

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS

**Faculdade de Meteorologia
Graduação em Meteorologia**



Trabalho de Conclusão de Curso

**Avaliação de índices de tempestade severa associado a chuvas
extremas sobre o Rio Grande do Sul**

Vanúcia Schumacher

Pelotas, 2013

Vanúcia Schumacher

**Avaliação de índices de tempestade severa associado a chuvas
extremas sobre o Rio Grande do Sul**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado na disciplina de TCC, como
requisito parcial à obtenção do título de
Bacharel em Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Mateus da Silva Teixeira

Pelotas, 2013

Dados de catalogação na fonte:

Ubirajara Buddin Cruz – CRB-10/901

Biblioteca de Ciência & Tecnologia - UFPel

S392a Schumacher, Vanúcia
Avaliação de índices de tempestade severa associado a chuvas extremas sobre o Rio Grande do Sul / Vanúcia Schumacher. – 99f. ; il. – Trabalho de Conclusão de Curso (Meteorologia). Universidade Federal de Pelotas. Faculdade de Meteorologia. Pelotas, 2013. – Orientador Mateus da Silva Teixeira.

1.Meteorologia. 2.Chuva extrema. 3.Índices de instabilidade.
4.Análise sinótica. I.Teixeira, Mateus da Silva. II.Título.

CDD: 551.57

Banca examinadora:

Prof. Dr. Mateus da Silva Teixeira

Prof. Dr. André Nunes Becker

Prof^a. Dr^a. Luciana Barros Pinto

Dedicatória

Para meu filho Kurt.

Agradecimentos

Ao Denison, meu marido e companheiro, pelo amor e paciência durante toda a trajetória de horas e horas de estudo.

Ao meu filho Kurt, pelo carinho e compreensão por todos os momentos de ausência e dedicação aos estudos.

Ao meu orientador, Dr. Mateus Teixeira pela dedicação e paciência durante esses quatro anos de orientação e dedicação na minha formação acadêmica, pela amizade construída, por todos os conselhos e ensinamentos, e pela grande ajuda na realização desta pesquisa.

Aos professores da graduação que colaboraram para a minha formação, pelas motivações e incentivos, além de toda ajuda recebida sempre que necessário.

Aos amigos da graduação, pela convivência ao longo destes quatro anos de curso.

Agradeço a todos que me levaram a seguir por este caminho, amigos e familiares, que com palavras de otimismo e incentivo me ajudaram a continuar seguindo em frente.

Ao plano espiritual, pela energia e luz recebida em todos os momentos de alegria e angústias.

Ao meu esforço pela coragem de seguir até o final, mesmo quando os obstáculos pareciam infinitos.

A todos que direta e indiretamente contribuíram para essa realização.

Resumo

SCHUMACHER, Vanúcia. **Avaliação de índices de tempestade severa associado a chuvas extremas sobre o Rio Grande do Sul**. 2013. 99f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Curso de Graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.

Anualmente o estado do Rio Grande do Sul é afetado por fenômenos meteorológicos adversos, principalmente por eventos de precipitação extrema. A compreensão e um melhor entendimento das condições atmosféricas e termodinâmicas antecedentes a esses eventos são fundamentais para a previsão e monitoramento de tempestades severas, visto que a previsão de chuvas extremas ainda representa um desafio para o meteorologista operacional. Com base no exposto, este trabalho teve como objetivo avaliar os índices de instabilidade na identificação da possibilidade de ocorrências de eventos de chuva extrema ocorridos no Rio Grande do Sul entre 2000 e 2009. Para seleção dos casos extremos de chuva foram selecionadas as datas que apresentaram chuva diária igual ou superior ao percentil médio mensal 95% através dos dados de precipitação diária do INMET, do qual obteve-se 104 casos extremos. Campos compostos de várias variáveis e índices termodinâmicos obtidos da Reanálise CFSR-NCEP foram calculados para cada estação do ano. Os casos extremos de chuva não apresentaram forte sazonalidade, mas uma tendência do maior número de eventos ocorrerem nas estações da primavera e verão, a distribuição anual mostrou que os anos de 2002-2003 apresentaram maior número de ocorrências de eventos extremos, concordando com anos de ocorrência de EL Niño. Não observou-se tendência no aumento ou diminuição no número de casos extremos no período estudado. A análise sinótica dos compostos permitiu concluir que os parâmetros meteorológicos favoráveis à ocorrência de eventos de chuva extrema foram à formação de um sistema de baixa pressão no norte da Argentina e Paraguai com atuação da Alta Subtropical do Atlântico Sul, responsáveis pelo aumento do gradiente de pressão sobre o RS, intensificando o escoamento de norte, além da convergência do fluxo de umidade em baixos níveis. O índice de instabilidade com maior correlação significativa com as chuvas extremas foi energia convectiva disponível para convecção – CAPE, com melhor correlação observada durante o outono.

Palavras - chaves: Índices de instabilidade, chuva extrema, análise sinótica.

Abstract

SCHUMACHER, Vanúcia. **Evaluation index severe storm associated with heavy rainfall over the Rio Grande do Sul**. 2013. 99f. Final Project (Undergraduate) - Undergraduate Program in Meteorology. Federal University of Pelotas, Pelotas.

Every year the state of Rio Grande do Sul is affected by adverse weather events, especially by heavy rainfall. The comprehension and a better understanding of the atmospheric conditions and thermodynamic background to these events are essential for forecasting and monitoring of severe storms, since the forecast of heavy rainfall events is still a challenge for the operational forecaster. Based on the above, this study aimed to evaluate the instability index in identifying the possibility of occurrence of heavy rainfall events occurred in Rio Grande do Sul from 2000 to 2009. To select cases heavy rainfall were selected dates that showed daily rain at or above the 95% percentile average monthly precipitation daily data through INMET, was obtained 104 extreme cases. Fields composed of several variables and thermodynamic index obtained from the NCEP Reanalysis-CFSR were calculated for each season. Extreme cases rainfall did not show strong seasonality, but a trend of greater number of events occur in the spring and summer seasons, the annual distribution showed that years 2002 - 2003 presented greater number of occurrences of extreme events, agreeing with years of occurrence of El Niño. No trend was observed in the increase or decrease in the number of extreme cases during the study period. The synoptic analysis of the compounds concluded that weather parameters favorable to the occurrence of an event of heavy rainfall were the formation of a low pressure system in northern Argentina and Paraguay, and performance of the South Atlantic Subtropical High responsible for increasing gradient pressure on the RS, intensifying the flow north, as well as convergence of the moisture flux at low levels. The instability index with the highest correlation with the heavy rainfall was convective energy available for convection - CAPE, with better correlation observed during autumn.

Keywords: Instability index, heavy rainfall, synoptic analysis.

Lista de figuras

- Figura 1 - A representação da CAPE em um diagrama Skil-T-LogP. A área positiva representa a situação em que a temperatura da parcela é maior que a temperatura ambiente. 29
Fonte: Nascimento (2005).
- Figura 2 - Dias por ano com condições favoráveis a tempestades severas..... 30
Fonte: BROOKS et. al (2003).
- Figura 3 - Representação de CIN em um diagrama Skil-T-LogP. 31
Fonte: The COMET Program.
- Figura 4 - Representação do perfil termodinâmico da obtenção do índice LI. 32
Fonte: The COMET Program (2012).
- Figura 5 - Distribuição geográfica das 23 estações convencionais no estado do Rio Grande do Sul..... 35
- Figura 6- Distribuição dos percentis médios mensais de 95% dos casos extremos de chuva no período de 2000-2009. Círculos indicam os valores discrepantes. 42
- Figura 7 - Distribuição anual do número de eventos extremos (a) e medianos (b) no período de 2000 a 2009 para o Rio Grande do Sul. 44

Figura 8 - Distribuição mensal do número de casos extremos (a) e medianos (b) no período de 2000 a 2009 para o Rio Grande do Sul.	44
Figura 9 - Campos compostos de altura geopotencial (m _g p) em 500 hPa às 12 UTC dos 34 casos de chuva extrema ocorridos na primavera.	46
Figura 10 - Como na Figura 9 exceto da PNMM (hPa).	47
Figura 11 - Como na Figura 9 exceto vento meridional (m/s) em 850 hPa.	48
Figura 12 - Como na Figura 9 exceto para divergência do fluxo de umidade (10^{-7} s^{-1}) e vetor vento em 850 hPa.	49
Figura 13 – Como na Figura 9 exceto para advecção de temperatura (10^{-5} K s^{-1}) em 850 hPa.	50
Figura 14 - Como na Figura 9 exceto para advecção de vorticidade relativa (10^{-10} s^{-2}) em 500 hPa.	51
Figura 15 - Como na Figura 9 exceto para divergência do vento (10^{-6} s^{-1}) em 200 hPa.	52
Figura 16 - Como na Figura 9 exceto para o índice de instabilidade CAPE (JKg^{-1}) a partir da superfície (a), 255 hPa (b), 180 hPa (c) e 90 hPa (d) acima da superfície.	54
Figura 17 - Como na Figura 9 exceto para CIN (JKg^{-1}) a partir de 255 hPa acima da superfície.	55
Figura 18 - Como na Figura 9 exceto para índice K (°C).	56
Figura 19 - Como na Figura 9 exceto para índice TT (°C).	57

Figura 20- Campos compostos do índice de instabilidade CAPE (JKg^{-1}) em 255 hPa acima da superfície às 12 UTC dos 31 casos de chuva extrema ocorridos no verão.....	59
Figura 21- Como na Fig. 20 exceto para CAPE (JKg^{-1}) em 90 hPa acima da superfície.....	59
Figura 22- Como na Fig. 20 exceto para TT ($^{\circ}\text{C}$).	60
Figura 23 - Campos compostos do vento meridional (m/s) (a) e divergência do fluxo de umidade e vetor vento (10^7 s^{-1}) (b) em 850 hPa, às 12 UTC dos 19 casos de chuva extrema ocorridos no outubro.	61
Figura 24 - Como na Fig. 23 exceto para CAPE (JKg^{-1}) a partir da superfície.	62
Figura 25- Compostos do vento meridional (m/s) (a) e advecção de temperatura (10^{-5} Ks^{-1}) (b) em 850 hPa , às 12 UTC dos 21 casos de chuva extrema ocorridos no inverno.	63
Figura 26 - Como na Fig. 25 exceto para o índice CAPE (JKg^{-1}) em 255 hPa acima da superfície.	64
Figura 27 - Como na Fig. 25 exceto para o índice CAPE (JKg^{-1}) em 180 hPa acima da superfície.	65
Figura 28 - Como na Fig. 23 exceto para o índice TT ($^{\circ}\text{C}$).....	65
Figura 29 - Campos de correlação do índice CAPE e chuva extrema a partir do solo.....	68
Figura 30 - Como na Fig. 29 exceto entre índice CAPE e chuva extrema em 255 hPa (a), 180 hPa (b)(c), e 90 hPa (d) acima da superfície.	69

