal sobre a região.

A Figura 13 mostra a imagem de satélite e os campos de altura geopotencial para o início do dia 28 de janeiro (00UTC). Na imagem de satélite (Figura 13A) se observa que a área de instabilidade observada 6 horas antes teve um enfraquecimento, deslocando-se para nordeste, situando a maior parte da atividade convectiva perto dos limites entre a Argentina e o Uruguai. Os cavado existentes em superfície (Figura 13B) e 500 hPa (Figura 13C) também se deslocaram para o nordeste, enquanto no nível de 250 (Figura 13D) hPa começou a se formar um cavado sobre o centro-norte da Argentina. Neste horário também pode-se observar que sobre o oeste do Uruguai existia convergência do fluxo de umidade em 1000 hPa (Figura 14A) com valores da ordem de 10^{-7} s^{-1} , os quais representam a mesma ordem dos valores típicos de escala sinótica (HOLTON, 2012), entretanto na

integrada entre 1000-700 hPa a área de convergência era uma ordem maior do típico de escala sinótica.

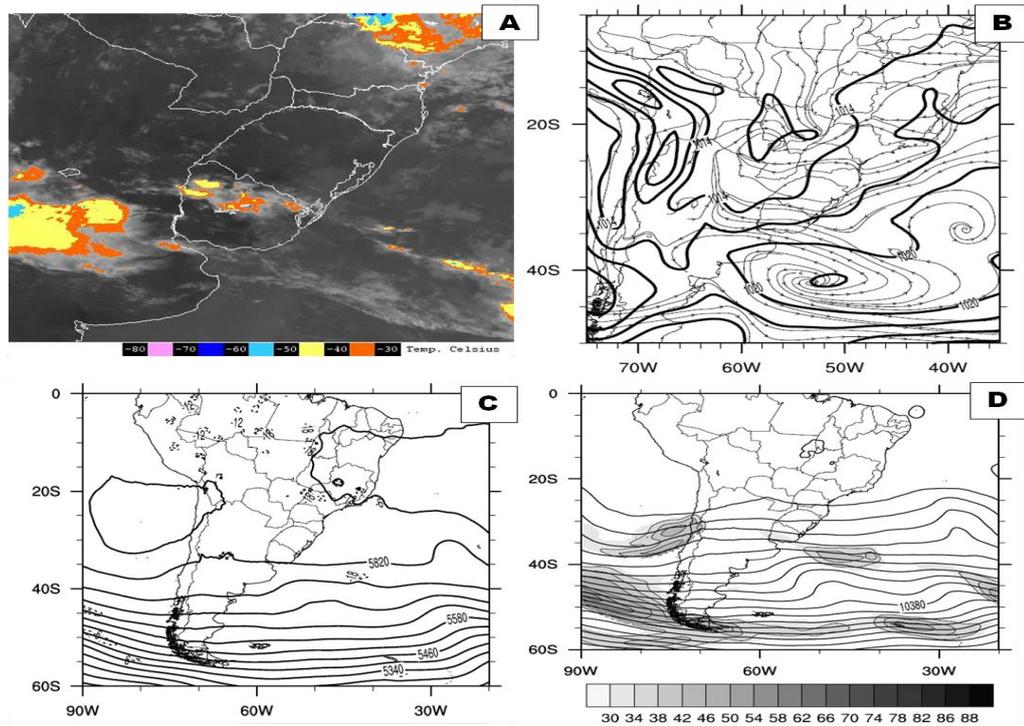


Figura 12- (A) Imagem de satélite, (B) PNMM (hPa) e linhas de corrente em 1000 hPa, (C) altura do geopotencial (m) e velocidade vertical (Pa/s) em 500 hPa e (D) altura do geopotencial (m) e magnitude do vento (m/s) em 250 hPa no dia 27 de janeiro de 2009 às 12 UTC.

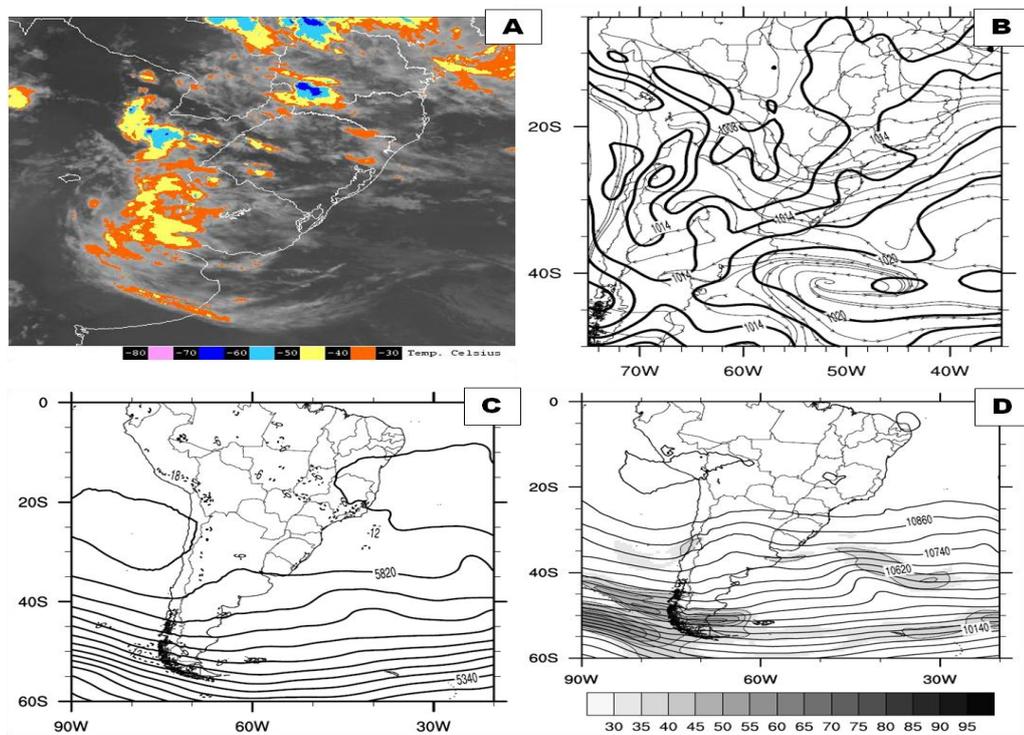


Figura 13- (A) Imagem de satélite, (B) PNMM (hPa) e linhas de corrente em 1000 hPa, (C) altura do geopotencial (m) e magnitude do vento (m/s) em 250 hPa e (D) divergência do vento (10^{-5} s^{-1}) em 250 hPa no dia 28 de janeiro de 2009 às 00 UTC.

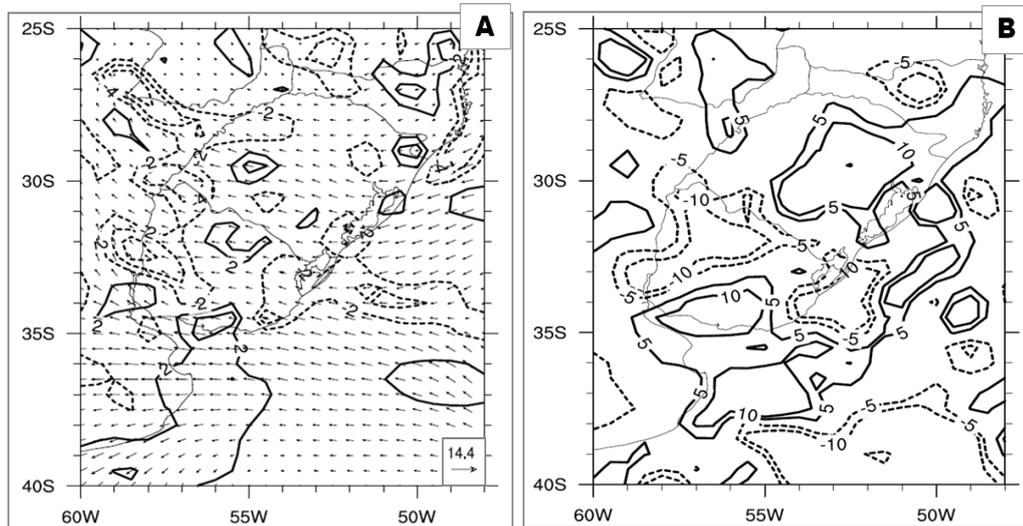


Figura 14- (A) Convergência de fluxo de umidade (10^{-7} s^{-1}) e vento (m/s) em 1000 hPa e (B) integrado na camada 1000-700 hPa no dia 28 de janeiro de 2009 às 00 UTC.

Às 12UTC do dia 28 de janeiro, horário em que começa a se registrar as chuvas nas estações da Cascata e a Embrapa, é possível observar na imagem de satélite (Figura 15A) uma área de instabilidade com forte atividade convectiva sobre o noroeste do Uruguai e o sudoeste do RS, a qual coincidia com um cavado existente sobre a superfície (Figura 15B). Em médios (Figura 15C) e altos (Figura 15D) níveis se observa um cavado ao oeste do Uruguai, que em união ao existente em superfície criaram uma situação sinótica favorável para a ocorrência das precipitações na região supra citada. É interessante destacar que, apesar da configuração atmosférica observada, dois fatores geralmente importantes para o desenvolvimento de sistemas sinóticos em latitudes médias, como as advecções de vorticidade e de temperatura, não foram relevantes, devido a um fraco gradiente tanto meridional quanto zonal de vorticidade e temperatura respectivamente em baixos e médios níveis (não mostrado).

Nesse instante de tempo existiam condições favoráveis para a ocorrência de tempestades severas em menor escala, qual estava contribuindo à existência das áreas de atividade convectiva mostradas na imagem de satélite. A temperatura do ar no nível de 1000 hPa (Figura 16A) mostra como sobre a região de Pelotas os valores estavam cerca de 24°C , sendo mais elevados mais para o norte e o centro do continente, mas como é possível observar, o transporte de umidade e temperatura para a região estava vindo do oceano, pelo qual pode-se concluir que não estava existindo advecção quente na área. Essa situação possibilitou que outros fatores mais termodinâmicos tivessem maior influencia na situação. O índice K

(Figura 16B) apresentava valores acima dos 35 °C sobre praticamente todo o estado de RS, os quais representam um potencial elevado na ocorrência de tempestades severas (NASCIMENTO, 2005). Sobre todo o leste do Uruguai e RS é observada uma área de convergência do vento (Figura 16C) em 850 hPa com valores da ordem de 10^{-5} s^{-1} , os quais, segundo HOLTON (2002), são típicos para a convergência do vento em escala sinótica, entretanto sobre 250 hPa (Figura 16D) existia uma área de divergência mais para o oeste da região.

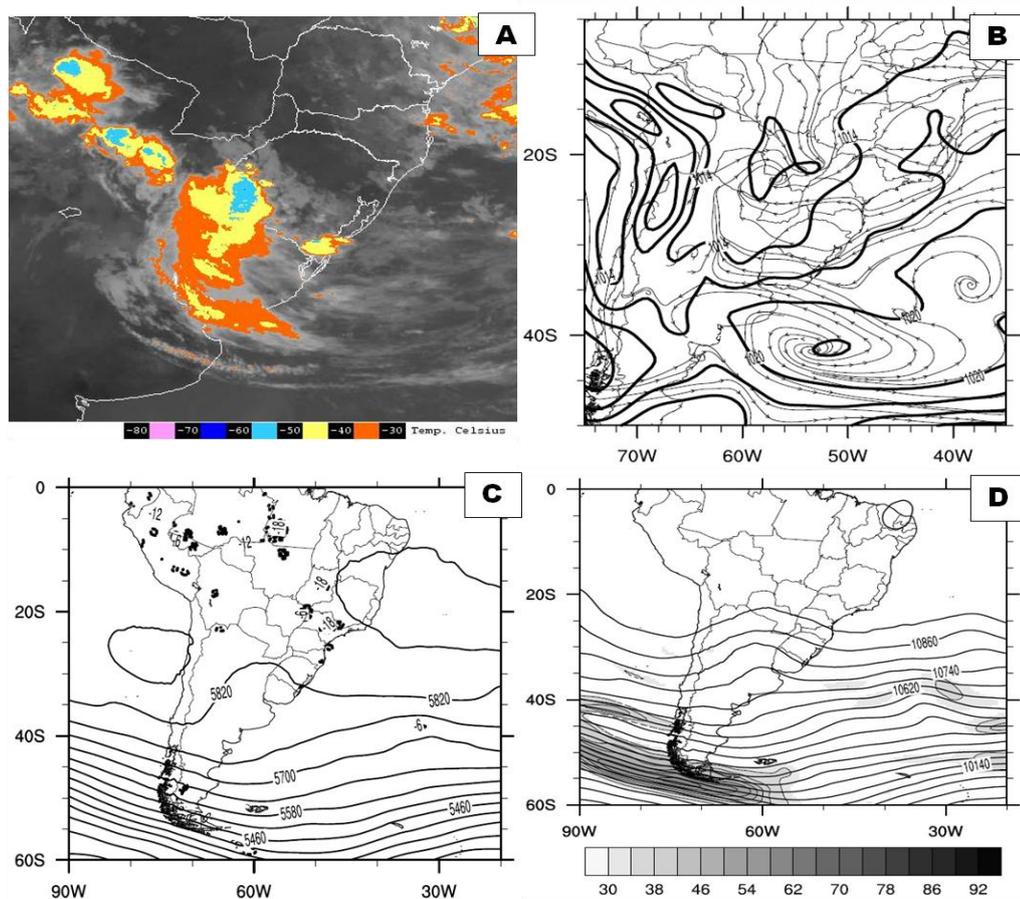


Figura 15- (A) Imagem de satélite, (B) PNMM (hPa) e linhas de corrente em 1000 hPa, (C) altura geopotencial (m) e velocidade vertical (Pa/s) em 500 hPa e (D) altura do geopotencial (m) e velocidade do vento (m/s) no dia 28 de janeiro de 2009 às 12 UTC.

Na região de Pelotas é observada também a existência de convergência de fluxo de umidade no nível de 1000 hPa (Figura 17A), com valores da ordem de 10^{-7} s^{-1} , típicos da escala sinótica, enquanto a convergência de fluxo de umidade integrado na camada 1000-700 hPa (Figura 17B) mostra uma grande área de convergência sobre todo RS e Uruguai, com valores até uma ordem maior aos típicos da escala sinótica. O descrito até aqui parece indicar que o sistema atmosférico observado em baixos níveis teve os fatores termodinâmicos como principais ingredientes para a sua intensificação, enquanto fatores puramente

dinâmicos, como advecções de temperatura e vorticidade tiveram papéis secundários.

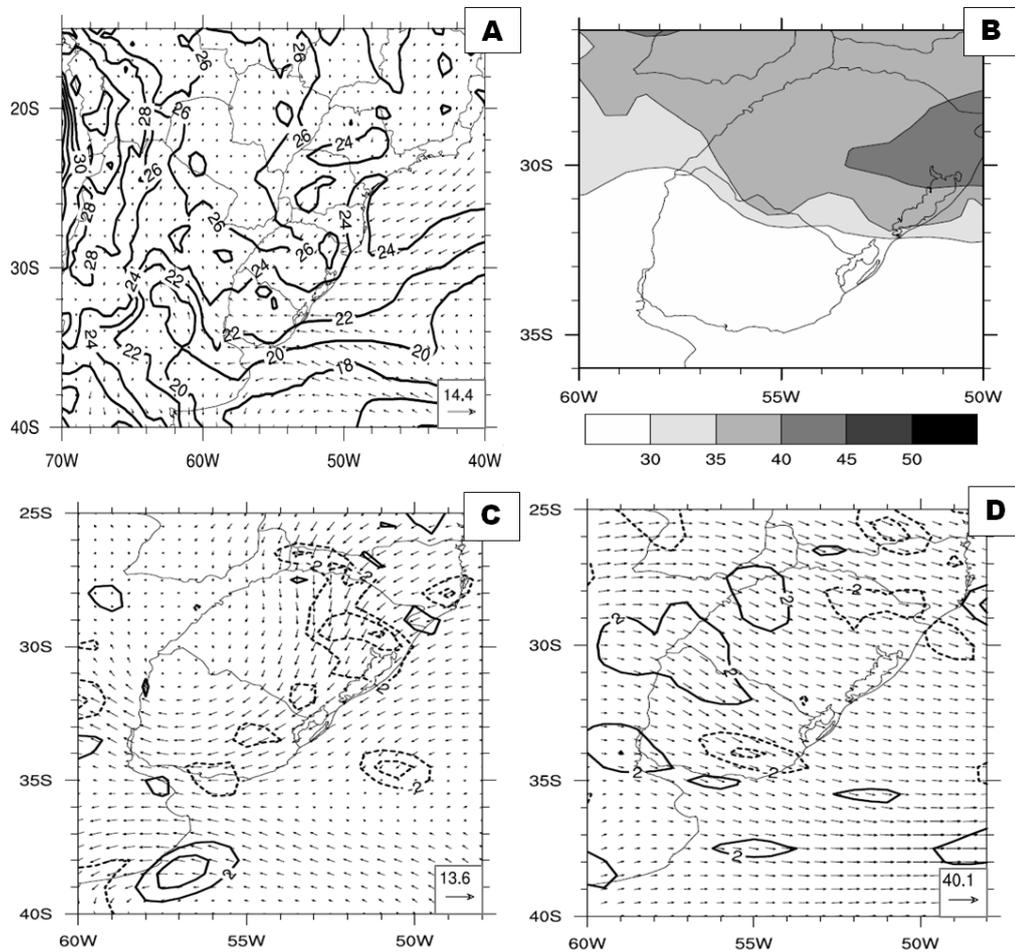


Figura 16- (A) Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e vento (m/s) em 1000 hPa, (B) índice K ($^{\circ}\text{C}$), (C) divergência do vento (10^{-5} s^{-1}) e vento (m/s) em 850 hPa e (D) 250 hPa no dia 28 de janeiro de 2009 às 12 UTC.