Figura 31 - Como na Fig. 29 exceto entre índice CIN e chuva extrema em 255-180-90 hPa acima da superfície, respectivamente.....	70
Figura 32 - Como na Fig. 29 exceto entre índice LI e chuva extrema a partir da superfície e em 4 camadas.	71
Figura 33 - Como na Fig. 29 exceto entre índice K e chuva extrema.....	72
Figura 34 - Como na Fig. 29 exceto entre índice TT e chuva extrema.....	72
Figura 35 - Como na Fig. 29 exceto entre índice CAPE e chuva extrema em 255 hPa acima da superfície (a) e a partir do solo (b) para o verão.....	73
Figura 36 - Como na Fig. 29 exceto entre índice CIN e chuva extrema em 255 hPa acima da superfície para o verão.....	74
Figura 37 - Como na Fig. 29 exceto entre índice K (a) e TT (b) e chuva extrema para o verão.	75
Figura 38 - Como na Fig. 29 exceto entre índice CAPE e chuva extrema a partir da superfície para o outono.....	76
Figura 39 - Como na Fig. 29 exceto entre índice CAPE e chuva extrema em 90 hPa acima da superfície para o outono.....	77
Figura 40 - Como na Fig. 29 exceto entre índice CIN e chuva extrema em 90 hPa acima da superfície para o outono.....	77
Figura 41- Como na Fig. 29 exceto entre índice K e chuva extrema para o outono.	78

Figura 42 - Como na Fig. 29 exceto entre índice CAPE e chuva extrema a partir do solo, 255 hPa, 180 hPa, e 90 hPa acima da superfície para o inverno.	79
Figura 43 - Como na Fig. 29 exceto entre índice CIN e chuva extrema em 90 hPa acima da superfície para o inverno.	80
Figura 44 - Como na Fig. 29 exceto entre índice TT e chuva extrema para o inverno.	81

Lista de tabelas

Tabela 1 - Informações das estações convencionais no estado do Rio Grande do Sul.	36
Tabela 2 - Valores limiares (resumo) para cada índice de instabilidade favorável ao desenvolvimento de tempestade e instabilidade atmosférica.....	39
Tabela 3 - Valores críticos de correlação para cada estação do ano.....	41
Tabela 4 - Antecedência (em dias) das influências significativas dos índices de tempestade severa para cada estação do ano.....	82

Lista de abreviatura e siglas

AMJ	Trimestre de outono: abril-maio-junho
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
AS	América do Sul
BDMEP	Banco de dados meteorológicos para ensino e pesquisa
CAPE	Convective Available Potential Energy
CAPE-ME	Cape da parcela média
CAPE-MI	Cape mais instável
CCMs	Complexos Convectivos de Mesoescala
CFSR	The Climate Forecast System Reanalysis
CIN	Convective Inhibition
EN	El Niño
ENOS	El Niño Oscilação Sul
FF	Frentes Frias
INMET	Instituto nacional de meteorologia
JAN	Jato de Altos Níveis
JAS	Trimestre de inverno: julho-agosto-setembro
JBN	Jato de Baixos Níveis
JBNAS	Jato de Baixos Níveis da América do Sul
JFM	Trimestre de verão: janeiro-fevereiro-março
JP	Jato polar
K	Índice K
LI	Lifted Index
LN	La Niña

NCE	Nível de convecção espontânea
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NCL	Nível de condensação por levantamento
NEQ	Nível de equilíbrio
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OND	Trimestre de primavera: outubro-novembro-dezembro
PNMM	Pressão ao Nível Médio do Mar
RS	Rio Grande do Sul
SCM	Sistema convectivo de mesoescala
SF	Sistemas frontais
SWEAT	Severe Weather Threat
TSM	Temperatura de superfície do mar
TT	Total Totals

Sumário

1 Introdução.....	19
2 Revisão de literatura.....	22
2.1 Clima e precipitação no Rio Grande do Sul.....	22
2.2 Sistemas atmosféricos e climáticos atuantes na região sul do Brasil.....	23
2.3 Instabilidade atmosférica e chuva extrema.....	26
2.4 Índices de instabilidade versus chuva extrema.....	27
2.4.1 Flutuabilidade positiva: Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE – do inglês <i>Convective Available Potential Energy</i>).....	28
2.4.2 Flutuabilidade negativa: Inibição Convectiva (CIN- do inglês <i>convective inhibition</i>).....	30
2.4.3 Índice de Levantamento (IL – do inglês <i>lifted index</i>).....	32
2.4.4 Índice K.....	33
2.4.5 Total Totals (TT).....	33
3 Dados e Métodos	35
3.1 Dados.....	35
3.2 Métodos.....	37
3.2.1 Seleção dos casos extremos e medianos de chuva extrema.....	37
3.2.2 Campos compostos.....	37
3.2.3 Índices de instabilidade.....	38
3.2.4 Índices de instabilidade versus chuva extrema.....	39
3.2.4.1 Correlações.....	39
3.2.4.2 Teste de significância.....	40

4 Resultados e discussões.....	42
4.1 Distribuição dos percentis de precipitação dos casos extremos de chuva.....	42
4.2 Distribuição das chuvas extremas e medianas.....	43
4.3 Compostos.....	45
4.3.1 Primavera.....	45
4.3.2 Verão.....	57
4.3.3 Outono.....	60
4.3.4 Inverno.....	62
4.4 Relação Índices de instabilidade versus chuva intensa.....	67
4.4.1 Primavera.....	67
4.4.2 Verão.....	72
4.4.3 Outono.....	75
4.4.4 Inverno.....	78
5 Conclusão	84
5.1 Sugestões para trabalhos futuros.....	85
Referências	86
Apêncides	93

Introdução

Nas últimas décadas, a sociedade tem presenciado grandes impactos relacionados a desastres naturais provenientes de fenômenos atmosféricos extremos (NASCIMENTO, 2005; MARCELINO, 2007). As dimensões desses desastres ocasionam forte impacto socioeconômico, ambiental, situações de vulnerabilidade e risco à população, principalmente em eventos de tempestade severa.

Episódios de chuvas extremas são os fenômenos meteorológicos que mais afetam nossas vidas, seja nas atividades cotidianas, agricultura e aviação, geralmente marcados por inundações e enchentes. Um dos maiores problemas da ocorrência de chuvas extremas sobre uma região são suas consequências, como por exemplo, inundações que podem ser agravadas por outros fenômenos meteorológicos como granizo e vendavais (TEIXEIRA; SATYAMURTY, 2004). Assim, a previsão antecipada destes episódios contribui com o sistema de alertas e na diminuição de riscos à sociedade em geral, visto que é um grande desafio aos meteorologistas (TEIXEIRA, 2004).

No sul do Brasil eventos de precipitação extrema geralmente estão relacionados com sistemas convectivos de mesoescala (SCM) e sistemas frontais (SF), além destes fenômenos de maior escala também contribuem na distribuição de precipitação e influência de extremos na região sul, como Temperatura da Superfície do Mar (TSM), anomalias no oceano Pacífico, oceano Atlântico e padrões de teleconexões (CAVALCANTI, 2012).

Embora a ocorrência de eventos extremos de chuva ocorra com frequência no RS, o estado apresenta um regime de precipitação bem distribuído ao longo do ano, com chuvas mais intensas durante o inverno (RAO; HADA, 1990), com pequena tendência na ocorrência de eventos extremos de chuva nas estações de transição (primavera e outono) no sul do Brasil (TEIXEIRA, 2004).

O sul da América do Sul é caracterizado pela frequente ocorrência de tempestades severas. Diversos autores identificaram que as regiões das latitudes médias e subtropicais da América do Sul são propícias a formação de tempestades convectivas (BROOKS et al., 2003; ZIPSER et al., 2006). Doswell et al. (1996) relataram as condições atmosféricas favoráveis ao desenvolvimento de tempestades severas baseado em ingredientes favoráveis a convecção profunda e altas taxas de precipitação, sendo (i) fonte de umidade, (ii) instabilidade e (iii) mecanismo de disparo da convecção.

As relações dos processos de instabilidade atmosférica deram origem aos índices de instabilidade usados para analisar o conjunto de características termodinâmicas e/ou de cisalhamento do vento, baseadas em perfis verticais de umidade, temperatura e vento, associados a sistemas convectivos (SILVA DIAS, 2000).

Os índices de instabilidade auxiliam a previsão e o monitoramento de tempestades severas no processo de diagnóstico e de previsão de tempo severo. Estes índices tentam expressar o nível de instabilidade da atmosfera através das propriedades térmicas e de umidade da baixa e média troposfera (PEPPLER, 1988). Ao contrário do que afirma Henry (2000) de que os índices são bons preditores das condições termodinâmicas indicando áreas com forte potencial de instabilidade, os índices de instabilidade são ferramentas diagnósticas e não prognósticas da condição de instabilidade termodinâmica, sendo aplicados em previsões numéricas.

A previsão antecipada e o monitoramento de tempestades associadas a chuvas intensas são extremamente importantes à geração de alertas e mitigação dos danos à sociedade. Um melhor entendimento do ambiente termodinâmico ligado à ocorrência de tempestades, associada a episódios de chuvas extremas, são essenciais na previsão de casos severos.

Em vista da grande necessidade e importância da previsão de ocorrência de tempestades severas relacionadas a eventos de chuvas extremas, o objetivo geral deste trabalho implica em avaliar os índices de instabilidade na identificação da possibilidade de ocorrências de eventos de chuva extrema ocorridos no Rio Grande do Sul entre 2000 e 2009. Sendo os objetivos específicos:

- Obter a distribuição espacial e temporal dos eventos extremos de chuva.
- Descrever as condições sinóticas associadas à chuva extrema.
- Analisar a relação entre índices de tempestade severa e chuva extrema.

Revisão de Literatura

2.1 Clima e precipitação no Rio Grande do Sul

O território Brasileiro é caracterizado pela sua grande diversificação climática, devido a diversos fatores geográficos e elementos atmosféricos atuantes. O clima do Rio Grande do Sul foi classificado por diversos autores, dentre alguns citados, por diferentes métodos de classificações climáticas:

O clima do RS proposto pelo modelo de classificação de Köppen é caracterizado como subtropical (Cfa) e temperado (Cfb) sem estações secas, sendo considerado o tipo de vegetação, associado com a temperatura e distribuição sazonal da precipitação (AHRENS, 2000; ROSSATO, 2011). A classificação de Köppen recebe muitas críticas, por fatos como a ausência de um subtipo subúmido, pelo embasamento apenas em dados médios de temperatura e precipitação, pela caracterização genérica da distribuição de chuvas, sem estações secas, dentre outros (STHAHLER, 1984, MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007; ROSSATO, 2011).

De acordo com a classificação climática de Strahler (1984), o clima da região sul do Brasil foi classificado com a divisão de clima das latitudes médias e subdivisão subtropical úmido; tendo como base a circulação geral da atmosfera associada aos movimentos das massas de ar e às perturbações frontais.

Mendonça e Danni-Oliveira (2007) em estudo de classificação climática para o Brasil, também classificaram o clima do RS como subtropical úmido, com subtipos de verão quente a fresco e inverno fresco a frio; levando em consideração a influência das massas de ar tropicais e polares, a distribuição da temperatura e

pluviosidade associada às características geográficas, relevo e atuação de sistemas atmosféricos intertropicais e polares.

Rossato (2011) classificou o clima do RS como subtropical com variações nos níveis de umidade (pouco úmido, medianamente úmido, úmido e muito úmido), apresentando uma divisão climática do estado em cinco regiões climáticas. Os fatores analisados para classificação foram os mecanismos da circulação atmosférica, fatores geográficos do clima e a variabilidade espacial e temporal dos elementos climáticos e sistemas atmosféricos atuantes no RS.

O clima do Rio Grande do Sul compreende a zona temperada com característica subtropical, apresentando grandes contrastes no regime de chuvas e temperatura ao longo do ano, sendo a única região do Brasil com ocorrência de precipitação em forma de neve. Efeitos topográficos e a posição geográfica abaixo do Trópico de Capricórnio diferem o clima do RS das demais regiões do país (GRIMM, 2009).

O regime de precipitação no sul do Brasil é bem distribuído ao longo do ano, com totais pluviométricos entre 1400-1750 mm/ano, com máximos no norte do RS de 100-150 mm/mensais. O maior número de eventos extremos de chuva ocorre no mês de transição-outubro (RAO; HADA, 1990; SHI et. al, 2000; REBOITA et. al, 2010). A maior concentração de precipitação no RS ocorre no trimestre ago-set-out, e no sudeste do estado jul-ago-set, devido à penetração de sistemas frontais e ciclones extratropicais mais intensos nessa época do ano (GRIMM, 2009).

2.2 Sistemas atmosféricos e climáticos atuantes na região sul do Brasil

Diversos sistemas meteorológicos e climáticos estão relacionados com episódios de chuvas extremas na região sul do Brasil, geralmente, causados pelos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) e pelos Sistemas Frontais (SF).

Os SCMs são responsáveis por grande parte da precipitação total na região sul do Brasil, principalmente durante o verão e nas estações de transição, possuem formas variadas e podem ser classificados como: linhas de instabilidade (KOUSKY, 1980; Cohen et. al, 2009) e Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) (SILVA DIAS et. al, 2009). Maddox (1980) foi um dos primeiros a estudar e definir os CCMs,

classificando-os de acordo com o tempo de vida, tamanho e forma.

Diversos estudos caracterizam os aspectos de desenvolvimento dos CCMs na América do Sul, como Silva Dias (1996) e Campos et al. (2008), indicando uma preferência noturna na formação e desenvolvimento desses sistemas associados a tempo severo principalmente na região sul do Brasil.

Velasco e Fritsch (1987) verificaram o desenvolvimento dos CCMs na região do Paraguai, norte da Argentina, Uruguai e sul do Brasil, com deslocamento de oeste para leste durante a primavera-outono e de sul para norte no verão. Também compararam o desenvolvimento desses sistemas na América do Norte com a América do sul, observando grande semelhança em ambos, porém, com a notável diferença no desenvolvimento dos CCMs na América do sul, em média 60% maiores.

O acoplamento entre os Jatos de Baixos Níveis (JBN) e Jatos de Altos Níveis (JAN) tem um papel importante no desenvolvimento dos CCMs, representando um mecanismo dinâmico para a formação de tempestades severas. Os JBN oferecem energia necessária ao desenvolvimento dos CCMs com o transporte de calor e umidade da Amazônia para regiões propensas a formação de CCMs, como a região sudeste da América do Sul onde é localizada a Bacia da Prata (UCCELLINE; JOHNSON, 1979, VELASCO; FRITSCH, 1987, NASCIMENTO, 2005, GRIMM, 2009; SILVA DIAS et. al, 2009).

Os JBN produzem convergência em baixos níveis e movimentos de ascensão, desaparecendo quando a advecção quente é substituída pela advecção fria (ANABOR et. al, 2008). A atuação dos JBN de forma isolada sem atuação de outros sistemas pode gerar instabilidades baroclínicas, atuando na formação de células de sistemas convectivos intensos, respondendo a um ciclo de tendência noturna no estado do RS (CORRÊA et. al, 2007).

Além da ocorrência e atuação dos CCMs o avanço de frentes frias sobre América do Sul tem grande influência na intensidade e distribuição das chuvas no sul do Brasil. A ascensão do ar quente pelo ar frio ocasiona em grande desenvolvimento vertical das nuvens, causando intensa precipitação. A penetração dos sistemas frontais no sul do Brasil ocorre o ano todo, porém, com maior frequência durante o inverno (junho a setembro), conforme Cavalcanti e Kousky

(2009). Através do deslocamento do Jato Polar (JP) em altos níveis, consegue-se prognosticar os avanços ou recuos dos SF em superfície, quando o JP se desloca para norte os sistemas de alta/baixa pressão e os SF seguem seus movimentos em superfície (ESCOBAR, 2009).

Os SF associados com a Baixa do Chaco provocam chuvas intensas no sul do RS durante o verão (SIGNORINI, 2001). Fedorova et al. (2007) verificaram a associação de chuvas extremas com a passagem de frentes frias no RS, principalmente em anos de El Niño.

Em anos de El Niño (EN) a precipitação é frequentemente acima da normal na Região Sul do Brasil ocorrendo exatamente o contrário em anos de La Niña (LN). O fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS) exerce uma importante influência sobre a dinâmica das chuvas no RS, durante a fase quente do ENOS (EN) ocorre à inversão nas zonas de pressão onde os jatos de média e alta altitude atuam como bloqueio em relação às passagens frontais, ficando estacionárias e levando ao aumento de precipitação, o contrário ocorre durante a fase fria (LN), causando redução das chuvas devido à diminuição das passagens frontais (ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; RAO; HADA, 1990; GRIMM et. AL, 1998; PAULA, 2009; ROSSATO, 2011).

Em estudo sobre a influência do fenômeno ENOS associado à precipitação no sul do Brasil, Grimm e Sant'Anna (2000) observaram que durante os anos de LN, as primaveras são mais secas quando comparado aos anos de EN, com invernos mais chuvosos. Também verificaram que em episódios de EN ocorre um significativo aumento no número de dias com chuva e precipitação média em dias chuvosos, contribuindo no aumento de precipitação sazonal.

Além da variabilidade interanual, a precipitação no sul do Brasil é modificada por flutuações da TSM a longo prazo, tal como a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) descrita por Mantua et al. (1997), a qual apresenta uma periodicidade de 20-30 anos. Semelhante ao fenômeno ENOS, a ODP possui duas fases distintas de aquecimento e resfriamento no oceano Pacífico. A fase fria é caracterizada pela anomalia negativa da TSM no Pacífico Tropical e a fase quente pela anomalia positiva da TSM no Pacífico Extratropical norte.

Kayano e Andreoli (2006) relacionaram a variabilidade da precipitação na América do Sul com o fenômeno ENOS e as fases da ODP, sugerindo que a

diferença de intensidade do ENOS está relacionado com a ODP, proporcionando um *background* atuando construtivamente (destrutivamente) quando o ENOS e a ODP estão na mesma fase (fase oposta), contribuindo na distribuição anômala da precipitação em algumas regiões. As anomalias de precipitação (positiva) mais significativas ocorrem no sul da América do Sul nos meses de novembro-dezembro, e anomalias (negativa) mais ao norte nos meses janeiro-fevereiro, durante a fase quente da ODP, e a influência do EN nas anomalias da precipitação durante a fase quente da ODP, no bimestre analisado (ANDREOLI; KAYANO, 2005).

A influência dos diversos sistemas atmosféricos e climáticos atuantes no estado do Rio Grande do Sul está correlacionada a episódios de precipitação extrema, sendo essencial o conhecimento das condições atmosféricas mais relevantes à formação desses eventos.

2.3 Instabilidade atmosférica e chuva extrema

Para uma melhor compreensão das condições atmosféricas é importante o conhecimento básico sobre os conceitos de estabilidade e instabilidade. O termo estabilidade nos remete a idéia de equilíbrio, ou seja, quando uma situação sofre certa alteração e retorna ao seu estado inicial, mas quando tende a desenvolver no mesmo sentido, tem-se instabilidade. Ahrens (2000) define que em uma atmosfera estável a parcela de ar levantada será mais fria e densa em relação ao seu redor, onde o empuxo forçará o movimento descendente da parcela, da qual tende a voltar a sua posição original. Na atmosfera instável a parcela de ar levantada será mais quente e leve em relação ao ar em sua volta, o movimento ascendente será acelerado pelo empuxo, fazendo com que a parcela continue a subir afastando-se de sua posição original.

A atmosfera torna-se completamente instável quando ocorre a saturação da camada, pelo levantamento da parcela de ar ou pela evaporação da chuva que cai através da parcela (DJURIC, 1994). As condições que contribuem para instabilidade da atmosfera são: (I) resfriamento do ar em camadas superiores, (II) aquecimento do ar na superfície e (III) levantamento da camada (AHRENS, 2000).

Alta instabilidade e a intensidade das chuvas produzidas pelas tempestades

convectivas podem ocasionar desastres naturais, causando inundações e perdas à população. Doswell et al. (1996) relata os ingredientes necessários para a ocorrência de tempestades: (I) umidade, (II) instabilidade termodinâmica e (III) disparo da convecção em baixos níveis – levantamento da parcela. Altas taxas de precipitação estão relacionadas com o tamanho e o deslocamento do sistema atuante, podendo causar inundações.

A ocorrência de chuvas extremas depende dos processos: (I) flutuabilidade da parcela, ou seja, quando a taxa vertical da temperatura da parcela em ascensão se torna menor que o seu redor, ocasionando a ascensão rápida de ar úmido, (II) convergência do fluxo de umidade, (III) aumento da evaporação através da entrada da mistura de ar seco na nuvem e (IV) a influência das características do sistema atuante com a taxa de precipitação (DOSWELL et al., 1996).

A região das latitudes médias e subtropicais da América do Sul a leste dos Andes são propensas a formação de tempestades severas associado a chuvas intensas, como relatado em Brooks et. al (2003), Nascimento (2005) e Zipser et al., 2006. Nestas regiões, a circulação atmosférica dos JBN atua como combustível para convecção profunda, transportando umidade e calor necessários à formação de tempestades, como discutido por Uccelline e Johnson (1979).

2.4 Índices de instabilidade versus chuva extrema

O termo de flutuabilidade dado pelas equações que descreve a teoria da convecção conforme discutido por Foss (2011), representa a variação de movimento ascendente e descendente na atmosfera, basicamente o que foi discutido no conceito de estabilidade e instabilidade termodinâmica, sendo que movimentos ascendentes (descendentes) estão relacionados com a flutuabilidade positiva (negativa).

Os parâmetros de instabilidade termodinâmica foram originados a partir do conceito de flutuabilidade, sendo utilizados na previsão de tempestades (NASCIMENTO, 2006).

Os índices de instabilidade foram desenvolvidos para analisar as condições de instabilidade da atmosfera, através dos conceitos de instabilidade convectiva,

latente e absoluta, observada pelo método da parcela (PEPPLER, 1988). Os índices auxiliam os meteorologistas na área operacional da previsão de tempestades severas, permitindo uma visualização do estado da atmosfera em escala sinótica, além de fornecer avaliação do potencial para convecção profunda (HENRY, 2000).

Os parâmetros são calculados a partir de perfis termodinâmicos ou através de simulações numéricas, método do qual permite avaliação da região propícia ao desenvolvimento de tempestades convectivas (NASCIMENTO, 2005).