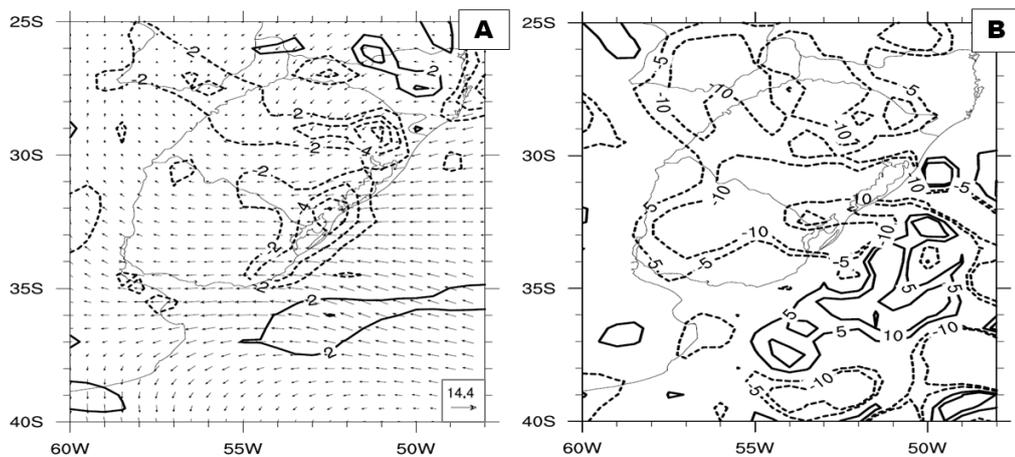


Figura 17- (A) Convergência de fluxo de umidade (10^{-7} s^{-1}) e vento (m/s) em 1000 hPa e (B) integrado na camada 1000-700 hPa no dia 28 de janeiro de 2009 às 12 UTC.

No dia 28 de janeiro às 18UTC é possível observar uma grande atividade convectiva sobre todo o sudeste do RS, com a maior intensidade sobre a região de Pelotas, que apresentava nuvens com topos mais frios e, portanto, mais elevados (Figura 18A). A partir desse horário começaram a ser registrados os maiores acumulados de precipitação, e na carta de PNMM (Figura 18B) pode-se ver como uma zona de baixa pressão encontrava-se sobre o RS. No nível de 500 hPa (Figura 18C) se observa que o cavado teve pouco deslocamento quando comparado à posição dele 6 horas antes, gerando velocidades verticais ascendentes da ordem de 10 Pa/s, típica para fenômenos de escala sinótica (HOLTON, 2012). Em 250 hPa (Figura 18D) é observado que o cavado se manteve praticamente na mesma posição, sem deslocamento em relação a 6 horas antes.

A temperatura em baixos níveis (Figura 19A) aumentou quando comparado com 6 horas antes, mas ainda o escoamento do vento estava transportando para a região de Pelotas temperaturas um tanto mais frias provenientes do oceano. O índice K (Figura 19B) aumentou em relação a 6 horas antes, contribuindo ao desenvolvimento da atividade convectiva, devido a que apresentava valores na região muito favoráveis para a ocorrência de tempestades severas. Outro fator que contribuiu à intensificação do sistema foi a configuração do campo de divergência do vento tanto em baixos quanto em altos níveis. Em 850 hPa (Figura 19C) se observa uma área de convergência sobre grande parte da região sul do RS e o centro-leste do Uruguai, com valores da ordem típica para fenômenos em escala sinótica, enquanto em 250 hPa (Figura 19D) sobre todo o sul do Brasil existia uma extensa área de divergência, também com valores típicos de escala sinótica.

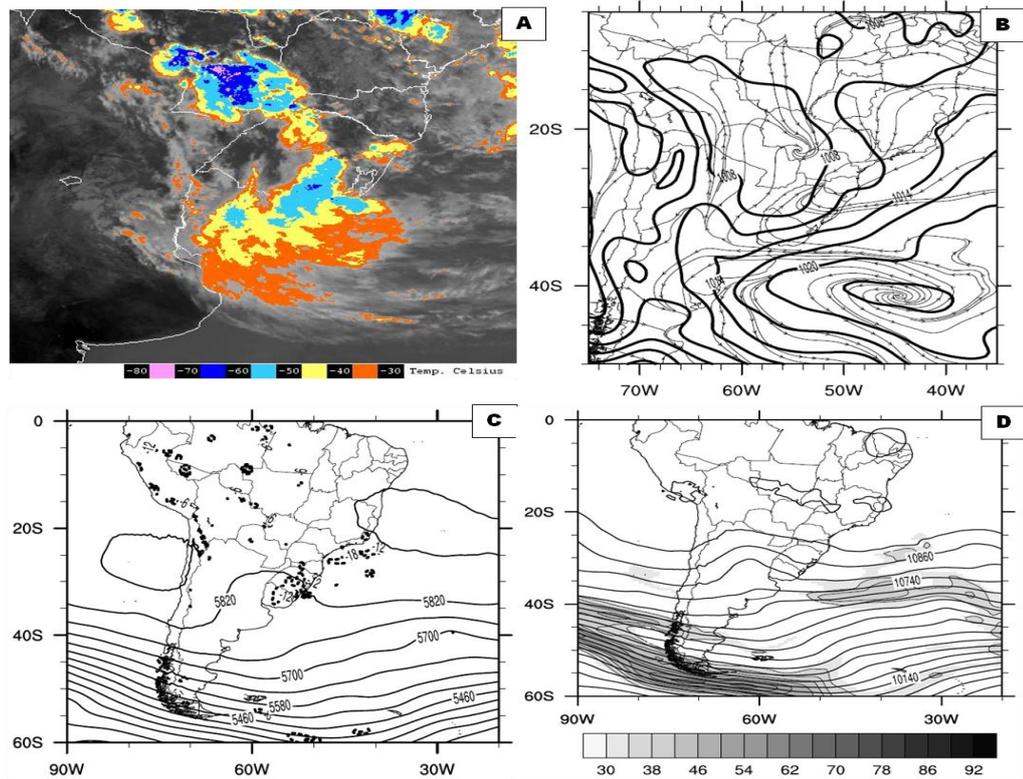


Figura 18- (A) Imagem de satélite, (B) PNMM (hPa) e linhas de corrente em 1000 hPa, (C) altura geopotencial (m) e velocidade vertical (Pa/s) em 500 hPa e (D) altura do geopotencial (m) e velocidade do vento (m/s) no dia 28 de janeiro de 2009 às 18 UTC.

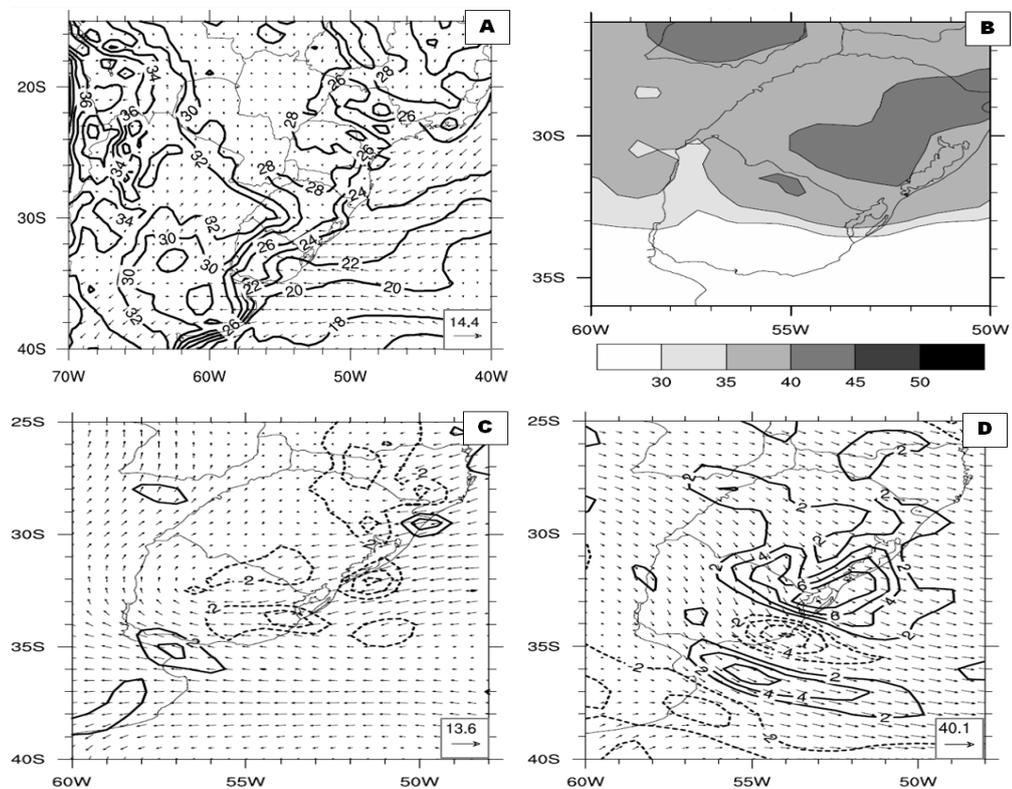


Figura 19- (A) Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e vento (m/s) em 1000 hPa, (B) índice K ($^{\circ}\text{C}$), (C) divergência do vento (10^{-5} s^{-1}) e vento (m/s) em 850 hPa e (D) 250 hPa no dia 28 de janeiro de 2009 às 18 UTC.

Em 1000 hPa (Figura 20A) a área de abrangência de convergência do fluxo de umidade se fez maior sobre todo o centro-leste do estado e o nordeste do Uruguai, quando comparado com a existente 6 horas antes, apesar dos valores não terem aumentado. Entre 1000-700 hPa a convergência de fluxo de umidade integrado nessa camada (Figura 20B) mostra uma grande área de convergência sobre toda a região, com valores elevados, o qual esteve favorecendo todos os processos convectivos que aconteceram durante esse horário.

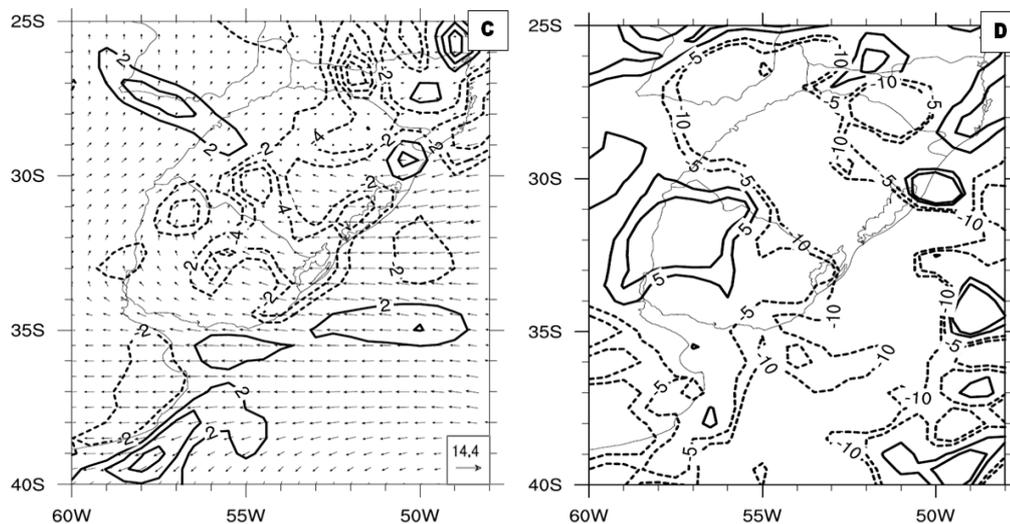


Figura 20- (A) Convergência de fluxo de umidade (10^{-7} s^{-1}) e vento (m/s) em 1000 hPa e (B) integrado na camada 1000-700 hPa no dia 28 de janeiro de 2009 às 18 UTC.

Como observado na imagem de satélite (Figura 21A) do dia 29 às 00 UTC e verificado nos acumulados horários (Figura 11), as chuvas continuaram na cidade, mas com uma intensidade menor, comparada com as que aconteceram algumas horas antes. Isso porque a atividade convectiva se deslocou para o leste, até o oceano. A situação sinótica sobre a região mudou muito pouco, com o centro de baixas pressões (Figura 21B) sobre o sudoeste do RS, entretanto ainda sobre 500 hPa (Figura 21C) e 250 hPa (Figura 21D) a presença dos cavados era muito importante para manter a situação existente. No nível de 850 hPa (Figura 22A) observa-se uma área de convergência do vento aonde estava concentrada a maior atividade convectiva, entretanto em 250 hPa (Figura 22B) ainda continuava a área de divergência sobre toda a região. A convergência do fluxo de umidade tanto em 1000 hPa (Figura 22C) como integrada entre 1000-700 hPa (Figura 22D) apresentava valores bem elevados ao sudeste do RS, até de uma ordem maior aos típicos de escala sinótica. A combinação de todos esses fatores estavam

favorecendo à formação de um ciclone extratropical e manter uma forte atividade convectiva, embora ela tenha-se deslocado mais ao sudeste da região de Pelotas.

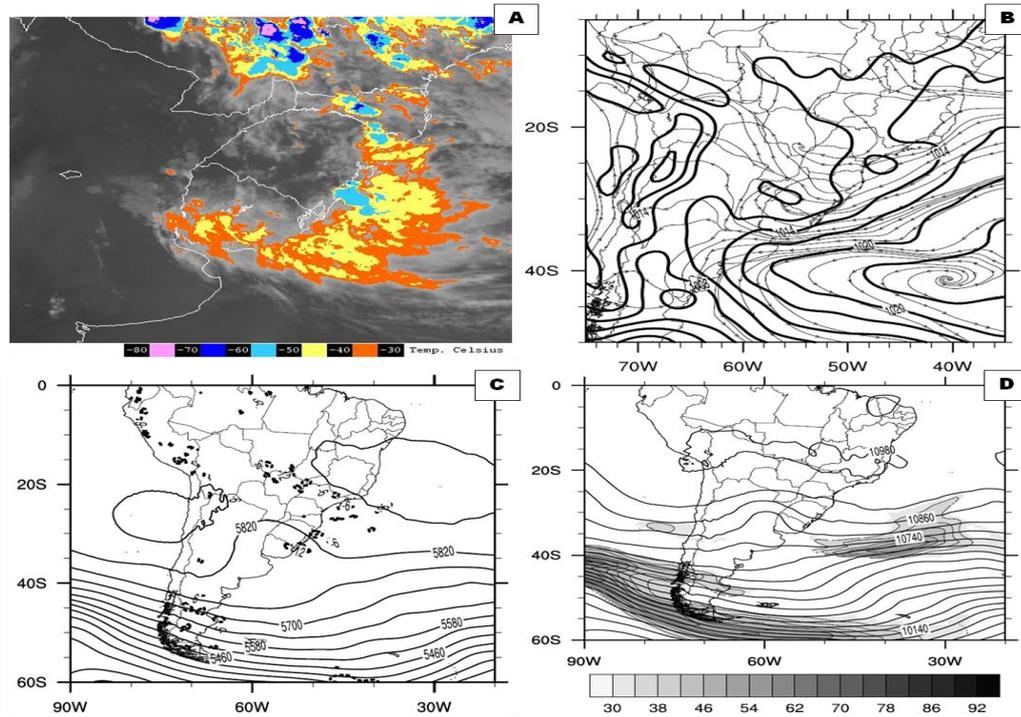


Figura 21- (A) Imagem de satélite, (B) PNMM (hPa) e linhas de corrente em 1000 hPa, (C) altura geopotencial (m) e velocidade vertical (Pa/s) em 500 hPa e (D) altura do geopotencial (m) e velocidade do vento (m/s) no dia 29 de janeiro de 2009 às 00 UTC.