2.4.1 Flutuabilidade positiva: Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE – do inglês *Convective Available Potential Energy*)

A energia potencial convectiva disponível ou CAPE é referida como a diferença integrada verticalmente entre a temperatura da parcela ascendente e do ar ambiente entre o nível de condensação por levantamento (NCL) e o nível de equilíbrio (NEQ). A CAPE indica a quantidade de energia flutuante disponível para convecção, definido como:

$$\text{CAPE} + g \int_{NCE}^{Ne} \frac{\theta_v(z) - \overline{\theta_v(z)}}{\overline{\theta_v(z)}} dz \quad [\text{J Kg}^{-1} \text{ ou } \text{m}^2 \text{ s}^{-2}] \quad \text{Equação 1}$$

onde NCE é o nível de convecção espontânea, Ne é o nível de equilíbrio da parcela, θ_v é a temperatura potencial virtual da parcela e $\overline{\theta_v}$ é temperatura virtual do ambiente.

Quanto maior a diferença de temperatura, maior será o valor da CAPE, proporcionando um ambiente favorável a intensos movimentos ascendentes se houver o disparo da convecção. A CAPE é representada pela área positiva do diagrama termodinâmico, como na Fig. 1.

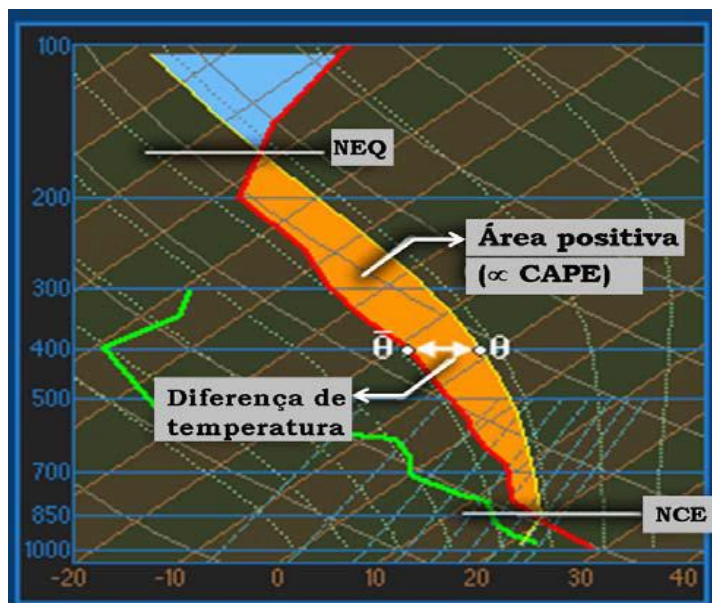


Figura 1 - A representação da CAPE em um diagrama Skil-T-LogP. A área positiva representa a situação em que a temperatura da parcela é maior que a temperatura ambiente.

Fonte: Nascimento (2005).

O cálculo da CAPE é geralmente realizado a partir da parcela em superfície, mas o disparo da convecção nem sempre ocorre nesse local. Há a necessidade, também, de se calcular a CAPE considerando os primeiros 100 hPa a partir da superfície (CAPE da parcela média, CAPE_ME), e nos primeiros 300 hPa a partir da superfície (CAPE parcela mais instável, CAPE_MI) (CRAVEN et al., 2002).

É importante ressaltar que a CAPE não é um índice de disparo convectivo, sendo que altos valores de CAPE não necessariamente correspondem a uma boa chance de ocorrência de tempestades, do mesmo modo que baixos valores de CAPE podem ser um indicativo de ocorrência de tempestades (NASCIMENTO, 2005).

Os limiares documentados na literatura referente aos índices de instabilidade foram obtidos da climatologia de tempestades severas avaliados para a América do Norte, embora sejam notáveis as “diferenças” no uso destes limiares para a América do Sul, ainda são os melhores documentados.

Os valores limiares para CAPE variam de 1000 a 3000 J Kg⁻¹, variando de instabilidade moderada à forte, conforme discutido em Bluestein (1993) e

Nascimento (2005). No trabalho de Brooks et. al (2003) mapearam as regiões mais propensas ao desenvolvimento de tempestades severas a partir do uso de índices para o globo, e obtiveram resultados positivos para a América do Sul, utilizando valores de CAPE maior ou igual a 100 J Kg^{-1} como condição favorável ao desenvolvimento de tempestades, como observado na Fig. 2.

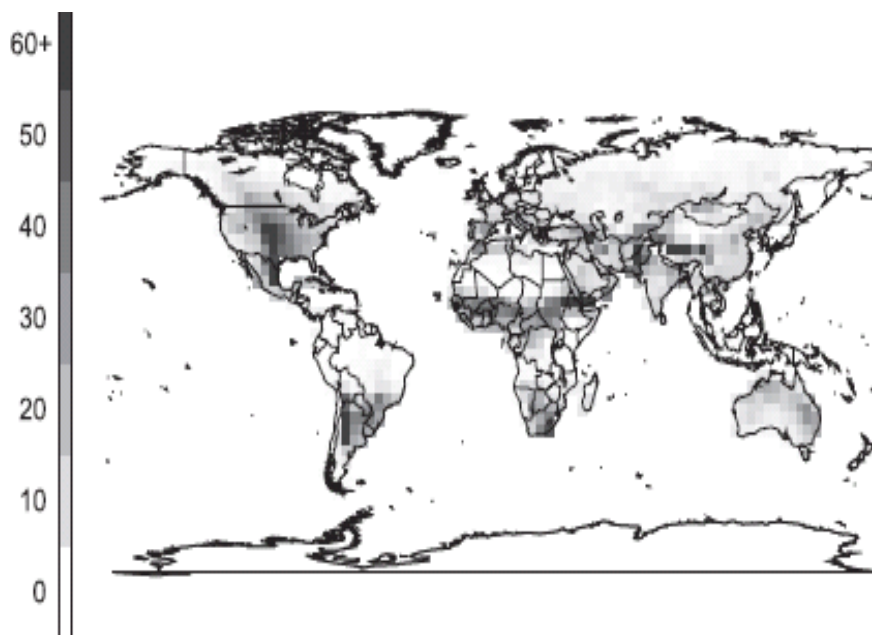


Figura 2 - Dias por ano com condições favoráveis a tempestades severas.

Fonte: BROOKS et. al (2003).

2.4.2 Flutuabilidade negativa: Inibição Convectiva (CIN- do inglês *Convective Inhibition*)

A inibição convectiva (CIN) representa o trabalho necessário para levantar a parcela de ar da superfície até o nível de convecção espontânea (NCE) (ascensão forçada), onde a densidade da parcela é maior que a do ambiente, sendo necessária então, uma forçante externa para o levantamento da parcela, dada por:

$$\text{CIN} = - \int_{sup}^{NCE} g \frac{\theta_v(z) - \theta_v(z)}{\theta_v(z)} dz \quad [\text{J Kg}^{-1} \text{ ou } \text{m}^2 \text{ s}^{-2}] \quad \text{Equação 2}$$

A diferença entre a CIN e CAPE é dado pelos limites de integração, sendo que os limiares de CIN variam entre 0 J Kg^{-1} a -50 J Kg^{-1} , e valores abaixo de -100 J Kg^{-1} são indicativos de intensa inibição convectiva (HOUZE, 1993).

A CIN é dada pela área negativa do diagrama termodinâmico, entre a temperatura parcela de ar e do ambiente (Fig. 3). Quanto mais altos os valores de CIN, menor será a probabilidade de ascensão da parcela, e quanto mais baixo estiver o NCE maior será a probabilidade de iniciação convectiva.

A ocorrência do índice CIN horas antes do início de uma convecção implica em alta instabilidade antes mesmo do disparo convectivo, nessa situação a CAPE acumulará por mais tempo e seu alto valor contribuirá quando acontecer o disparo convectivo, que poderá ser do tipo explosivo – chamado de Convecção Tipo I. O contrário implica numa Convecção Tipo II, ou seja, quando não ocorre a presença de CIN e os valores de CAPE são rapidamente consumidos pela convecção (EMANUEL, 1994; NASCIMENTO, 2006).

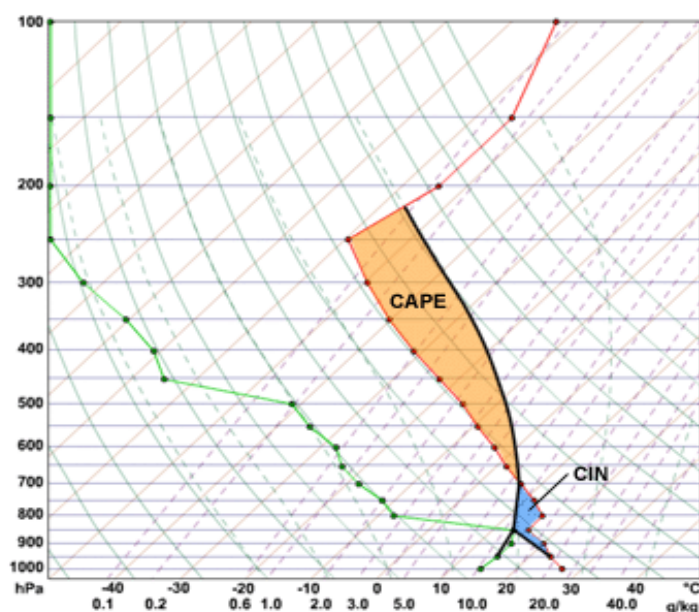


Figura 3 - Representação de CIN em um diagrama Skil-T-LogP.

Fonte: The COMET Program.

2.4.3 Índice de Levantamento (LI – do inglês *Lifted Index*)

O índice de Levantamento é calculado pela diferença entre a temperatura observada em 500 hPa e a temperatura da parcela levantada a partir da superfície no nível de 500 hPa:

$$LI = T_{500} - T_{\text{par-500}} \quad [^{\circ}\text{C ou K}] \quad \text{Equação 3}$$

do qual, T é a temperatura do ar ambiente no nível de 500 hPa e T é a temperatura da parcela de ar em 500 hPa após a ascensão.

O Índice LI representa a estimativa quantitativa da distribuição da fluabilidade em médios níveis do ambiente convectivo, obtido a partir da diferença de temperatura ambiente em 500 hPa e da temperatura da parcela ascendida até 500 hPa (The COMET Program, 1012).

Quanto mais negativo os valores de LI, maior será a instabilidade associada, a Fig. 4 mostra um exemplo do perfil termodinâmico para obtenção de LI, onde a temperatura da parcela ambiente é de -7°C e a parcela ao atingir o nível de 500 hPa é de -1°C , resultando em um valor de LI igual a -6°C .

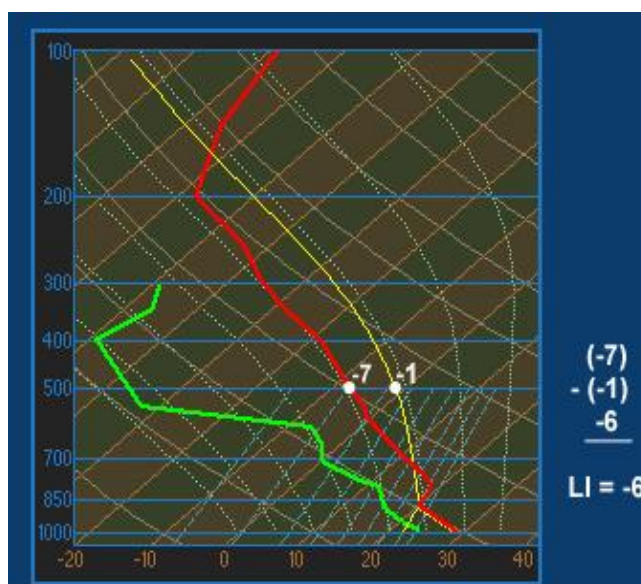


Figura 4 - Representação do perfil termodinâmico da obtenção do índice LI.

Fonte: The COMET Program (2012).

Este perfil é potencialmente instável porque ocorre uma inversão em baixos níveis onde a camada é quente e úmida próxima à superfície. Durante o aquecimento a inversão intensifica, onde o levantamento da camada satura a parte inferior, que arrefece mais lentamente do que a parte superior, resultando em uma maior instabilidade (The COMET Program, 2012).

2.4.4 Índice K

O índice K indica potencial para tempestades baseando-se na taxa vertical de variação da temperatura, conteúdo de umidade na baixa troposfera e na extensão da camada úmida também sendo útil para identificação de convecção e chuva extrema (The COMET Program, 2012). O índice K é dado por:

$$K = [T(850) - T(500)] + T_d(850) - [T(700) - T_d(700)] \quad [^\circ\text{C ou K}] \quad \text{Equação 4}$$

onde T, T_d correspondem à temperatura, temperatura do ponto de orvalho respectivamente, referente aos níveis indicados. Segundo Pepler (1988) foi definido para previsão do potencial de tempestades de verão. Valores de K > 30°C indicam alto potencial de tempestades e K > 40°C potencial extremo para tempestades.

2.4.5 Total Totals (TT)

O índice Total Totals (TT) é dado pela soma de dois índices: Vertical Totals - sendo o lapse rate nos níveis de 850 e 500 hPa e Cross Totals - sendo a diferença do nível de umidade em 850 hPa e a Temperatura em 500 hPa. O TT é dado pela equação a seguir, do qual as variáveis são as mesmas já discutidas acima:

$$TT = [T(850) + T_d(850)] - 2T(500) \quad [^\circ\text{C}] \quad \text{Equação 5}$$

Este índice é utilizado para avaliar o entranhamento de ar frio na troposfera média, importante para previsão de eventos severos associados à queda de granizo. Limiares a partir de 40°C indicam potencial favorável a tempestades e acima de 50° favoráveis a tempestades severas. É relevante observar o aporte de umidade em baixos níveis associados ao TT, visto que pode-se obter valores elevados de TT sem suporte necessário de umidade para convecção (HENRY, 1987; ESCOBAR; ANDRADE, 2010).

Outros parâmetros de instabilidade, como Severe Weather Threat (SWEAT), Showalter, entre outros, não são descritos neste trabalho, um resumo destes parâmetros é apresentado por Nascimento (2005).

Como já discutido, o uso de índices de tempestade severa permitem avaliar a oferta de umidade disponível e o nível de instabilidade da atmosfera, os quais contribuem na descrição do condicionamento termodinâmico da atmosférica propícia a formação e intensificação de tempestades. Porém, o terceiro ingrediente responsável pelo gatilho da convecção, depende de mecanismos de levantamento de convecção profunda que se encontram em fenômenos de escala espacial de mesoescala, como por exemplo, os sistemas frontais (ORLANSKI, 1975; DOSWELL, 1987; FOSS, 2011).

Dados e Métodos

3.1 Dados

Neste estudo foram utilizados dados diários de precipitação, referente ao período 2000-2009, obtidos através do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa do Instituto Nacional de Meteorologia – BDMEP-INMET. A região de estudo se limita ao estado do Rio Grande do Sul, abrangendo 23 estações convencionais distribuídas no estado, conforme a Fig. 5 e tab. 1.

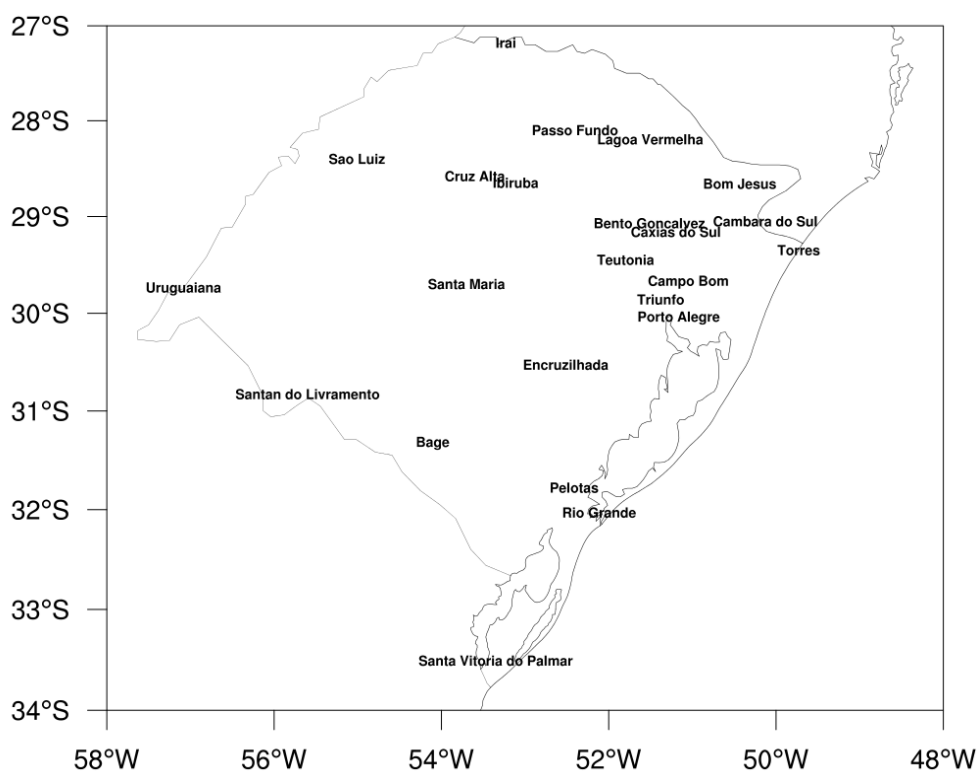


Figura 5 - Distribuição geográfica das 23 estações convencionais no estado do Rio Grande do Sul.

Tabela 1 - Informações das estações convencionais no estado do Rio Grande do Sul.

Estações Convencionais (Municípios)	Posição Geográfica			Nro. dias com dados	Qtde anos dados**
	Latitude	Longitude	Altitude		
Bagé (83980)	-31,33	-54,10	242,31	3389	9,28
Bento Gonçalves 99((83941)	-29,15	-51,51	640	3380	9,26
Bom Jesus (83919)	-28,66	-50,43	1047,5	3378	9,25
Cambara do Sul (83946)	-29,05	-50,13	905	3313	9,08
Campo Bom (83961)	-29,68	-51,05	25,8	3403	9,32
Caxias do Sul (83942)	-29,16	-51,20	759,6	3409	9,34
Cruz Alta (83912)	-28,63	-53,6	472,5	3398	9,31
Encruzilhada do Sul (83964)	-30,53	-52,51	427,75	3409	9,34
Ibiruba (83932)	-28,65	-53,11	394,7	3428	9,39
Iraí (83881)	-27,18	-53,20	247,1	3374	9,24
Lagoa Vermelha (83916)	-28,21	-51,50	840	3283	8,99
Passo Fundo (83914)	-28,21	-52,40	684,05	3339	9,15
Pelotas (839850)	-31,78	-52,41	13	3375	9,25
Porto Alegre (83967)	-30,05	-51,16	46,97	3400	9,32
Rio Grande (83995)	-32,03	-52,11	2,46	3407	9,33
Santa Maria (83936)	-29,7	-53,70	95	3408	9,34
Santana do Livramento (83953)	-30,83	-55,60	328	3360	9,21
Santa Vitória do Palmar (83997)	-33,51	-53,35	24,01	3372	9,24
São Luiz Gonzaga (83907)	-28,4	-55,01	245,11	3389	9,28
Teutonia (83972)	-29,45	-51,80	63,22	3401	9,32
Torres (83948)	-29,35	-49,73	4,66	3314	9,08
Trinco (83954)	-29,86	-51,38	42,5	3640	9,97
Uruguaiana (83927)	-29,75	-57,08	62,31	3350	9,18

** estimativa contabilizando 365 dias por ano.

Dados de reanálises também foram utilizados para avaliar as condições atmosféricas associadas aos casos extremos selecionados, disponíveis em The Climate Forecast System Reanalysis - National Centers for Environmental Prediction – (CFSR-NCEP) < <http://cfs.ncep.noaa.gov/cfsr/> > (SAHA et al., 2010). As variáveis utilizadas foram temperatura em 850 hPa, umidade específica em 850 hPa, altura geopotencial em 500 hPa, pressão a nível médio do mar (PNMM), e componente meridional/vertical do vento em 850 hPa, com resolução espacial horizontal de 0,5° de latitude e longitude e temporal de 6 horas.

3.2 Métodos

3.2.1 Seleção dos casos extremos e medianos de chuva extrema

Foram calculados os percentis médios mensais de 50% e 95% dos dados diários de precipitação de 2000 a 2009, considerando todas as séries mensais para cada estação meteorológica.

Os casos extremos de chuva foram selecionados a partir das datas que apresentaram chuva diária igual ou superior ao percentil médio mensal de 95%, considerando apenas as datas em que ocorreu precipitação em mais de uma estação por caso selecionado, ou seja, descartaram-se os casos em que houve chuva extrema em apenas uma estação meteorológica no estado, pelo fato desses casos isolados poderem estar associados à convecção local e não em escala sinótica, como é de interesse.

Para a seleção dos casos medianos de chuva foram considerados apenas os casos que apresentarem chuva diária na faixa entre 10% acima e abaixo do valor do percentil médio mensal de 50%, por exemplo, para um valor do percentil igual a 15 mm, os casos devem estar entre 13,5 mm e 16,5 mm.

Para a seleção dos casos medianos e extremos foram considerados apenas casos não consecutivos e sem chuva precedente superior a 0,5 mm, desta forma, foram contabilizados apenas uma vez os casos em que ocorreu chuva extrema ou mediana em mais de um município na mesma data, além disso, foi considerada apenas a primeira data dos casos referente aos casos em que apresentaram chuva extrema ou mediana em datas consecutivas. Os percentis de 50% e 95% foram calculados para fins de comparação entre casos extremos e casos normais de precipitação no estado, sendo obtidas distribuições mensais e anuais destes casos.

3.2.2 Campos compostos

Campos compostos foram calculados para os eventos classificados como extremos para cada uma das estações do ano, através dos dados de reanálises. Foram calculados os campos de PNMM, geopotencial e advecção de vorticidade

relativa em 500 hPa, divergência do vento em 200 hPa, vento meridional, divergência do fluxo de umidade e advecção de temperatura em 850 hPa.

A análise destes campos permitem uma análise em escala sinótica do ambiente atmosférico em dias antecedentes a ocorrência dos casos extremos, e um melhor entendimento das condições atmosféricas na descrição de um padrão sinótico associado a eventos de chuva intensa. Os compostos foram calculados para até 3 dias antes do evento de chuva, sendo o Dia 0 às 12 UTC o início do acúmulo de 24h do evento de chuva extrema.