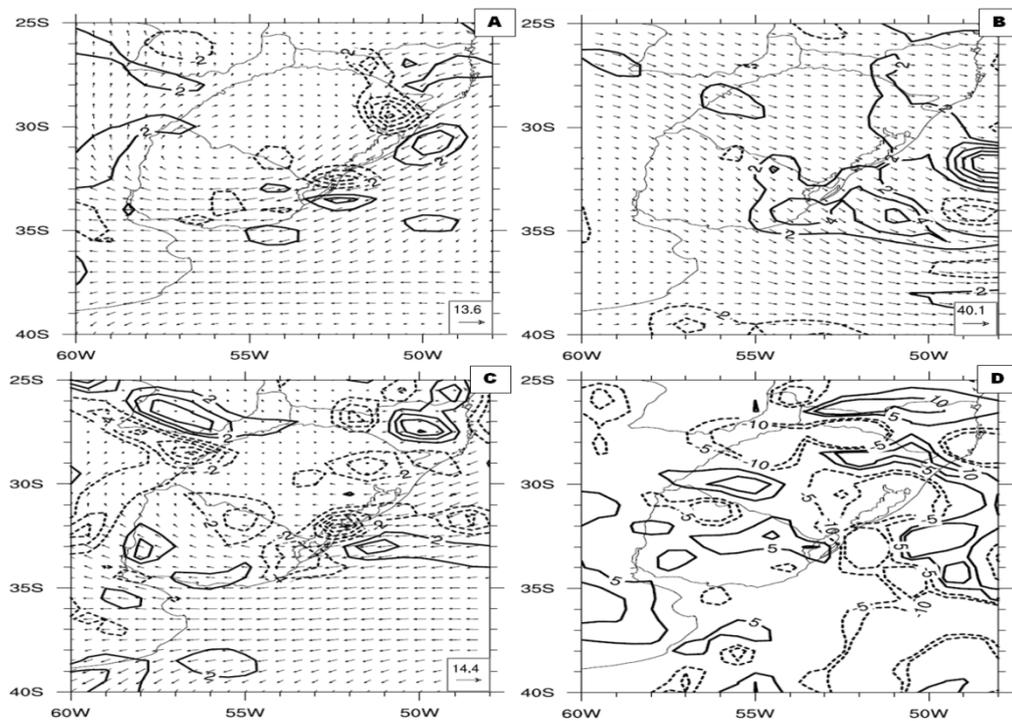


Figura 22- (A) Divergência do vento (10^{-5} s^{-1}) e vento (m/s) em 850 hPa e (B) 250 hPa e (C) convergência de fluxo de umidade (10^{-7} s^{-1}) e vento (m/s) em 1000 hPa e (D) integrado na camada 1000-700 hPa no dia 29 de janeiro de 2009 às 00 UTC.

A partir das 12UTC do dia 29 ocorreu uma redução das chuvas na região de Pelotas, devido ao deslocamento da atividade convectiva para o oceano, como observado na imagem de satélite (Figura 23A). O ciclone extratropical que tinha começado a formar 12 horas antes teve pouco deslocamento durante este tempo, se situando sobre o centro sobre o sul do RS e o norte de Uruguai (Figura 23B). Em 500 hPa (Figura 23C) se observa a formação de um vórtice ciclônico sobre o sudoeste do RS, enquanto os movimentos ascendentes ainda eram fortes no oceano. As condições em 250 hPa tiveram pouca variação, com o deslocamento do cavado também para o leste.

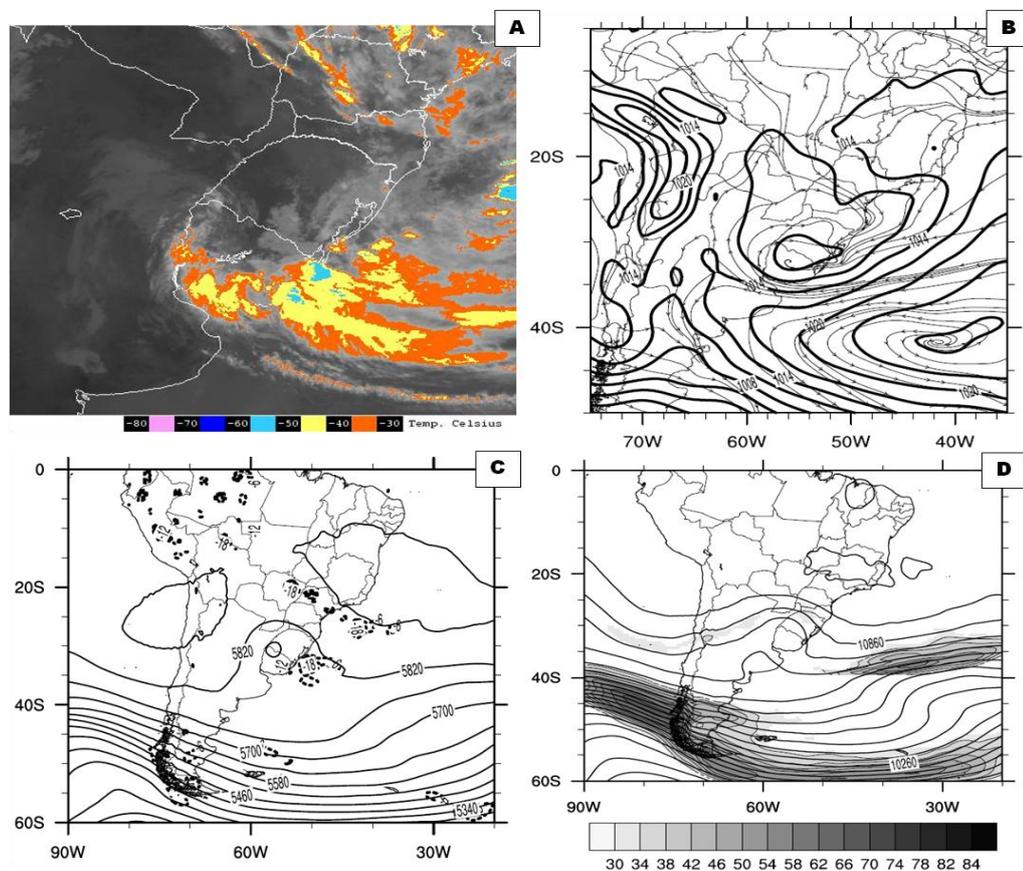


Figura 23- (A) Imagem de satélite, (B) PNMM (hPa) e linhas de corrente em 1000 hPa, (C) altura geopotencial (mgs) e velocidade vertical (Pa/s) em 500 hPa e (D) altura do geopotencial (mgs) e velocidade do vento (m/s) no dia 29 de janeiro de 2009 às 12 UTC.

Em nenhum instante se observou magnitudes extremas nos campos diagnósticos avaliados, mesmo na convergência de fluxo de umidade na camada 1000-700 hPa. Desta forma, aparenta que houve a união de um sistema com características padrão da escala sinótica, mas que permaneceu sobre a região por um período suficiente para provocar tal quantidade de chuva. Esses resultados concordam com outros estudos sinóticos feitos com antecedência sobre esse evento

de chuva intensa (BAINY; TEIXEIRA, 2012; RASERA; CAMPOS, 2014), os quais observaram que as causas fundamentais dos grandes acumulados de precipitação foram a convergência do fluxo de umidade, a divergência do vento em baixos e altos níveis e a permanência de uma configuração favorável em todos os níveis da atmosfera por um período de tempo considerável.

4.2 Modelagem numérica das precipitações

Na previsão do evento com o modelo numérico WRF é possível observar (Figuras 24-27) como nenhuma das parametrizações usadas, assim como os intervalos de antecedência, representaram de forma consistente o evento de chuva acontecido na região de Pelotas, mostrando uma subestimação do modelo para a chuva prevista em cada configuração. A previsão que foi capaz de representar a maior quantidade de chuva sobre a área foi a feita com 12 horas de antecedência ao evento. Nas previsões para 24, 48 e 72 horas antes, o modelo deslocou a maior quantidade de chuva para outra região, deixando Pelotas com acumulados não muito significativos de precipitação.

Analisando o comportamento de cada um dos limiares nas diferentes parametrizações para a previsão feita com 12 horas de antecedência ao início do evento é possível observar que as previsões não foram totalmente consequentes com a situação existente, sendo os dois primeiros limiares os que melhor representaram a comparação horária entre os valores de chuva previstos com os observados nas estações, porém os valores estão longe de uma previsão perfeita. Na figura 24 observa-se o comportamento dos índices estatísticos de verificação quantitativa para cada limiar na sede da Embrapa durante a previsão feita iniciando 12 horas à ocorrência do fenômeno. A FAR é um dos índices de análise de previsão, o qual, quanto mais próximo for de 0 melhor será a previsão, entretanto quanto mais próximo for de 1, pior será ela. Pode ser observado como a FAR (Figura 24A) tem um comportamento ruim para quase todas as parametrizações em cada um dos diferentes limiares, exceto no primeiro, onde apresentam valores entre 0,5-0,7 para todas as parametrizações, que, embora não sejam tão ruins como os demais limiares, realmente não são bons resultados. No caso da parametrização Purdue para o limiar entre 19 e 25,4 mm a FAR teve um comportamento perfeito, mas isso aconteceu devido a que a única previsão que fez o modelo para esse limiar, aconteceu. No caso da POD (Figura 24B) que é a probabilidade de um evento ter

vido previsto e ao mesmo tempo observado, uma previsão perfeita acontece com valores iguais a 1, que nesse caso aconteceu em todas as parametrizações para o primeiro limiar, devido a que a grande maioria das previsões encontravam-se nesse intervalo, coincidindo que cada uma das vezes que ele realmente aconteceu, tinha sido previsto. Devido a que a POD não toma em consideração a quantidade de vezes que o fenômeno é previsto, mas não acontece (Alarmes Falsos), se faz necessário interpretar ele em conjunto com a FAR, demonstrando nesse caso que a previsão não foi tão boa para esse limiar como mostra o valor da POD.

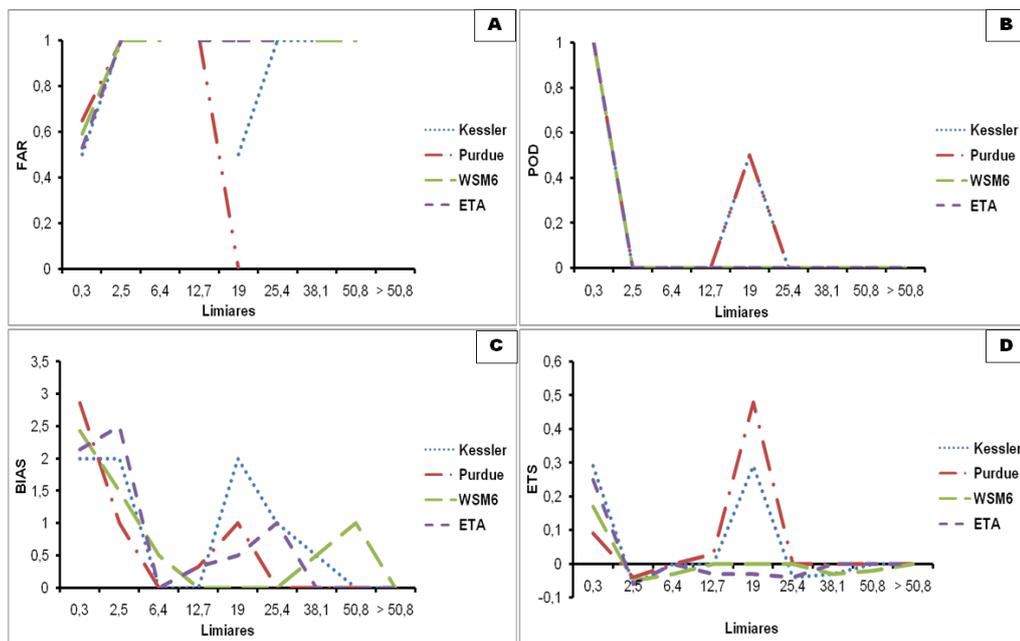


Figura 24- Comportamento dos índices estatísticos de verificação quantitativa para cada limiar de precipitação na sede da EMBRAPA na rodada 12 horas antes do início do evento. (A), FAR, (B), POD, (C), VIÉS, (D), ETS.

No caso do VIÉS (Figura 24C) ele é uma razão simples das previsões de chuva com as chuvas observadas. Para essa previsão é observado como o valor do VIÉS para os primeiros limiares foi superior a 1, o que significa que existiram mais pontos de chuva previstos em relação ao observado, entretanto para os demais, onde na maioria os valores foram menores a 1, isso significou que houve menor frequência de chuva produzida pela previsão em relação ao observado. Para algumas parametrizações em diferentes limiares, se obteve um VIÉS=1, que significaria uma previsão perfeita, mas isso aconteceu devido à pouca quantidade de vezes que foi tanto previsto como que realmente aconteceu esse limiar. O índice ETS (Figura 24D) permite verificar o desempenho da previsão da precipitação em relação a previsões aleatórias sendo melhor o desempenho da previsão quanto mais

próximo o índice estiver de 1. É observado como para todas as parametrizações, nos diferentes limiares, o ETS teve valores inferiores a 0,3, exceto no caso da parametrização Purdue para o limiar de 19 mm devido ao que aconteceu com a FAR perfeita nesse caso. Esses valores baixos do ETS permitem verificar que a previsão não foi boa em nenhum dos casos, devido a que para ter uma boa previsão é preciso o ETS estar entre 0,6-0,8 aproximadamente, como por exemplo no caso dos valores obtidos por Wang et al. (2013) na sua previsão das chuvas do tufão Morakot.

No caso do comportamento dos índices estatísticos de verificação quantitativa para cada limiar na estação da Cascata (Figura 25) observa-se uma situação bem similar à acontecida para a estação da Embrapa. A FAR (Figura 25A) apresentou valores bastante distantes do que para uma previsão perfeita, e igualmente aconteceu com a POD (Figura 25B), aonde, diferente ao obtido na sede da Embrapa, só a parametrização Kessler teve um comportamento excelente para o primeiro limiar, mas isso foi devido a que nas outras parametrizações se teve uma observação que aconteceu sem ter sido prevista. O VIÉS (Figura 24C), igual que na sede da Embrapa, teve valores superiores a 1 para os dois primeiros limiares e depois os valores foram inferiores a 1, e por último, o ETS (Figura 25D) também, para nenhuma das parametrizações, em nenhum dos limiares, teve valores superiores a 0,3. Esses resultados verificam que nenhuma das parametrizações foi capaz de representar o fenômeno que realmente aconteceu no dia 28 de janeiro de 2009 sobre a região de Pelotas.