O campo composto sazonal de uma variável qualquer é o campo médio da estação do ano referente ao número de casos ocorridos durante esta estação, considerando o dia que precede o evento, dado por:

$$V_c(x,y,p,d) = \frac{1}{N_e} \sum_{j=1}^{N_e} V_c(x,y,p,j,d) \quad \text{Equação 6}$$

onde V_c é a variável composta, x , y , p indicam a posição espacial no campo, N_e é o número de casos ocorridos em cada estação do ano, d indica o d -ésimo dia que precede o evento extremo de chuva e varia de -3 ... 0.

3.2.3 Índices de instabilidade

Campos compostos também foram calculados para cada um dos índices de instabilidade para cada estação do ano, com o propósito de analisar o comportamento dos índices em relação aos casos de chuva extrema. Os índices: energia potencial convectiva disponível (CAPE), inibição convectiva (CIN) e o índice de levantamento (LI) foram obtidos direto dos dados de reanálises do CFSR-NCEP, enquanto que os índices K e Total Totals (TT) foram calculados a partir das equações apresentadas na seção 2.4. O índice CAPE foi calculado em quatro níveis diferentes, sendo a partir do solo, em 255-180-90 hPa acima da superfície, para CIN foram calculados para três níveis em 255-180-90 hPa acima da superfície, e o índice LI para dois níveis, sendo a partir do solo e para 4 camadas, do qual se refere a

níveis entre a superfície e 1600m. Os limiares (resumo) favoráveis a tempestades e forte instabilidade são apresentados na tab.2.

Tabela 2 - Valores limiares (resumo) para cada índice de instabilidade favorável ao desenvolvimento de tempestade e instabilidade atmosférica.

Índices	limiares
CAPE	$\geq 1000 \text{ JKg}^{-1}$
CIN	$0-50 \text{ JKg}^{-1}$
LI	$\geq -4 \text{ K ou } ^\circ\text{C}$
K	$\geq 30^\circ\text{C}$
TT	$\geq 40^\circ\text{C}$

3.2.4 Índices de instabilidade versus chuva extrema

Conhecida as configurações das variáveis meteorológicas e o nível de instabilidade da atmosfera, uma dúvida surge: qual a relação dos índices de instabilidade com eventos de chuvas extremas? Com o propósito de investigar tal relação e analisar a influência dos índices de instabilidade sobre os casos de chuvas extremas, serão calculados campos sazonais de correlação para cada índice de instabilidade versus os casos de chuva extrema. A comparação dos campos de correlação e os compostos permitirão identificar as condições atmosféricas responsáveis pelas chuvas extremas.

Para tal, calculou-se a interpolação dos índices de instabilidade para cada coordenada geográfica, referente às estações meteorológicas no estado. E o total de precipitação diária nas 23 estações para cada caso extremo.

3.2.4.1 Correlações

Para o cálculo das correlações foi utilizado o método de Spearman com a seguinte equação (WILKS, 1995):

$$r_{\text{rank}} = \rho = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n D_i^2}{n(n^2 - 1)} \quad \text{Equação 7}$$

na qual, D_i é a diferença de postos entre o par de dados ($D_i = x_i - y_i$) e n é o número da amostra. O coeficiente de correlação mostra o grau de relação entre duas variáveis, podendo assumir valores entre -1 e 1, sendo 1 considerado uma relação linear positiva perfeita, 0 sem relação e -1 relação linear negativa perfeita.

3.2.4.2 Teste de significância

A significância das correlações entre os índices de instabilidade e a chuva extrema foi verificada pelo teste de hipótese, que assume como hipótese nula ($\rho=0$), ou seja, a não existência de relação linear entre os índices e a chuva extrema. Para que essa relação exista deve-se rejeitar a hipótese nula.

A significância dos campos de correlação foi determinada pela transformação de Fisher, dada pela seguinte expressão (FIELLER, 1957).

$$F(r) = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r}{1-r} = \text{arctanh}(r) \quad \text{Equação 8}$$

O coeficiente de correlação de Spearman rank é dado por:

$$Z = \sqrt{\frac{n-3}{1,06}} F(r) \quad \text{Equação 9}$$

onde Z é o coeficiente para r , que segue aproximadamente a distribuição normal dada à hipótese nula de independência estatística ($\rho=0$). $F(r)$ é a transformação de Fisher da Correlação de Spearman rank (r), e n é o número de casos.

A tab.3 mostra os valores críticos de correlação, segundo a aproximação de Fisher. A hipótese nula ($\rho=0$) será rejeitada quando a correlação for superior ao $r_{\text{crítico}}$. O nível de significância adotado ($r_{\text{crítico}}$) foi de 0,05 (5%), ou seja, há uma probabilidade de 5% de rejeitar-se erroneamente a hipótese $\rho=0$.

Tabela 3 - Valores críticos de correlação para cada estação do ano.

Estações	n	r _{critico}
JFM	31	0,301
AMJ	19	0,391
JAS	21	0,370
OND	34	0,287

Resultados e discussões

4.1 Distribuição dos percentis de precipitação dos casos extremos de chuva

Na Fig. 6 é apresentada a distribuição dos valores dos percentis médios mensais dos casos extremos de chuva. Observa-se maiores extremos (não discrepantes) nos meses de outubro e novembro, acima de 70 mm. Também percebe-se alguns valores atípicos (discrepantes) no conjunto de dados analisados, ou seja, extremos fora do esperado para o mês em questão, março-abril-maio foram os meses que apresentaram maiores valores atípicos, com casos acima de 70 mm. Em relação à média, junho foi o único mês com menos de 40 mm, e outubro o único acima de 50 mm.

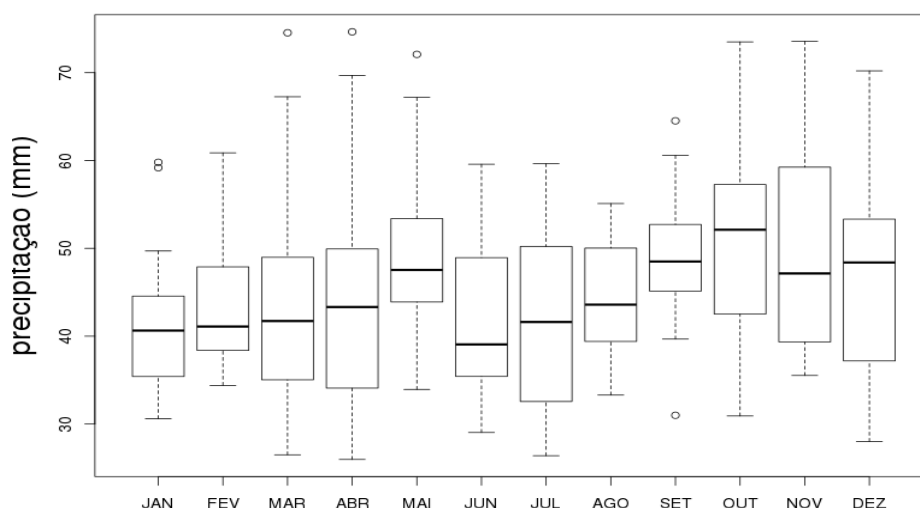


Figura 6 - Distribuição dos percentis médios mensais de 95% dos casos extremos de chuva no período de 2000-2009. Círculos indicam os valores discrepantes.

4.2 Distribuição das chuvas extremas e medianas

A Fig. 7(a) mostra a variação interanual dos 104 casos selecionados como extremos, em 10 anos de dados de precipitação para o Rio Grande do Sul. Pode-se observar um aumento do número de casos extremos nos anos de 2002 e 2003, do qual coincidem com a ocorrência de anos de El Niño, 2002- 2003 de forte intensidade, e um mínimo observado em 2001, do qual pode estar relacionado com episódios de La Niña de 2000-2001, concordando com estudos anteriores sobre o forte impacto do fenômeno ENOS sobre ocorrência de chuvas extremas no sul do Brasil, conforme mencionado no capítulo 2. Os anos de 2005, 2007 e 2009 também podem estar relacionados a episódios de EN e 2008 a LN, enquanto que o ano de 2004 que também apresentou menos de 10 casos, não é explicado pelo fenômeno ENOS.

A Fig. 7(b) mostra a variação anual dos 419 casos medianos selecionados, do qual observa-se uma distribuição mais uniforme, variando de 35 a 45 casos na maioria dos anos observados, sendo apenas os anos de 2001 e 2004 que ficaram abaixo de 35 casos.

Na distribuição mensal dos casos extremos de chuva (Fig. 8a) nota-se maior ocorrência do número de eventos nos meses quentes – primavera (34 casos) e verão (31) em relação aos meses frios – outono (19) e inverno (21). O fenômeno ENOS pode ser responsável por modular a frequência dos extremos observados durante a primavera, como observado por Pscheidt e Grimm (2006).

Observa-se maior frequência de episódios de chuva nos meses de janeiro e outubro, concordando com os resultados de Grimm et. al (1998) que apresentam a relação entre máximos de precipitação em janeiro e outubro para o RS, associado com a frequência de CCMs durante o verão e estações de transição, e com o trabalho de Shi et. al (2000) que mostram a ocorrência de máximos de precipitação e do número de casos extremos de chuva também em outubro.

Na Fig. 8(b) é apresentada a distribuição mensal dos casos medianos de precipitação, onde observa-se um aumento do número de casos durante a estação da primavera (OND) em relação às outras estações/meses, e chuva relativamente bem distribuída.

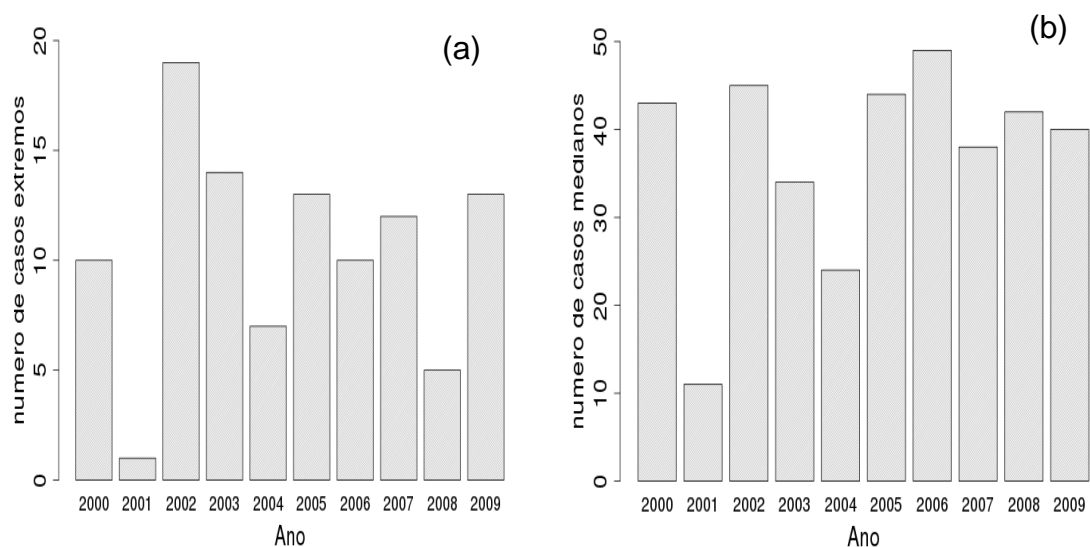


Figura 7 - Distribuição anual do número de eventos extremos (a) e medianos (b) no período de 2000 a 2009 para o Rio Grande do Sul.

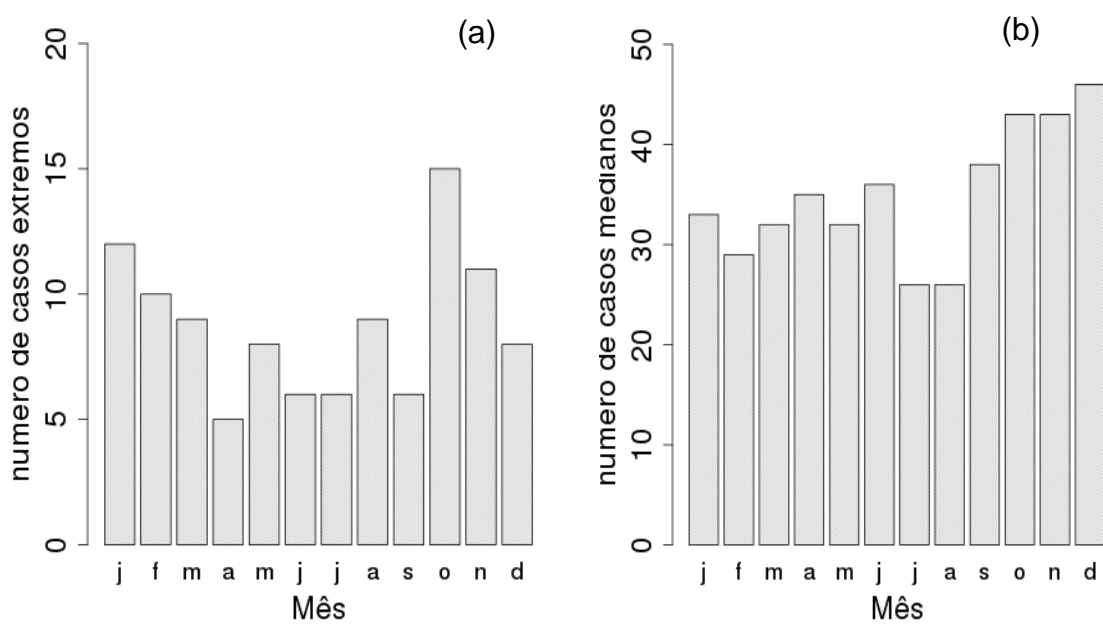


Figura 8 - Distribuição mensal do número de casos extremos (a) e medianos (b) no período de 2000 a 2009 para o Rio Grande do Sul.

4.3 Compostos

Nesta seção são apresentados os campos compostos associados às chuvas extremas dos casos selecionados por estações do ano, para observação e análise das condições sinóticas antecedentes a ocorrência de casos extremos de precipitação. Além disso, são apresentados os compostos para os índices de tempestade severa mencionados na metodologia acima.

É dada maior ênfase aos compostos para a estação da primavera por ter apresentado maior número de casos extremos de chuva, com 34 casos, sendo 31, 21 e 19 para o verão, inverno e outono, respectivamente.

4.3.1 Primavera

A estação da primavera apresentou 34 casos de chuvas extremas no estado do Rio Grande do Sul.

A Fig. 9 mostra os compostos de altura geopotencial em 500 hPa pode-se observar a formação e aproximação de um cavado dois dias anteriores ao evento de chuva extrema (Dia 2), propagando-se do Oceano Pacífico ao continente da América do Sul, no Dia 1 nota-se uma leve amplificação deste cavado, o movimento para leste de aproximadamente 10° em 3 dias é considerado lento.

Os campos compostos de PNMM dos casos extremos são mostrados na Fig. 10. Nestes campos observa-se um sistema de baixa pressão no norte da Argentina e Paraguai nos Dias 3, 1 e 0. Esse sistema se intensifica no Dia 0 prolongando-se sobre a metade oeste do estado do RS, do qual pode estar associado à aproximação de um cavado em 500 hPa e advecção de vortacidade ciclônica na média troposfera, condição sinótica semelhante a observada por Teixeira (2004).

Também observa-se um cavado bem pronunciado em superfície, associado a frente fria, posicionado no sudeste da América do Sul, aproximadamente 57° W com pequeno deslocamento para leste no Dia 0, relacionado ao sistema de baixa pressão. Nota-se uma intensificação do gradiente de pressão desde três dias antecedentes, associado ao sistema de baixa pressão e da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS).

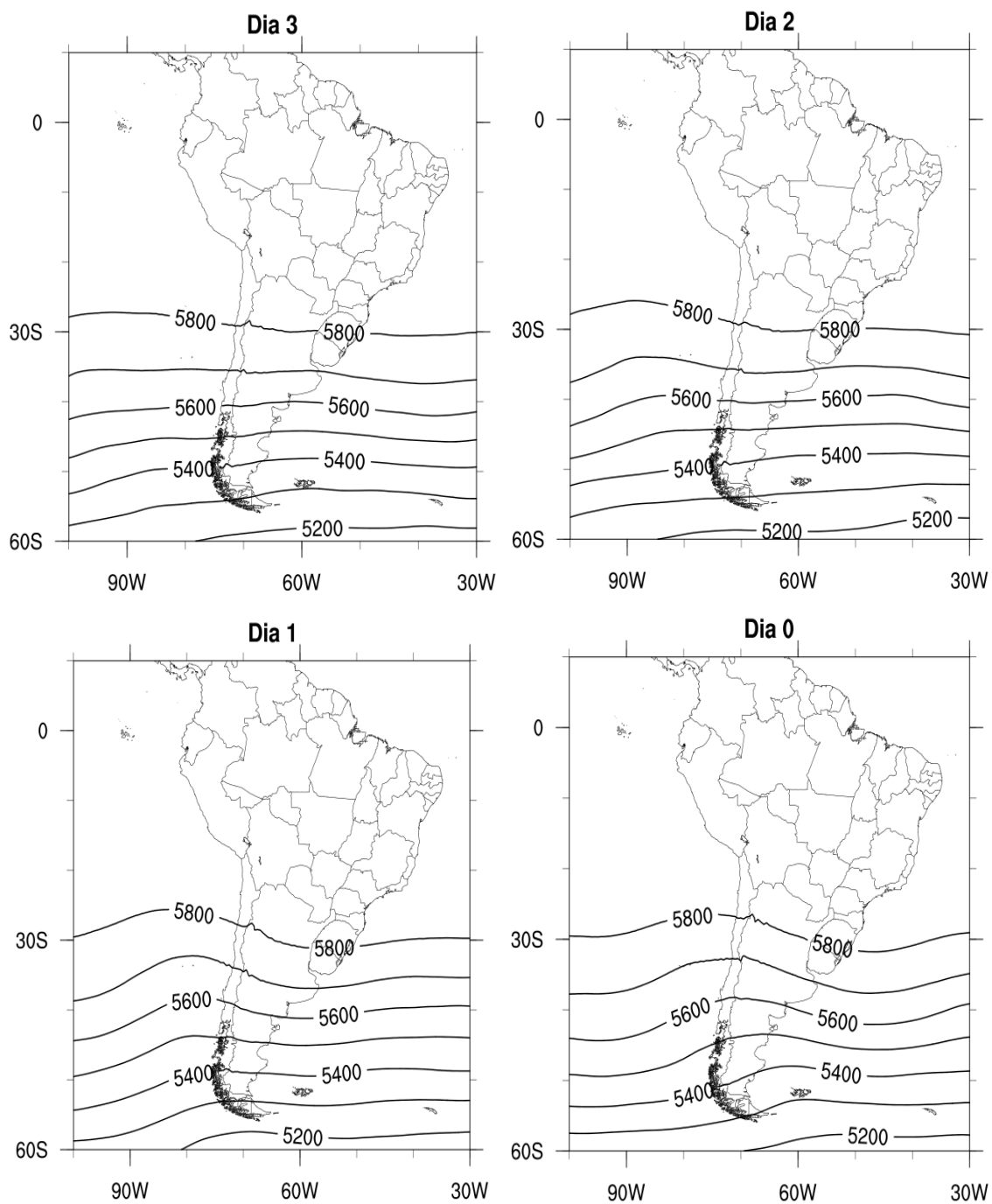


Figura 9 - Campos compostos de altura geopotencial (m) em 500 hPa às 12 UTC dos 34 casos de chuva extrema ocorridos na primavera.

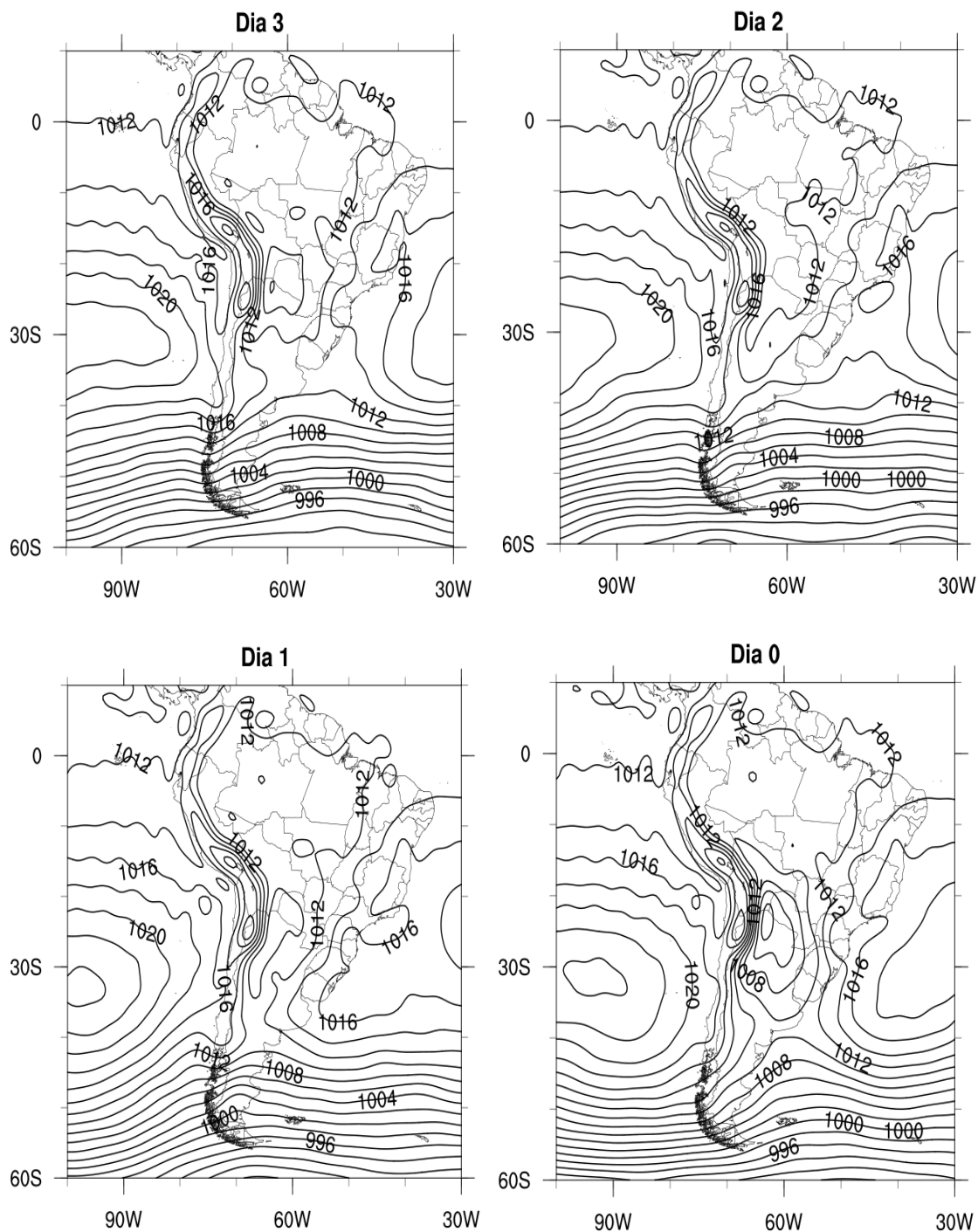


Figura 10 - Como na Figura 9 exceto da PNMM (hPa).