As previsões feitas para 24 horas antes à ocorrência do evento (Figuras 26 e 27) apresentam resultados bem diferentes à iniciada 12 horas antes. Os índices estatísticos de verificação para cada limiar, comparado com os dados observados das estações da Embrapa e Cascata tiveram um comportamento muito ruim, como observado nas figuras 26 e 27. A FAR (Figuras 26A e 27A) teve valores só para os dois primeiros limiares no caso da Embrapa e para os três primeiros na Cascata. Isso foi devido a que para os demais limiares o modelo não teve nenhuma previsão feita, sendo assim impossível de calcular o índice FAR. No caso dos limiares que foi possível calcular a FAR, é observado como o comportamento dele é bem distante de uma previsão perfeita, com valores inferiores aos observados na análise do índice para a previsão feita com 12 horas de antecedência ao evento. A POD (Figuras 26B e 27B) também teve um comportamento ruim, devido a que só o primeiro limiar teve valores perto de uma previsão perfeita, mas como dito anteriormente, esse índice

não toma em consideração a quantidade de vezes que o fenômeno é previsto, mas não acontece (Alarmes Falsos), por isso quando analisado o comportamento dele em união à FAR é possível concluir que não foi uma previsão muito boa, porém para esse limiar foi muito melhor do que para os outros.

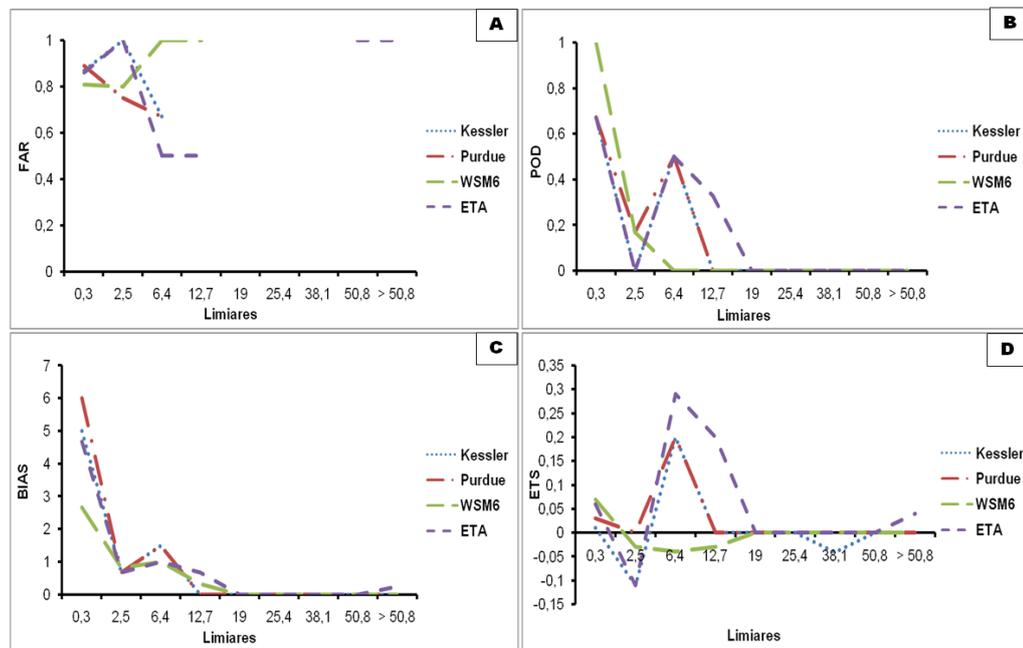


Figura 25- Comportamento dos índices estatísticos de verificação quantitativa para cada limiar de precipitação na sede da Cascata na rodada 12 horas antes do início do evento. (A), FAR, (B), POD, (C), VIÉS, (D), ETS.

Para o índice VIÉS (Figuras 26C e 27C) é observado como o valor dele para os primeiros limiares foi superior a 1, o que significa que existiram mais pontos de chuva previstos em relação aos observados, entretanto para os demais, os valores foram menores a 1, o que significa que houve menor frequência de chuva produzida pela previsão em relação ao observado. Por último, o ETS (Figuras 26D e 27D), para nenhuma das parametrizações, em nenhum dos limiares, teve valores superiores a 0,2, sendo que a maioria dos limiares tiveram um ETS de 0, o que significa que a previsão foi ruim para cada um deles. No caso das previsões feitas para 48 e 72 horas de antecedência (não mostradas) tiveram um comportamento bem similar à feita 24 horas antes ao início do evento, pelo que é possível concluir que a previsão que melhor representou o fenômeno foi a iniciada 12 horas antes de que começaram a ser registradas as chuvas na cidade de Pelotas.

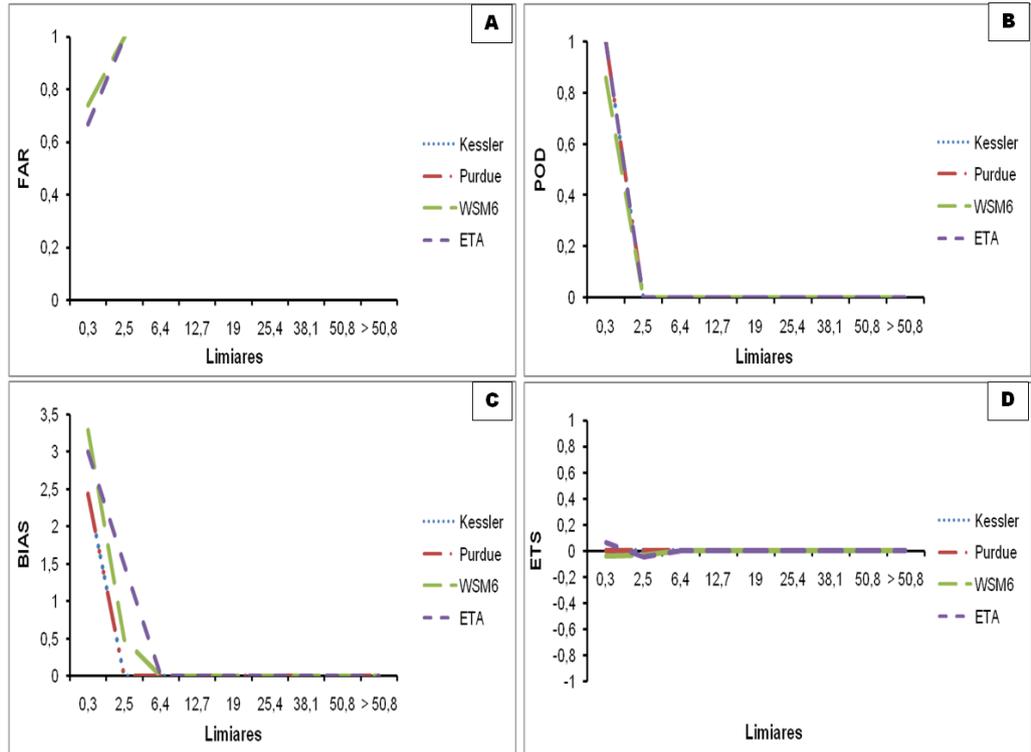


Figura 26- Comportamento dos índices estatísticos de verificação quantitativa para cada limiar de precipitação na sede da EMBRAPA na rodada 24 horas antes do início do evento. (A), FAR, (B), POD, (C), VIÉS, (D), ETS.

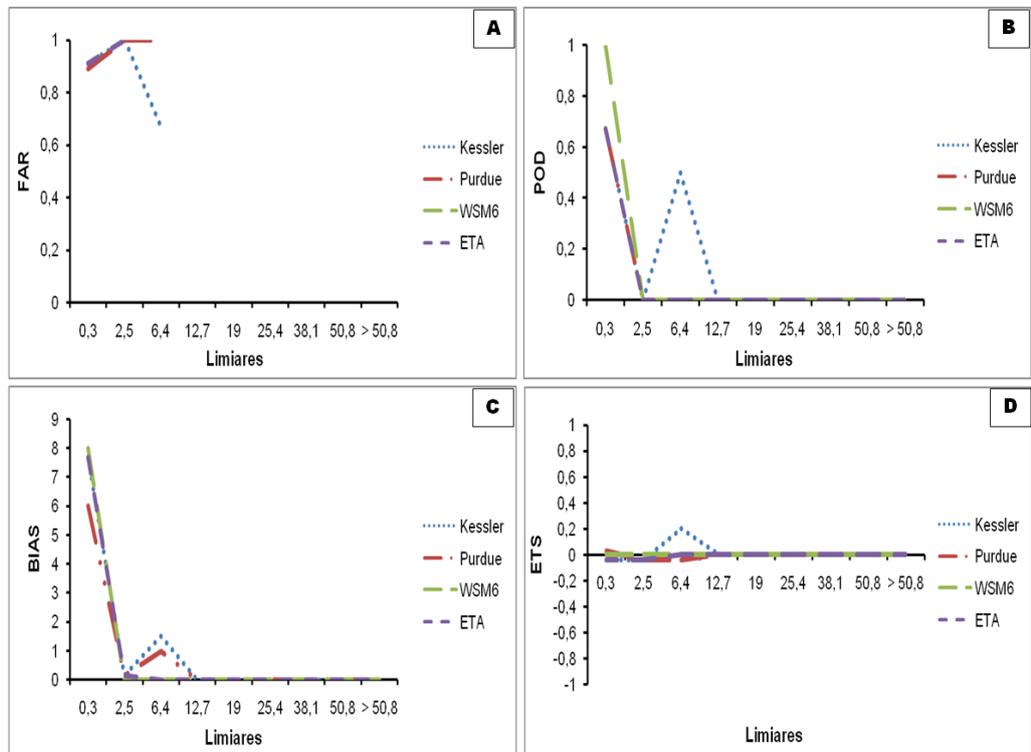


Figura 27- Comportamento dos índices estatísticos de verificação quantitativa para cada limiar de precipitação na sede da Cascata na rodada 24 horas antes do início do evento. (A), FAR, (B), POD, (C), VIÉS, (D), ETS.

Devido à pouca quantidade de chuva prevista para cada horário pelo modelo, o limiar que teve melhor rendimento foi o primeiro, com acumulados entre 0 e 0,3 mm. Nesse caso, tanto para a sede da Embrapa (Figura 28) como para a estação da Cascata (Figura 29) é observado que o comportamento de cada um dos índices foi bastante similar. A FAR (Figuras 28A e 29A) teve valores superiores a 0,5 para cada um dos períodos de antecedência, sendo o de 12 horas antes ao fenômeno quem teve melhores valores, fundamentalmente na sede da Embrapa. O índice POD (Figuras 28B e 29B) teve valores perto de 1 nesse limiar para todas as parametrizações, mas isso, como comentado anteriormente, foi devido à grande quantidade de previsões obtidas em todas as previsões, para o primeiro limiar. Respeito ao VIÉS (Figuras 28C e 29C) observa-se como para todos os períodos de antecedência esse limiar indicou mais pontos de chuva previstos em relação ao observado, sendo a previsão de 12 horas antes ao evento quem teve os valores mais próximos a 1. Essa mesma previsão foi a que teve melhores resultados para o índice ETS (Figuras 28D e 29D), mas realmente com valores bem longe de 1, que poderia resultar em uma previsão perfeita.

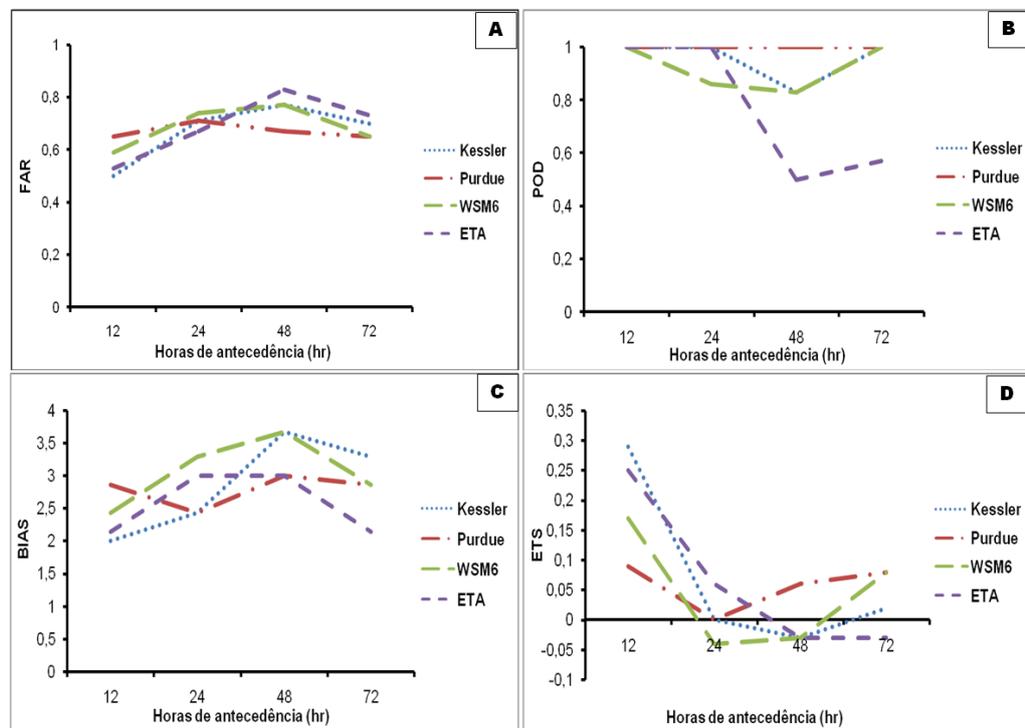


Figura 28- Comportamento dos índices estatísticos de verificação quantitativa para o primeiro limiar de precipitação (0-0,3 mm) para cada uma das previsões com 12, 24, 48 e 72 horas de antecedência na sede da EMBRAPA. (A), FAR, (B), POD, (C), BIAS, (D), ETS.

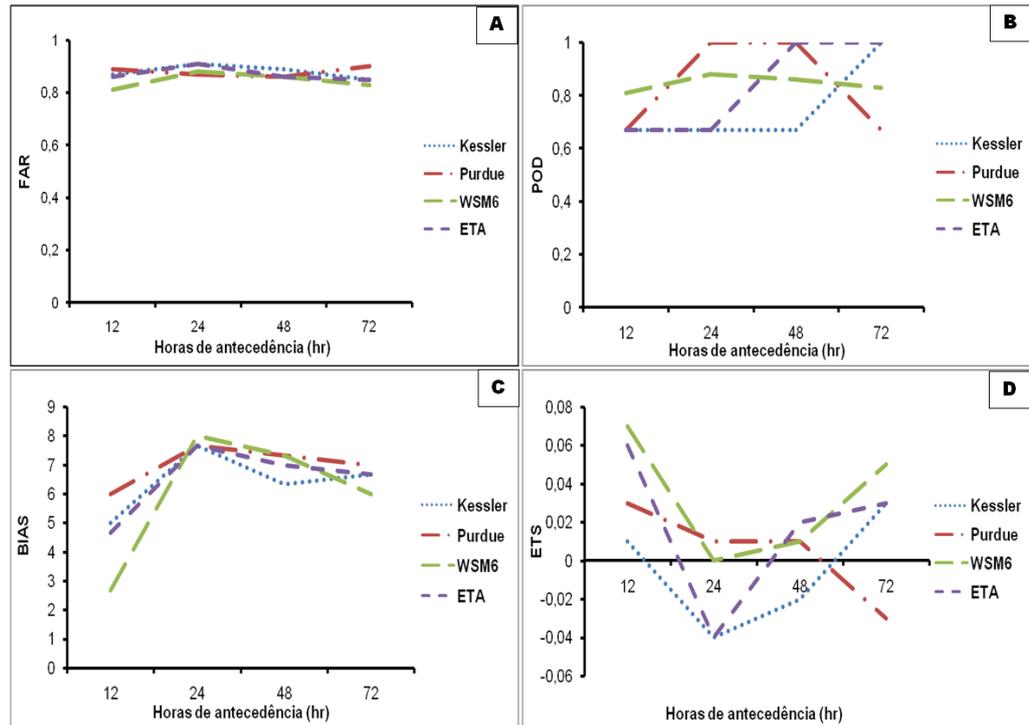


Figura 29- Comportamento dos índices estatísticos de verificação quantitativa para o primeiro limiar de precipitação (0-0,3 mm) para cada uma das previsões com 12, 24, 48 e 72 horas de antecedência na estação Cascata. (A), FAR, (B), POD, (C), BIAS, (D), ETS.

Para o segundo limiar (Figuras 30 e 31) o comportamento foi diferente tanto na Embrapa como na Cascata. A FAR esteve com valores de 1 na maioria dos casos, só algumas parametrizações em distintos horários de antecedência tiveram valores diferentes a 1, mas bem longe do esperado para uma boa previsão. A POD também não teve um bom comportamento, com valores de 0 em quase todos os casos, exceto para as parametrizações Kessler, 48 horas antes, e ETA, 72 horas antes, no caso da Embrapa, e a WSM6, 12 horas antes, e ETA, 48 horas antes, no caso da Cascata. Situação similar aconteceu com o VIÉS e o ETS, que estiveram longe dos valores esperados para uma previsão perfeita. Esses resultados demonstram, como comentado anteriormente, que foi a previsão feita para 12 horas antes ao início do evento a que melhor representou a quantidade e os horários da chuva para as estações da sede da Embrapa e Cascata, porém os valores dessa previsão estiveram longe de ser uma boa previsão.

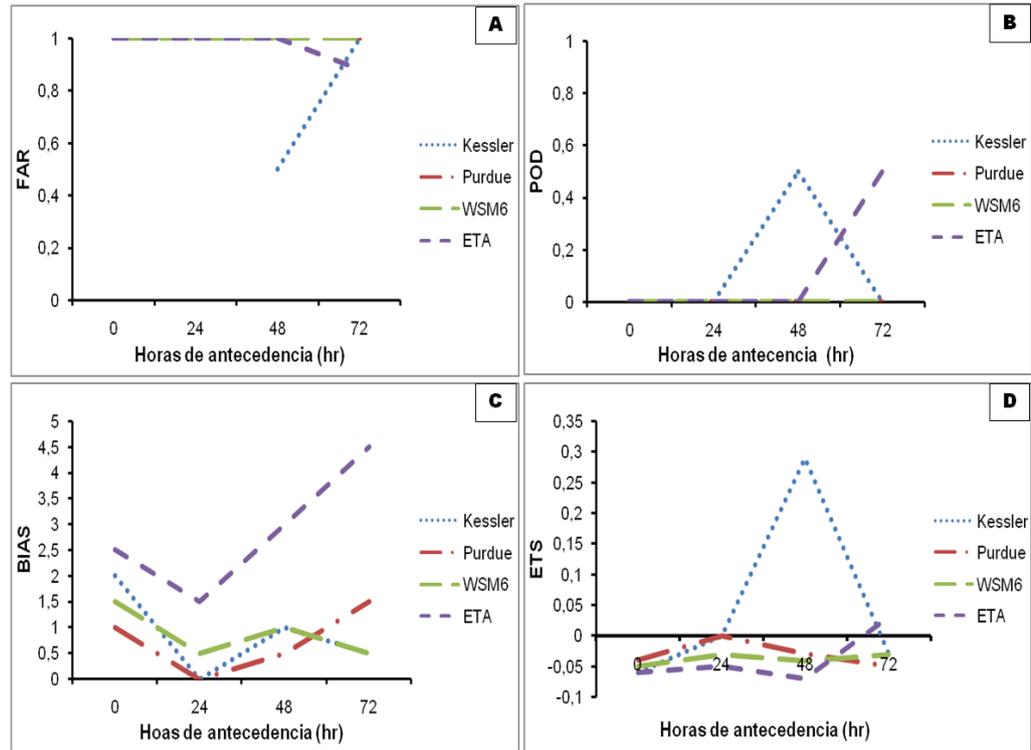


Figura 30- Comportamento dos índices estatísticos de verificação quantitativa para o segundo limiar de precipitação (0,3-2,5 mm) para cada uma das previsões com 12, 24, 48 e 72 horas de antecedência na sede da EMBRAPA. (A), FAR, (B), POD, (C), BIAS, (D), ETS.

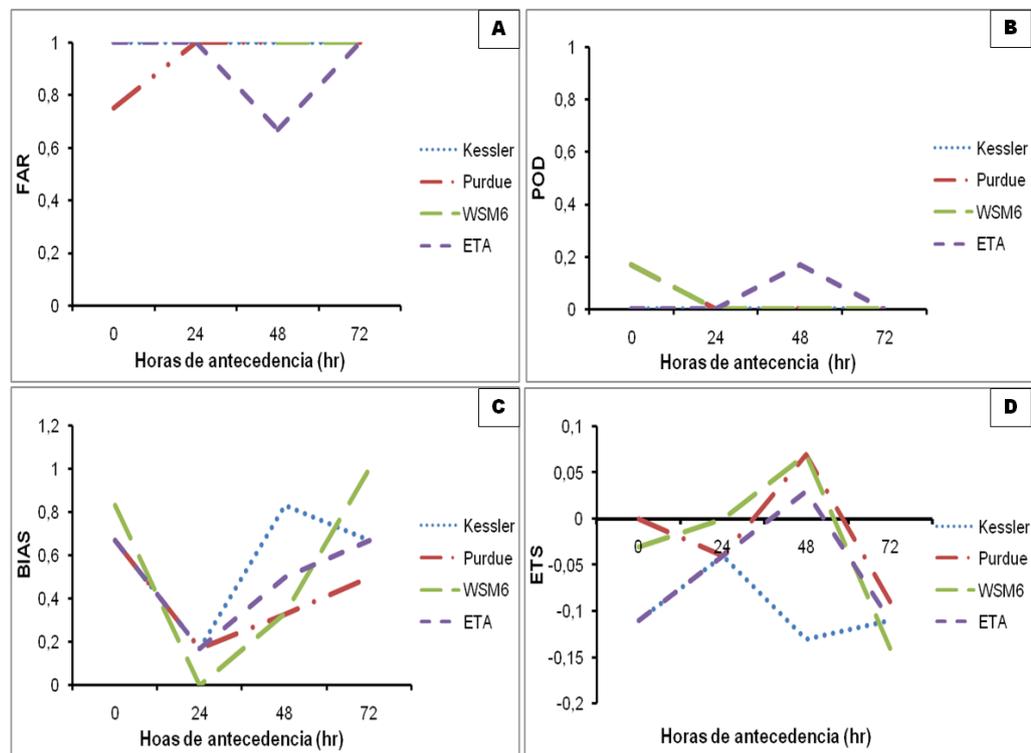


Figura 31- Comportamento dos índices estatísticos de verificação quantitativa para o segundo limiar de precipitação (0,3-2,5 mm) para cada uma das previsões com 12, 24, 48 e 72 horas de antecedência na estação Cascata. (A), FAR, (B), POD, (C), BIAS, (D), ETS.

4.3 Comparação das chuvas previstas pelo WRF com estimativas de precipitação por satélite (CMORPH)

A comparação entre previsão e observação feita na seção anterior evidencia um dos grandes problemas, se não o maior, da previsão quantitativa da chuva: o mau desempenho do modelo para previsões com mais de 24 horas de antecedência (WANG; SEAMAN, 1997; LIU et al. 2012; HAIDEN et al., 2015). A comparação pontual pode ser considerada um pouco “injusta” visto as características de construção do modelo WRF. Assim, faz-se necessária uma avaliação “mais espacial” da chuva prevista, que pode ajudar a identificar as razões do baixo desempenho do modelo, evidenciado na seção anterior.

As chuvas previstas pelo modelo WRF foram comparadas com os dados de precipitação por satélite (CMORPH) para analisar como foi o comportamento delas, em relação às chuvas realmente observadas na área por meio de imagens de satélite. Nas figuras 32, 33 e 34 é possível observar a localização espacial das chuvas, tanto a fornecida pelo CMORPH quanto as previstas pelo modelo WRF para 12 horas antes do início do evento. A figura 32 mostra a chuva acontecida na área, por meio dos dados do CMORPH, para os horários das 12 UTC até às 21 UTC do dia 28 de janeiro de 2009. É observado como a partir das 15 UTC e até as 21 UTC, sobre a região de Pelotas precipitou uma grande quantidade de chuva, com valores superiores a 6 mm/h, sendo consequentes com o horário que maiores precipitações foram registradas nas estações da Embrapa e a Cascata (Figura 11). A análise dos acumulados para a previsão feita 12 horas antes da ocorrência do evento permite observar como a maior quantidade de chuva foi representada entre as 15 UTC e as 18 UTC, com acumulados bem elevados, mas a distribuição espacial esteve localizada em lugares diferentes em todas as configurações.

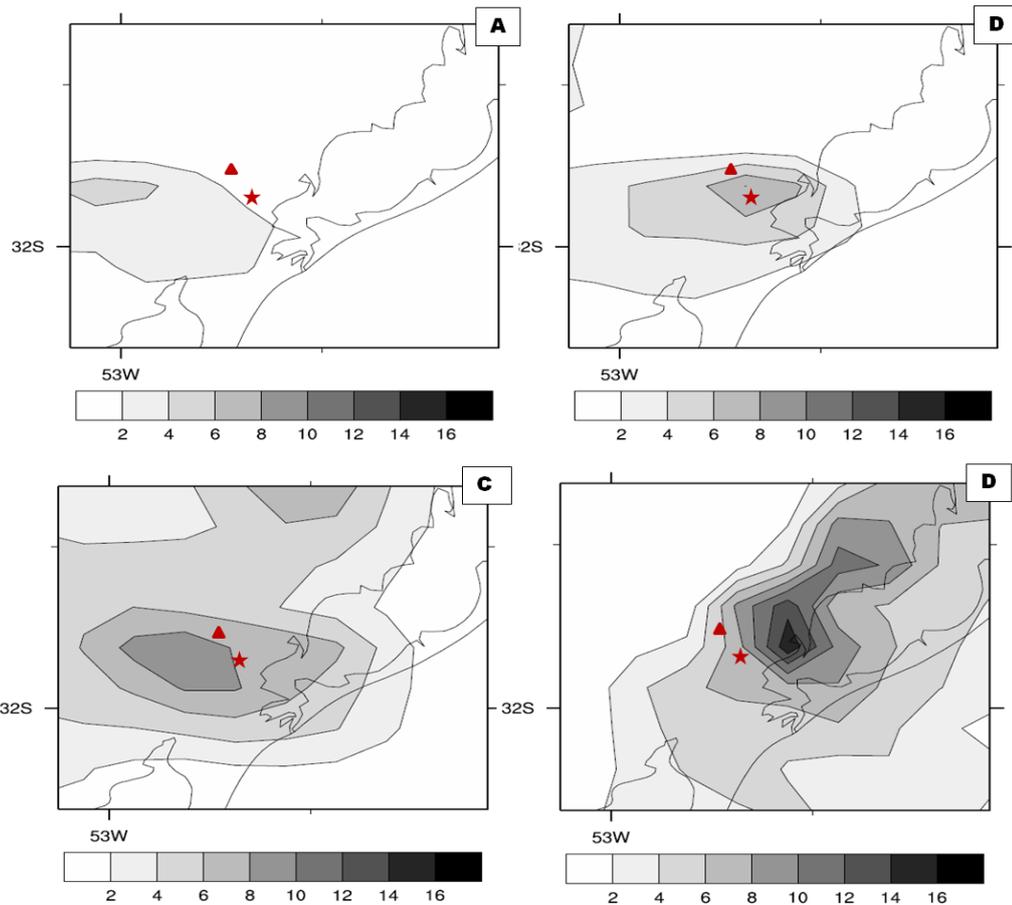


Figura 32– Localização e intensidade das áreas de precipitação fornecidas pelo CMORPH no dia 28 de janeiro de 2009 às (A) 12, (B) 15, (C) 18 e (D) 21 UTC. Sede Principal da Embrapa (Estrela) e a Estação Experimental Cascata (Triângulo).

Para os acumulados previstos às 15 UTC (Figura 33) na simulação feita 12 horas antes ao início do evento, observa-se como as parametrizações de microfísica de Kessler e WSM6 localizaram a maior quantidade de chuva sobre a região de Pelotas, entretanto as outras duas deslocavam o sistema mais para o leste (Purdue), ou para o oeste (ETA). Três horas depois, às 18 UTC (Figura 34) todas as configurações não representaram a chuva aonde realmente estava acontecendo em comparação aos dados do CMORPH. Apesar disso, os acumulados ainda continuaram sendo elevados, e a área com maior quantidade de chuva se deslocou mais ao norte ou ao nordeste em relação à chuva mostrada pelo CMORPH. Mediante essa comparação pode-se concluir que o evento de chuva intensa foi bem representado pelo modelo, mas o erro fundamental esteve na localização espacial dele.

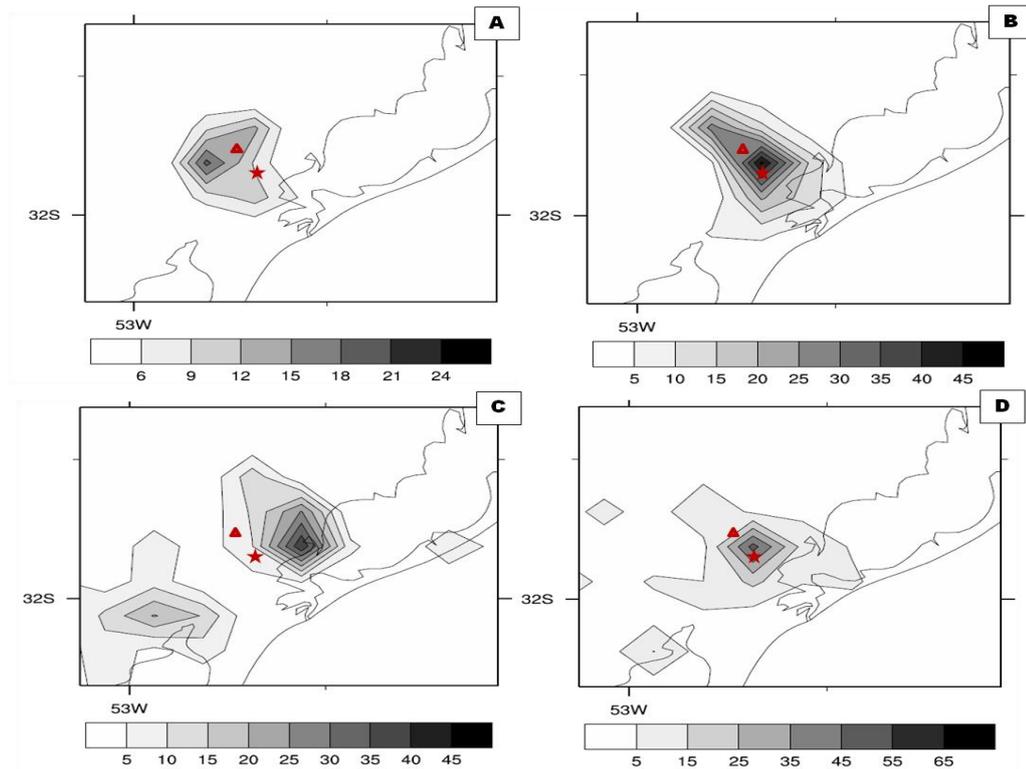


Figura 33- Localização e intensidade das áreas de precipitação previstas pelo WRF no dia 28 de janeiro de 2009 às 15 UTC para as diferentes parametrizações: **(A)** ETA, **(B)** Kessler, **(C)** Purdue e **(D)** WSM6 na simulação feita 12 horas antes ao início do evento. Sede Principal da Embrapa (Estrela) e a Estação Experimental Cascata (Triângulo)

A figura 35 mostra a localização e intensidade das áreas de precipitação previstas pelo WRF no dia 28 de janeiro de 2009 às 18 UTC, usando a parametrização Kessler para as previsões feitas com: 12, 24, 48 e 72 horas de antecedência. É possível observar como para essa parametrização, a previsão feita com 12 horas de antecedência (Figura 35A) foi a que melhor representou a localização da chuva quando comparada com a precipitação fornecida pelo CMORPH (Figura 30C). Nos outros casos, com maiores períodos de antecedência, a chuva encontra-se mais deslocada para o norte (Figura 35B) ou para o noroeste (Figuras 35C e 35D).

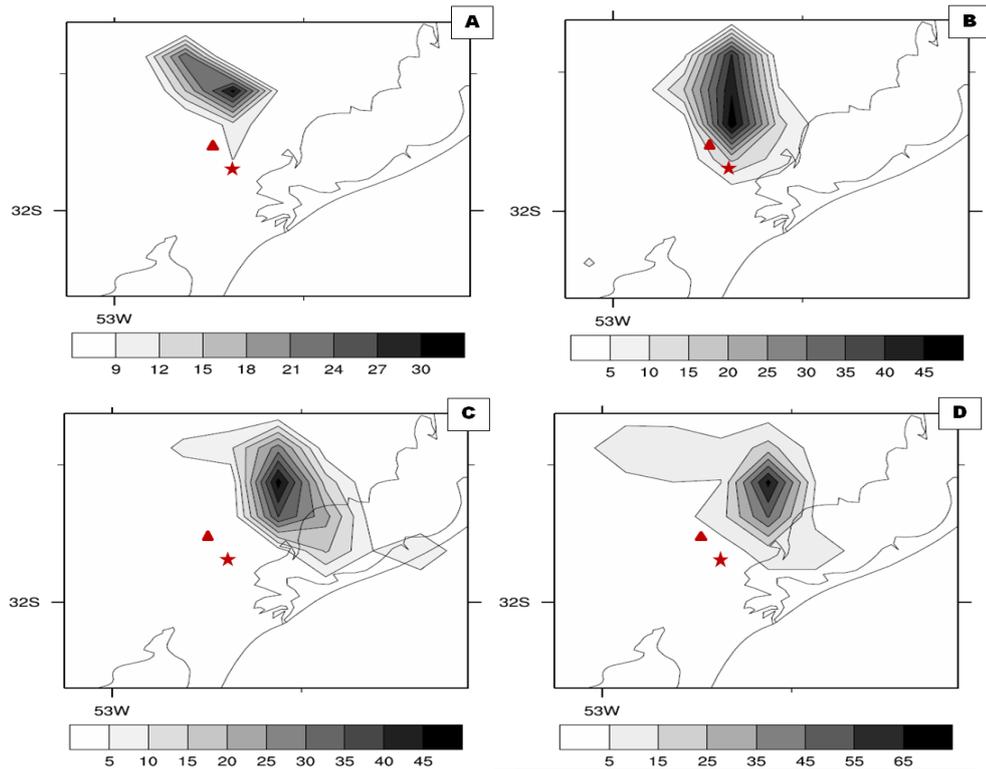


Figura 34– Localização e intensidade das áreas de precipitação previstas pelo WRF no dia 28 de janeiro de 2009 às 18 UTC para as diferentes parametrizações: **(A)** ETA, **(B)** Kessler, **(C)** Purdue e **(D)** WSM6 na simulação feita 12 horas antes ao início do evento. Sede Principal da Embrapa (Estrela) e a Estação Experimental Cascata (Triângulo).

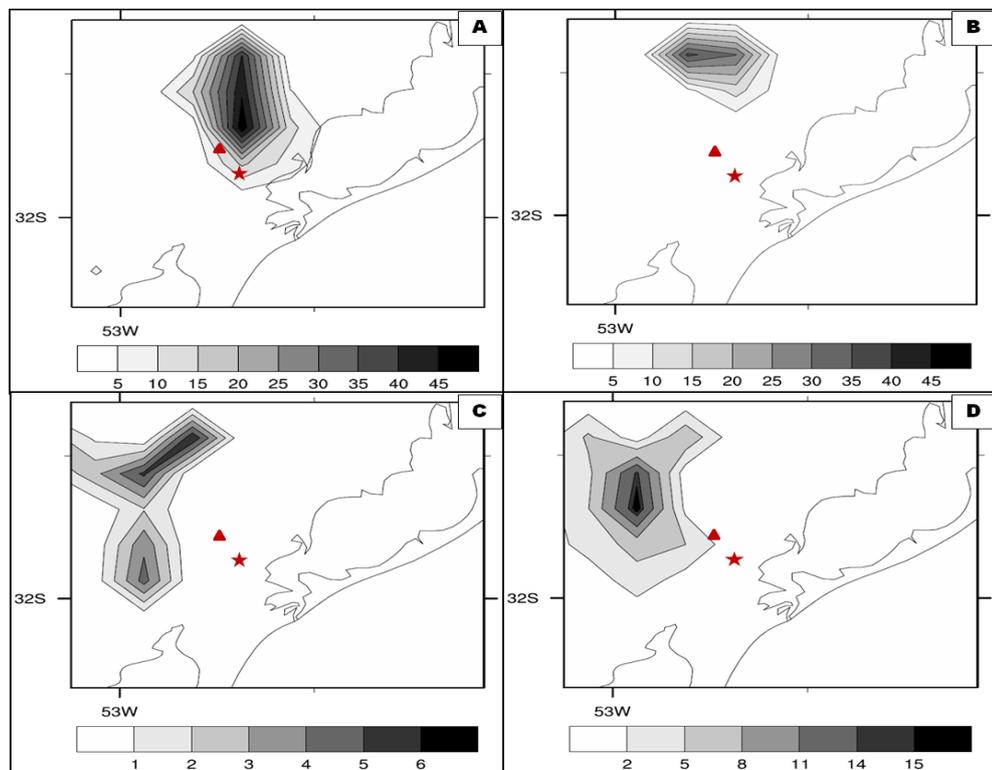


Figura 35– Localização e intensidade das áreas de precipitação previstas pelo WRF no dia 28 de janeiro de 2009 às 18 UTC usando a parametrização Kessler para as previsões feitas com **(A)** 12, **(B)** 24, **(C)** 48 e **(D)** 72 horas de antecedência. Sede Principal da Embrapa (Estrela) e a Estação Experimental Cascata (Triângulo).

O acumulado total das chuvas estimadas pelo CMORPH para todo o dia 28 de janeiro de 2009 é apresentado na figura 36. Pode-se observar como a área com maior quantidade de chuva estimada encontrou-se mais para o leste das estações da Embrapa e a Cascata, com acumulados entre 90 e 100 mm, os quais, quando comparados com os valores observados nessas estações para o mesmo intervalo de tempo (mais de 400 mm), são inferiores. Isto é devido a que, além do CMORPH ser só uma estimativa da precipitação por meio de imagens de satélite, durante o verão austral ele tende a subestimar os eventos de chuvas com acumulados elevados (ANGULO, 2016). Para uma melhor compreensão do comportamento de cada umas das previsões realizadas pelo WRF, foi comparado esse mapa de acumulado total do CMORPH com os obtidos para cada configuração com os diferentes instantes de tempo de antecedência. Na previsão feita para 12 horas antes ao início do evento (Figura 37) observa-se como a configuração usando a parametrização Kessler como microfísica de nuvens teve as áreas de maior acumulado mais próximas ao representado pelos dados do CMORPH com acumulados entre 120 e 150 mm para as 24 horas do dia 28 de janeiro, entretanto as demais parametrizações, embora ter acumulados elevados também, deslocaram a área de maiores precipitações mais para o norte (ETA), ou para o nordeste (Purdue e WSM6).

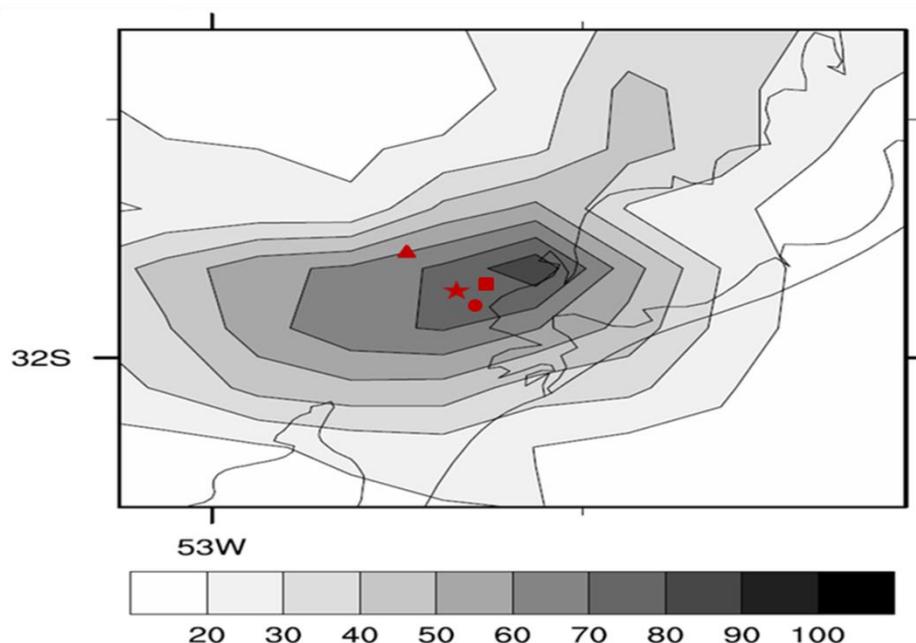


Figura 36- Acumulado total das precipitações fornecidas pelo CMORPH para o dia 28 de janeiro de 2009. Sede Principal da Embrapa (Estrela), Estação Experimental Cascata (Triângulo), Estação Experimental de Terras Baixas (Círculo) e radar meteorológico da Universidade Federal de Pelotas (Quadrado).

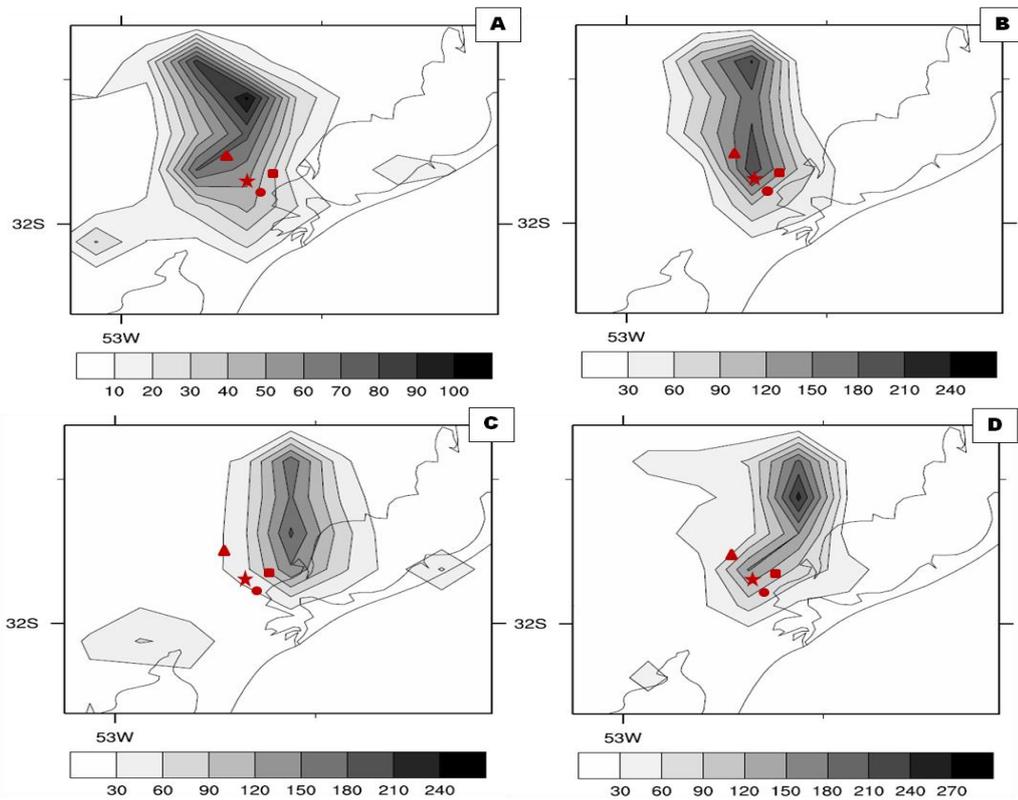


Figura 37- Acumulado total das precipitações previstas pelo WRF para o dia 28 de janeiro de 2009 com 12 horas de antecedência para as diferentes parametrizações de microfísica de nuvens: (A) ETA, (B) Kessler, (C) Purdue e (D) WSM6. Sede Principal da Embrapa (Estrela), Estação Experimental Cascata (Triângulo), Estação Experimental de Terras Baixas (Círculo) e radar meteorológico da Universidade Federal de Pelotas (Quadrado).

As figuras 38, 39, 40 e 41 mostram o acumulado total previsto com as diferentes parametrizações para 12, 24, 48 e 72 horas de antecedência. Observa-se que só na previsão feita 12 horas antes ao início do evento (Figuras 38A, 39A, 40A e 41A) os maiores acumulados estiveram localizados cerca da região onde realmente aconteceram, sendo eles elevados quando comparados com os outros períodos. Para os demais instantes de antecedência as chuvas tiveram um comportamento errático na sua localização e também na intensidade, sendo que para horários de antecedência maiores a 12 horas o modelo subestimou quantitativamente o evento de chuva acontecido. Um dos fatores que pode ter contribuído a esse desempenho ruim das previsões, especialmente para aquelas com antecipações maiores que 12 horas, pode estar relacionado às previsões do GFS, que têm baixa previsibilidade da chuva em eventos previstos muito distantes do início da inicialização do modelo (HAIDEN et al., 2015).

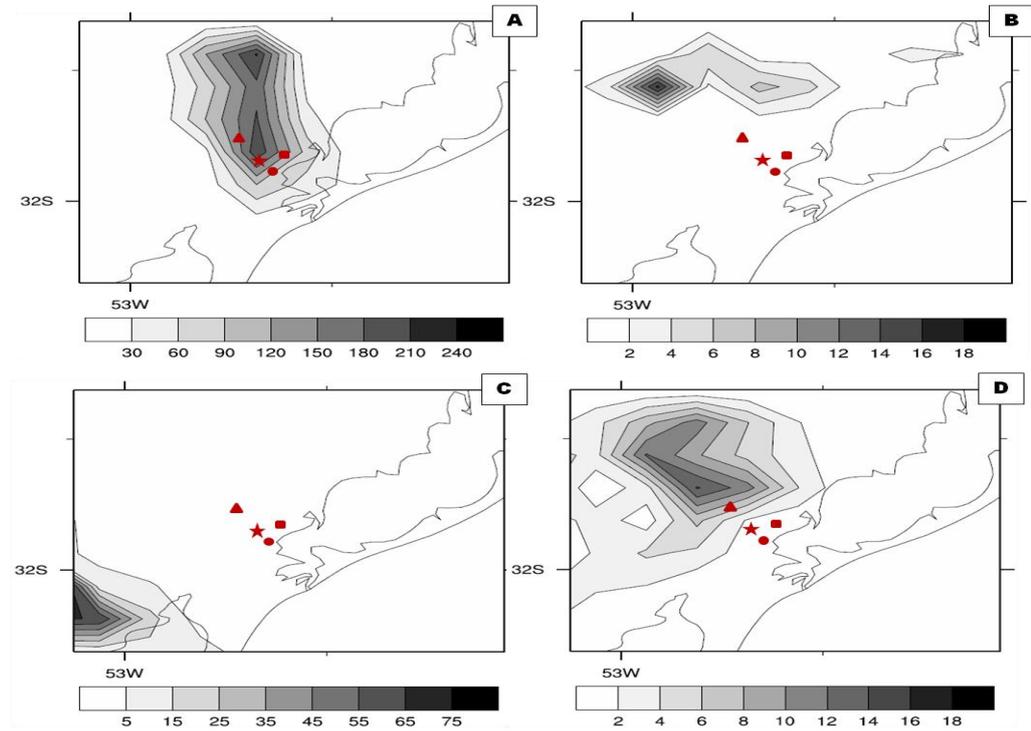


Figura 38- Acumulado total das precipitações previstas pelo WRF para o dia 28 de janeiro de 2009 utilizando a parametrização de microfísica de nuvens de Kessler para (A) 12, (B) 24, (C) 48 e (D) 72 horas de antecedência. Sede Principal da Embrapa (Estrela), Estação Experimental Cascata (Triângulo), Estação Experimental de Terras Baixas (Círculo) e radar meteorológico da Universidade Federal de Pelotas (Quadrado).

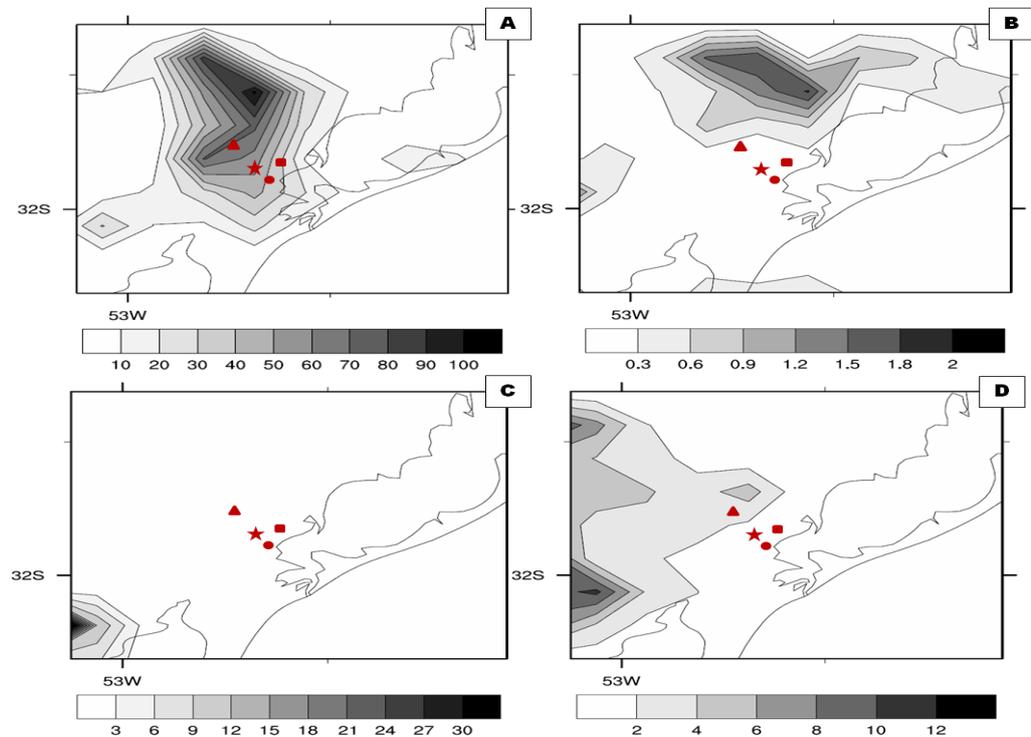


Figura 39- Acumulado total das precipitações previstas pelo WRF para o dia 28 de janeiro de 2009 utilizando a parametrização de microfísica de nuvens de ETA para (A) 12, (B) 24, (C) 48 e (D) 72 horas de antecedência. Sede Principal da Embrapa (Estrela), Estação Experimental Cascata (Triângulo), Estação Experimental de Terras Baixas (Círculo) e radar meteorológico da Universidade Federal de Pelotas (Quadrado).

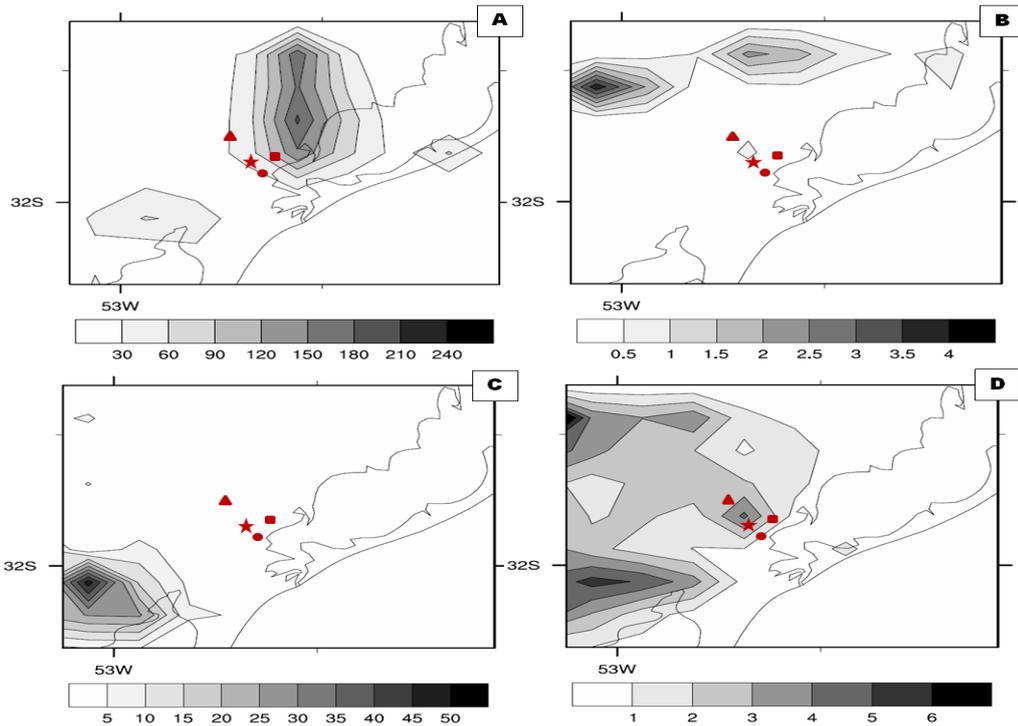


Figura 40- Acumulado total das precipitações previstas pelo WRF para o dia 28 de janeiro de 2009 utilizando a parametrização de microfísica de nuvens de Purdue para (A) 12, (B) 24, (C) 48 e (D) 72 horas de antecedência. Sede Principal da Embrapa (Estrela), Estação Experimental Cascata (Triângulo), Estação Experimental de Terras Baixas (Círculo) e radar meteorológico da Universidade Federal de Pelotas (Quadrado).

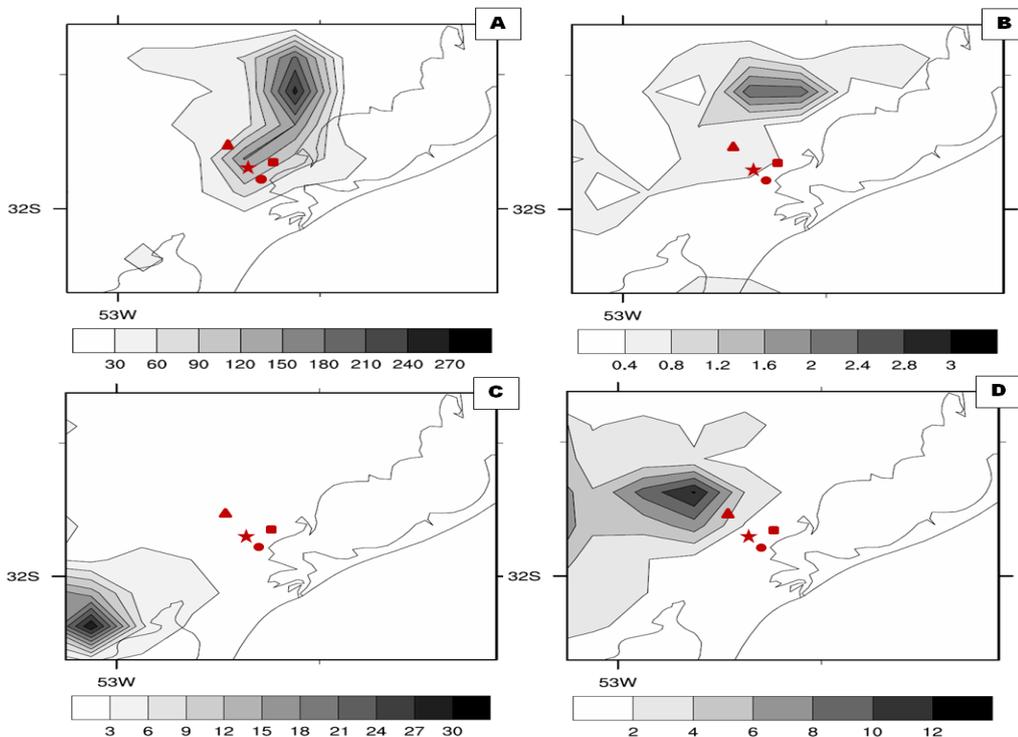


Figura 41- Acumulado total das precipitações previstas pelo WRF para o dia 28 de janeiro de 2009 utilizando a parametrização de microfísica de nuvens de WSM6 para (A) 12, (B) 24, (C) 48 e (D) 72 horas de antecedência. Sede Principal da Embrapa (Estrela), Estação Experimental Cascata (Triângulo), Estação Experimental de Terras Baixas (Círculo) e radar meteorológico da Universidade Federal de Pelotas (Quadrado).

A partir da análise feita sobre o comportamento dos índices estatísticos de verificação da previsão, em conjunto com a posição da chuva prevista, é possível concluir que o deslocamento que cada uma das previsões feitas para cada período de antecedência, foi o que levou ao comportamento ruim desses índices, tomando em consideração que foram analisados valores de precipitação pontuais em só dois pluviômetros de toda a região. Além disso, o ruim desempenho do modelo para previsões de chuvas intensas com mais de 12 horas de antecedência pode ter contribuído a esses resultados, devido a que o modelo tende a subestimar as precipitações intensas com muito tempo de antecedência (MARTEAU et al., 2015, ANDRADE et al., 2015).

5 Conclusões

Na presente investigação se fez uma análise das condições sinóticas associadas a um evento de chuva intensa acontecido entre os dias 28 e 29 de janeiro de 2009 no município de Pelotas, RS, sendo também previstas as condições atmosféricas existentes nesse dia mediante o modelo WRF. As principais conclusões obtidas foram:

- 1- A formação de um ciclone extratropical sobre o sul do RS foi a causa fundamental que gerou mais de 400 mm em alguns pontos da região, com uma situação sinótica que apresentou uma convergência do vento em baixos níveis e divergência em altura, além de uma forte convergência de fluxo de umidade na camada de 1000-700hPa, os quais resultaram ingredientes essenciais para a ocorrência das precipitações.
- 2- As advecções de temperatura e vorticidade foram praticamente nulas durante todo o período de formação e intensificação do ciclone extratropical.
- 3- No caso das previsões de chuva realizadas através do WRF pode-se dizer que o modelo não representou de forma consistente a localização e a intensidade do evento para 12, 24, 48 e 72 horas de antecedência. A previsão feita 12 horas antes ao início das precipitações foi a que teve acumulados mais elevados de chuva na região do município de Pelotas, mas não da magnitude do que realmente aconteceu.
- 4- A comparação das chuvas previstas com os dados de estimativa da precipitação por satélite verificou que para previsões feitas com mais de 24 horas de antecedência as chuvas previstas não foram consequentes com as

estimadas, tanto no seu posicionamento quanto na intensidade das precipitações.

Para trabalhos futuros sugere-se continuar testando as diferentes parametrizações para uma maior quantidade de casos com o objetivo de analisar de uma melhor forma o comportamento do modelo WRF para a ocorrência de chuvas intensas no estado do RS, além de avaliar uma área maior de estudo, com mais quantidade de estações e pluviômetros que permitam comparar melhor o comportamento do modelo.

Referências bibliográficas

ALMEIDA, V. A.; MARTON, E. Chuvas Intensas em Santa Catarina: Análise sinótica de um evento extremo e simulação numerica com o modelo atmosferico WRF. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 37, p. 177-187, 2014.

ALVARENGA, L. A. Precipitação no sudeste brasileiro e sua relação com a ZCAS. **Revista Agrogeoambiental** , v. 4, n.2, p. 1-7, 2012.

AMBRIZZI, T.; MARQUES, R. F. C.; NASCIMENTO, E. L. Bloqueios Atmosféricos. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. **Tempo e clima no Brasil**. SP.: Ed. Oficina deTextos, 2009. p. 259-274.

ANDRADE, K. M. **Climatologia e Comportamento dos SF sobre a América do Sul**. 2005. 187p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

ANDRADE, K. M.; PINHEIRO, H. R.; NETO, G. D. Evento extremo de chuva no Rio de Janeiro: análise sinótica, previsão numérica e comparação com eventos anteriores. **Ciência e Natura**, v. 37, Ed. Especial SIC, p. 175-180, 2015.

ANGULO, E. C. **Ciclo Diurno da Convecção no Altiplano Peruano**. 2016. 90 p. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Meteorologia). Universidade de São Paulo (USP), São Paulo.

BAINY, B. K.; TEIXEIRA, M. S. Synoptic analysis of an extreme precipitation event occurred in southern Brazil in january, 2009. In: XI CONGRESO ARGENTINO DE METEOROLOGÍA, 2012, MENDOZA, ARGENTINA. 2012. **Anales del XI Congreso Argentino de Meteorología**.

BERLATO, M. A.; FONTANA, D. C. **El Niño e La Niña: Impactos no clima, na vegetação e na agricultura do RS; aplicações de previsões climáticas na agricultura**. Porto Alegre: Ed. da UFRGS, 2003. 110 p.

BJERKNES, J. On the structure of moving cyclones. **Geofysiske Publikationer**, v.1, n.2, p.1-8, 1919.

BLAZQUEZ, J.; NUÑEZ, M. N. **Sensitivity to convective parameterization in the WRF regional model in southern South America**. In: Ninth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and, Oceanography, Melbourne, Australia. 6p. 2009.

BLUESTEIN, H.B. **Severe convective storms and tornadoes - Observations and Dynamics**. Springer, 2013. 456p.

BRANDÃO, R. S.; FISCH, G. F. A ZCAS e seus impactos nas enchentes em áreas de risco em Guaratinguetá - SP. **Revista Biociências**, v. 14, n. 2, 2009.

BRITTO, F.; BARLETTA, R.; MENDONÇA, M. Regionalização sazonal e mensal da precipitação pluvial máxima no estado do RS. **Revista Brasileira de Climatologia**, v.2, n.2, p. 35 -51, 2006.

CAMPOS, C. R. J.; EICHHOLZ, C. W. Características físicas dos SCM que afetaram o RS no período de 2004 a 2008. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, p. 331-345, 2011.

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.

CASARIN, D. P. **Um estudo observacional sobre os sistemas de bloqueio no hemisfério sul**. 1983. 87p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

CASATI, B.; ROSS, G.; STEPHENSON, D. B. A new intensity-scale approach for the verification of spatial precipitation forecasts. **Meteorological Applications**, v. 11, 141–154, 2004.

CAVALCANTI, I. F. **Casos de intensa precipitação nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil no período de inverno de 1979 a 1983**. Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 498p. 1985.

CHOU, S. C.; JUSTI DA SILVA, M. G. A. 1999. Objective evaluation of ETA model precipitation forecast over South America. **Climanalise**, 1, Vol. 14

CLIMANÁLISE, **Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, Cachoeira Paulista, SP, INPE/CPTEC, v. 16, n. 10, p. 3-27, 2001.

COTTON, W. R.; BRYAN, G.; VAN DEN HEEVER, S. C. **Storm and cloud dynamics**. Academic press, 886p, 2010.

CRDCRS, **Coordenadoria regional de Defesa Civil do RS**. Disponível em: <<http://www.defesacivil.rs.gov.br>>. Acesso em: 25 jul. 2016.

DIAZ, A. E; STUDZINSKI, C. D.; MECHOSO, C. R. Relationships between precipitation anomalies in Uruguai and Southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic oceans. **Journal of Climate**, v.11, n.2, 1998, p. 251-271.

DURKEE, J. D.; MOTE, T. L. A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America. **International Journal of Climatology**, v. 30, n. 3, p. 418-431, 2010.

FAN, Y.; VAN DEN DOOL, H. VIÉS Correction and Forecast Skill of NCEP GFS Ensemble Week-1 and Week-2 Precipitation, 2-m Surface Air Temperature, and Soil Moisture Forecasts. **Weather and Forecasting**, v. 26, p. 355–370, 2011.

FERNÁNDEZ, R.; LAKKIS, G.; ALLENDE D.; SANTOS, R.; CREMADES, P; PULIAFITO E. Modelación de un evento meteorológico de mesoescala utilizando el modelo WRF. In: PULIAFITO, E. **Contaminación Atmosférica e Hídrica en Argentina**. Ed. Universidad Tecnológica Nacional. 2011. pp 289-298.

FIRPO, M. A. F.; SANSIGOLO, C. A.; ASSIS, S. V. Climatologia e variabilidade sazonal do número de ondas de calor e de frio no Rio Grande do Sul associadas aos anos. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 1, p. 95-106, 2012.

FONTANA, D. S.; BERLATO, A. M. Influência do El Niño Oscilação Sul sobre a precipitação do Estado do RS. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**. Santa Maria, v. 5, n. 1. p. 127- 132, 1997.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E. **Estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e leste do Brasil**. São José dos Campos, INPE, 1982. 135p.

GAN, M. A.; RAO, B. V. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 293-302, 1991.

GANGULY, A. R.; BRAS, R. L. Distributed quantitative precipitation forecasting using information from radar and numerical weather prediction models. **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, n. 6, p. 1168-1180, 2003.

GARREAUD, R. D; FUENZALIDA, H. A. The Influence of the Andes on Cutoff Lows: A Modeling Study. **Monthly weather review**, v. 135, n. 4, p. 1596-1613, 2007.

GEORGE, J.J. **Weather Forecasting for Aeronautics**. Academic Press, New York. 1960. 673 pp.

GRELL, G. A.; DUDHIA, J.; STAUFFER, D. R. A description of the fifth generation Penn State/ NCAR mesoscale model (MM5). **Note TN-398+ STR**, v. 122, 1995.

GRIMM, A.; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation anomalies in southern Brazil associated with *El Niño* and *La Niña* events. **Journal of Climate**, Boston, v.11, p.2863-2880, 1998.

GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; 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.

GUEDES, R.L. **Condições de grande escala associadas a SCMObre a região central da América do Sul**. 1985. 89p. Dissertação de Mestrado, IAG/USP, São Paulo.

HADEN, T.; JANOUSEK, M.; BAUER, P.; BIDLOT, J.; DAHOUI, M.; FERRANTI, L.; PRATES, F.; RICHARDSON, D. S.; VITART, F. **Evaluation of ECMWF forecasts, including 2014-2015 upgrades**. European Centre for Medium Range Weather Forecasts. 53 p. 2015.

HARNACK, R. P.; APFFEL, K.; CERMAK III, J. R. Heavy precipitation events in New Jersey: Attendant upper-air conditions. **Weather and forecasting**, v. 14, n. 6, p. 933-954, 1999.

HARTER, I. B. **Análise de precipitação em Pelotas - RS utilizando transformada Wavelet de Morlet**. 2004, 85p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Programa de Pós-Graduação em Meteorologia - Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.

HOLTON, James R.; HAKIM, Gregory J. **An introduction to dynamic meteorology**. 4. ed. San Diego: Academic Press, v.88, 2012.

HONG, S.; LIM, J. J., The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). **Jornal of the Korean Meteorological Society**., v.42, n.2, p.129–151, 2006.

HOUZE, R. A., Jr. Cloud Dynamics. **Academic Press**, San Diego, 573p, 1993.
 IBGE- **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**. 2010. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/condicaodevida/>> acesso em: 05/01/2017.

IM, E. S.; IN, S. R.; HAN, S. O. Numerical simulation of the heavy rainfall caused by a convection band over Korea: a case study on the comparison of WRF and CReSS. **Natural Hazards**, v. 69, n. 3, p. 1681-1695, 2013.

JOYCE, R. J., J.E. JANOWIAK., P. A. ARKIN., P. XIE., CMORPH: A Method that Produces Global Precipitation Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution, **Journal of Hydrometeorology**, v.5. p. 487-501, 2004.

JUSTI DA SILVA, M. G. A. **A frequência de fenômenos meteorológicos na América do Sul: climatologia e previsibilidade**. 2003, 130p. Tese (Doutorado em Engenharia Mecânica)- Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
 KESSLER, E. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. **Amer. Meteor. Soc**, v. 32, n.1, p. 84, 1969.

KODAMA, Y.-M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ), Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, p. 813–835, 1992.

KOBIYAMA, M ; MENDONÇA, M.; MORENO, D. A.; MARCELINO, I. P. O.; MARCELINO, E. V.; GONÇALVES, E. F.; BRAZETTI, L. L. P.; GOERL, R. F.; MOLLERI, G. S. F.; RUDORFF, F. M. **Prevenção de desastres naturais: Conceitos básicos**. 1. ed. Curitiba: Organic Trading, 2006. v. 1. 109p .
 KONRAD, C. E. Synoptic-scale features associated with warm season heavy rainfall over the interior southeastern United States. **Weather and Forecasting**, v. 12, n. 3, p. 557-571, 1997.

KOUSKY, V. E.; CAVALCANTI, I. F. A. Eventos Oscilação Sul - El Niño: Características, evolução e anomalias de precipitação. **Ciência e Cultura**, v. 36, n. 11, p. 1888-1899, 1984.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.3, n.1, p.217-231, 1988.

KULIGOWSKI, R.A. Self-calibrating real-time GOES rainfall algorithm for short-term rainfall estimates. **Journal of Hydrometeorology**, v. 3, p. 112-130, 2002.

LEITE, M. L.; ADACHESKI, P. A.; SOUSA FILHO, J. V. Análise da frequência e da intensidade das chuvas em Ponta Grossa, Estado do Paraná, no período entre 1954 e 2001. **Acta Scientiarum**, v. 33, n. 1, p. 57-64, 2011.

LIEBMANN, B.; KILADS, G. N.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D. Submonthly convective variability over South America and South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 12, p. 1877-1891, 1999.

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; CARVALHO, L. M. V. Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet East of the Andes and comparison to those in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 17, n. 19, p. 3829-3842, 2004.

LIN, Y.-L.; FARLEY, R. D.; ORVILLE, H. D. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v.22, n.1, p. 1065–1092, 1983.

LIU, J.; BRAY, M.; HAN, D. Sensitivity of the Weather Research and Forecasting (WRF) model to downscaling ratios and storm types in rainfall simulation. **Hydrological Processes**, v. 26, n. 20, p. 3012-3031, 2012.

LOURENÇO, M. C. M; FERREIRA, N. J.; GAN, M. A. Vórtices ciclônicos em altos níveis de origem subtropical. **Climanálise Edição Especial Comemorativa**, v. 10, p. 163-167, 1996.

MACEDO, L. R. **O impacto do uso da técnica de assimilação de dados 3DVAR nos prognósticos do modelo WRF**. 2014. 110p. Dissertação de mestrado (Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto) UFRGS, Porto Alegre.

MADDOX, R. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. **Monthly Weather Review**, American Meteorological Society, v. 111, n. 7, p. 1475–1493, 1983.

MARQUES, R. F. C., RAO, V. B. A diagnosis of a long lasting blocking event over the Southeast Pacific Ocean. **Monthly Weather Review**, v. 127, p. 1761–1776, 1999.

MARTEAU, R.; RICHARD, Y.; POHL, B., CHATEAU SMITH C.; CASTEL, T. High-resolution rainfall variability simulated by WRF RCM: Application Eastern France. **Climate Dynamics**, v. 44, n. 3-4, p. 1093-1107, 2015.

MENDES, M. C. D.; TRIGO, R. M.; CAVALCANTI, I. F. A.; DaCAMARA, C. C. Bloqueios atmosféricos de 1960 a 2000 sobre o oceano Pacífico Sul: Impactos climáticos e mecanismos físicos associados. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.2, p. 175-190, 2005.

MESINGER F. A blocking for representation of mountains in atmospheric models. **Rivista di Meteorologia Aeronautica**, v.44, n. 1-4, p.195-202, 1984.

MICHALAKES, J.; DUDHIA, J.; GILL, D.; KLEMP, J.; SKAMAROCK, W. Design of a Next-Generation Regional Weather Research and Forecast Model. **Towards teracomputing**, p. 117-124, 1998.

MOTA, G. V. **Characteristics of rainfall and precipitation features defined by the Tropical Rainfall Measuring Mission over South America**. 2003. 215 p. Dissertation (Ph.D) –University of Utah, Salt Lake City.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil?. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p. 121-140, 2005.

NERY, J.T, VARGAS, W. M., MARTINS, M. L. O. F. Estrutura da Precipitação do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 4, n. 4, p. 51–61, 1999.

NIETO, R.; GIMENO, L.; DE LA TORRE, L.; GARCÍA-HERRERA, R.; GARCÍA, J.A.; NUÑEZ, M.; REDAÑO, A.; LORENTE, J. Climatological features of cutoff low systems in the Northern Hemisphere. **Journal of Climate**, v. 18, n. 16, p. 3085-3103, 2005.

OLIVEIRA, A. S. **Interações entre SF na América do Sul e convecção na Amazônia**. 1986. 134p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

OLIVEIRA, E. M. G. **Parametrizações convectivas no modelo WRF e sua relação com a precipitação durante ciclogêneses no sudeste da América do Sul.** 2014. 95p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Santa Maria, UFSM, Santa Maria.

PADILHA, S. F. **Previsões de Eventos de Chuvas Intensas no Estado do Rio de Janeiro usando o Modelo WRF.** 2011. 83 p. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal do Rio de Janeiro.

PALMÉN, E. Origin and Structure of High-Level Cyclones South of the: Maximum Westerlies. **Tellus**, v. 1, n. 1, p. 22-31, 1949.

PHILANDER, S.G.H. **El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation**, Academic Press, San Diego, CA. 1990.

PIELKE, R. A.; MCNIDER, R. T.; WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J.; NICHOLLS, M. E.; MORAN, M. D.; WELSWY, D. A.; LEE, T. J.; COPELAND, J. H. A comprehensive meteorological modeling system. - RAMS. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 49, p.69-91, 1992.

PIMONSREE, S.; RATNAMHIN, P.; VONGRUANG, P.; SUMITSAWAN, S. Impacts of Cumulus Convective Parameterization Schemes on Precipitation at Grey-Zone Resolutions: A Case Study over Complex Terrain in upper Northern Thailand. **International Journal of Environmental Science and Development**, v.7, n.5, p.359-362, 2016.

PRIETO, R. B. **Estudo de Eventos Extremos de Chuva Persistente sobre o RS entre 2004 e 2013.** 2016. 76p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Pelotas-UFPEL, Pelotas.

QUADRO, M. L. F. **Estudo de episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul.** 1994. 124p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE., São José dos Campos.

QUADRO, M. F. L., L. H. R. MACHADO, S. CALBETE, N. N. M. BATISTA, G. SAMPAIO. Climatologia de Precipitação e Temperatura. **Climanálise Especial - Edição Comemorativa de 10 anos.** MCT/INPE/CPTEC, 1996.

RAMOS, A. M.; CONDE, F. C.; MOREIRA, D. S.; FREITAS, S. R.; SILVA, A. M.; LUCAS, E. W. M. Numerical simulation of a heavy rainfall event over Portugal using mesoscale model. **Atmosfera**, v.25, n.3, p. 295-309, 2012.

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

RASERA, G.; CAMPOS, C. R. J. Análise de um caso de enchente ocorrido na região de Pelotas-RS em janeiro de 2009. **Ciência e Natura**, v. 36, n. 1, p. 52-60, 2014.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma Revisão Bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, p. 185-204, 2010a.

REBOITA, M. S.; NIETO, R. N.; GIMENO, L.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; KRUGER, L. F. Climatological Features of Cutoff Low Systems in the Southern Hemisphere. **Journal of Geophysical Research**, p. 1-15, 2010b.

REX, D.F. Blocking action in the middle troposphere and its effects upon regional climate. An aerological study of blocking action. **Tellus**, v.2, p. 196-211, 1950.

RODRIGUEZ, N. Q.; LORENZO, M. S. Evaluación espacial del pronóstico de precipitación del modelo ARPS, para la campaña de incremento artificial de la lluvia en el occidente de Cuba. **Revista Cubana de Meteorologia**. v.18, n.2, p. 212-226, 2012.

ROGERS, E.; BLACK, T.; FERRIER, B.; LIN, Y.; PARRISH, D.; DIMEGO G., 2001. **Changes to the NCEP Meso Eta Analysis and Forecast System: Increase in resolution, new cloud microphysics, modified precipitation assimilation, modified 3DVAR analysis**. <http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/mmbpll/eta12tpb>. Acesso em 27 jul 2015.

ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño / Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v.115, p. 1606-1626, 1987.

ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v.2, n.3, p. 268-284, 1989.

RUIZ, J.; SAULO, C.; KALNAY, E. Comparison of methods used to generate probabilistic quantitative precipitation forecasts over South America. **Weather and Forecasting**, v. 24, n. 1, p. 319-336, 2009.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.A.; SILVA DIAS, P.L. South America. In: **Meteorology of the Southern Hemisphere**. Boston: A.M.S., v.27. p.119-139, 1998.

SEVERO, D. L. **Estudos de casos de chuvas intensas no Estado de Santa Catarina**. 1994. 97p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.

SCHAEFER, J. T. The critical success index as an indicator of warning skill. **Weather and Forecasting**, v. 5, n. 4, p. 570–575, 1990.

SILVA DIAS, M. A. F. Complexos convectivos de mesoescala sobre a região sul do Brasil. **Climanálise**, v.1, n.12, 1996.

SILVA, C. S. **Inundações em Pelotas/RS: O uso de geoprocessamento no planejamento paisagístico e ambiental**. 2007. 196 p. Dissertação (Mestrado programa de pós-graduação em Arquitetura e Urbanismo) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; DUDA, M. G.; HUANG, X.; WANG, W.; POWERS, J. G., **A Description of the Advanced Research WRF Version 3**. NCAR/TN-475+STR, Boulder, Colorado, USA: National Center for Atmospheric Research, 2008.

SODRÉ, G. R. C.; RODRIGUES, L. L. M. Comparação entre Estimativa da Precipitação Observada pela Técnica Cmorph e Estações Meteorológicas do Inmet em Diferentes Regiões do Brasil (Comparison Between the Observed Precipitation Estimates and Technical CMORPH Weather Stations of INMET in...). **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, n. 2, p. 301-307, 2013.

TARTAGLIONE, N. Relationship between precipitation forecast errors and skill scores of dichotomous forecasts. **Weather and Forecasting**, v. 25, n. 1, p. 355–365, 2010.

TEIXEIRA, M. S. **Atividade de Ondas Sinópticas relacionada a episódios de chuvas intensas na região sul do Brasil**. 2004. 121p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.

TEIXEIRA, M. S. **Caracterização física e dinâmica de episódios de chuvas intensas nas regiões sul e sudeste do Brasil**. 2009. 216p. Tese (Doutorado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.

TIBALDI, S.; MOLTENI, F. On the operational predictability of blocking. **Tellus**, v. 42, p. 343-365, 1990.

TOMINAGA, L. K; SANTORO, J; AMARAL, R. (Orgs.) **Desastres Naturais: conhecer para prevenir**. 1 ed/2º reimpressão. São Paulo: Instituto Geológico, 2009. 196 p.

TRIGO, R.M.; TRIGO, I.M.; DACAMARA, C.C.; OSBORN, T. Climate impact of the European winter blocking episodes from the NCEP/NCAR Reanalyses. **Climatical Dynamics**, v.23, n.1, p.17-28, 2004.

UCCELINI, L. W. JOHNSON, D. R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. **Monthly Weather Review**, v.107, n.6, p. 682-703, 1979.

VAREJÃO-SILVA, M.A. **Meteorologia e Climatologia**. Recife, Brasil, 2ª Ed., 449p, 2005.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 92, n. D8, p. 9591-9613, 1987.

WANG, C. C.; KUO, H. C.; YEH, T. C.; CHUNG, C. H.; CHEN, Y. H.; HUANG, S. Y.; LIU, C. H. High-resolution quantitative precipitation forecasts and simulations by the Cloud-Resolving Storm Simulator (CReSS) for Typhoon Morakot (2009). **Journal of Hydrology**, v. 506, p. 26-41, 2013.

WANG, W.; SEAMAN, N. L. A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 2, p. 252–278, 1997.

WANG, W.; BRUYÈRE, C.; DUDA, M.; DUDHIA, J.; GILL, D.; LIN, H. **ARW version 3 modelling system user's guide**. 413 p. 2009.

WERTH, D., GARRETT, A. Patterns of Land Surface Errors and VIÉSes in the Global Forecast System. **Monthly Weather Review**, v. 139, p.1569–1582, 2011.
WILKS, D.S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. 2. ed. San Diego: Academic Press, v. 91, 2006.

XUE, M.; DROEGEMEIER, K. K.; WONG, V. The advanced regional prediction system (ARPS) - a multiscale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction tool. Part I: Model dynamics and verification. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 75, p. 161-193, 2000.

YAMASAKI, Y.; BECK, V. C.; HARTEP, F. P. Estudo de casos de precipitação utilizando o WRF-3DVAR na região sul do Brasil. **Ciência e Natura**, v. 38, n. 2, p. 1018-1035, 2016.

YANG, M. J; TUNG, Q. C. Evaluation of Rainfall Forecasts over Taiwan by Four Cumulus Parameterization Schemes. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 81, n. 5, pp. 1163-1183, 2003.