Campos compostos de vento meridional em 850 hPa são apresentados na Fig. 11, onde observa-se intenso escoamento de norte a partir do dia anterior à chuva extrema, com maior intensidade no Dia 0, variando de 8 a 10 m/s no RS

(valores negativos). Um núcleo de máxima velocidade é observado sobre a Bolívia, Paraguai, e norte da Argentina com máximo de 18 m/s no dia do evento.

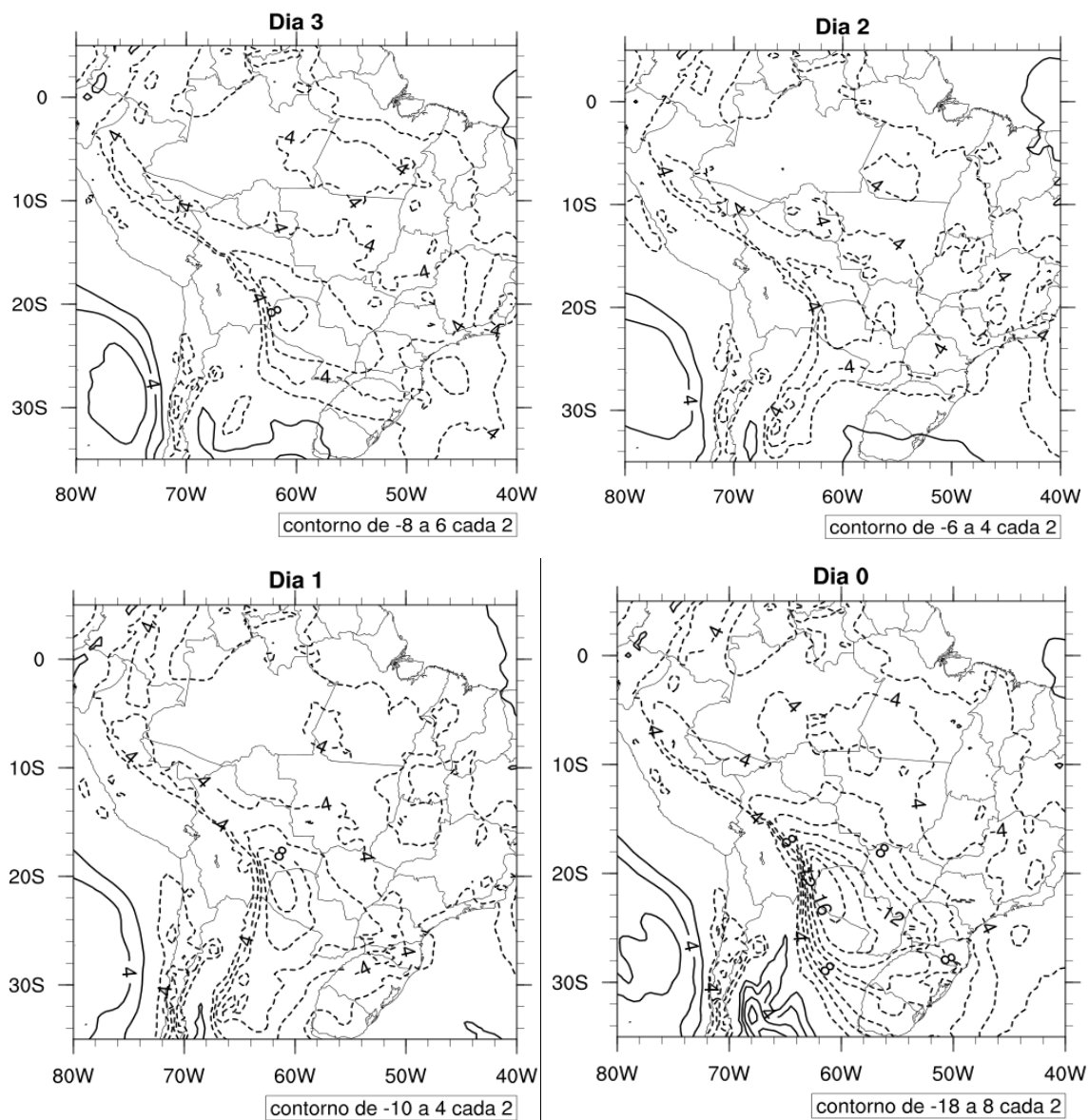


Figura 11 - Como na Figura 9 exceto vento meridional (m/s) em 850 hPa.

O fluxo meridional do vento pode estar associado ao aumento do gradiente de pressão observado acima, e/ou pelo Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS), do qual podem influenciar no aporte de umidade e forte convecção na região de saída do jato, a leste dos Andes para a região sul do Brasil, intensificando a entrada dos fluxos de umidade e calor sobre o estado (GRIMM, 2009).

Compostos de divergência do fluxo de umidade em 850 hPa (Fig. 12) apresentam convergência de umidade sobre o norte e nordeste do RS desde o Dia 3, possivelmente associado ao fluxo de vento meridional e do anticiclone observado no oceano Atlântico nos campos de PNMM, contribuindo com advecção de umidade sobre o RS, um dos ingredientes para formação de tempestades e chuva extrema. A partir do Dia 1 nota-se um aumento do fluxo de vento de norte e noroeste e da área de convergência no Dia 0 sobre todo o estado, com valor máximo de $4 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$.

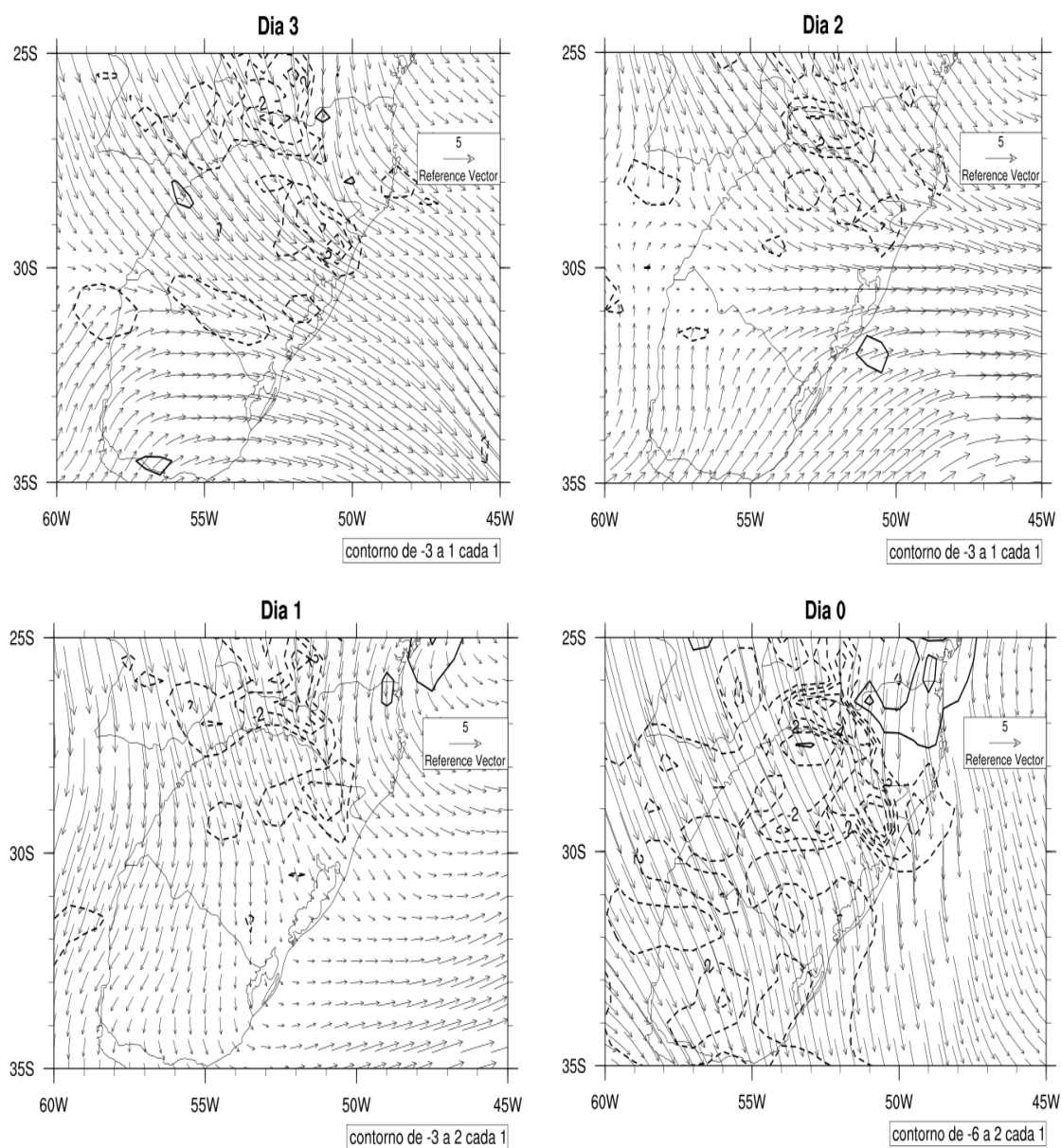


Figura 12 - Como na Figura 9 exceto para divergência do fluxo de umidade (10^{-7} s^{-1}) e vetor vento em 850 hPa.

A Fig. 13 apresenta os campos compostos de advecção de temperatura em 850 hPa para os casos extremos na primavera. Observa-se advecção quente nos Dias 3, 1 e 0, a partir do Dia 3 nota-se um avanço de ar frio do Uruguai sobre o RS, do qual no Dia 2 se estende sobre o leste do estado. No Dia 1 há advecção de ar quente do norte da Argentina e parte do estado, aumentando o potencial para convecção, com máximo de $15-12 \times 10^{-5} \text{ Ks}^{-1}$ no dia da chuva.

A advecção de ar quente contribui no aumento do gradiente de temperatura e, conseqüentemente, na formação de frontogênese e na intensificação da corrente de jato (BLUESTEIN, 1993), conforme observado nas Fig. 10 e 11.

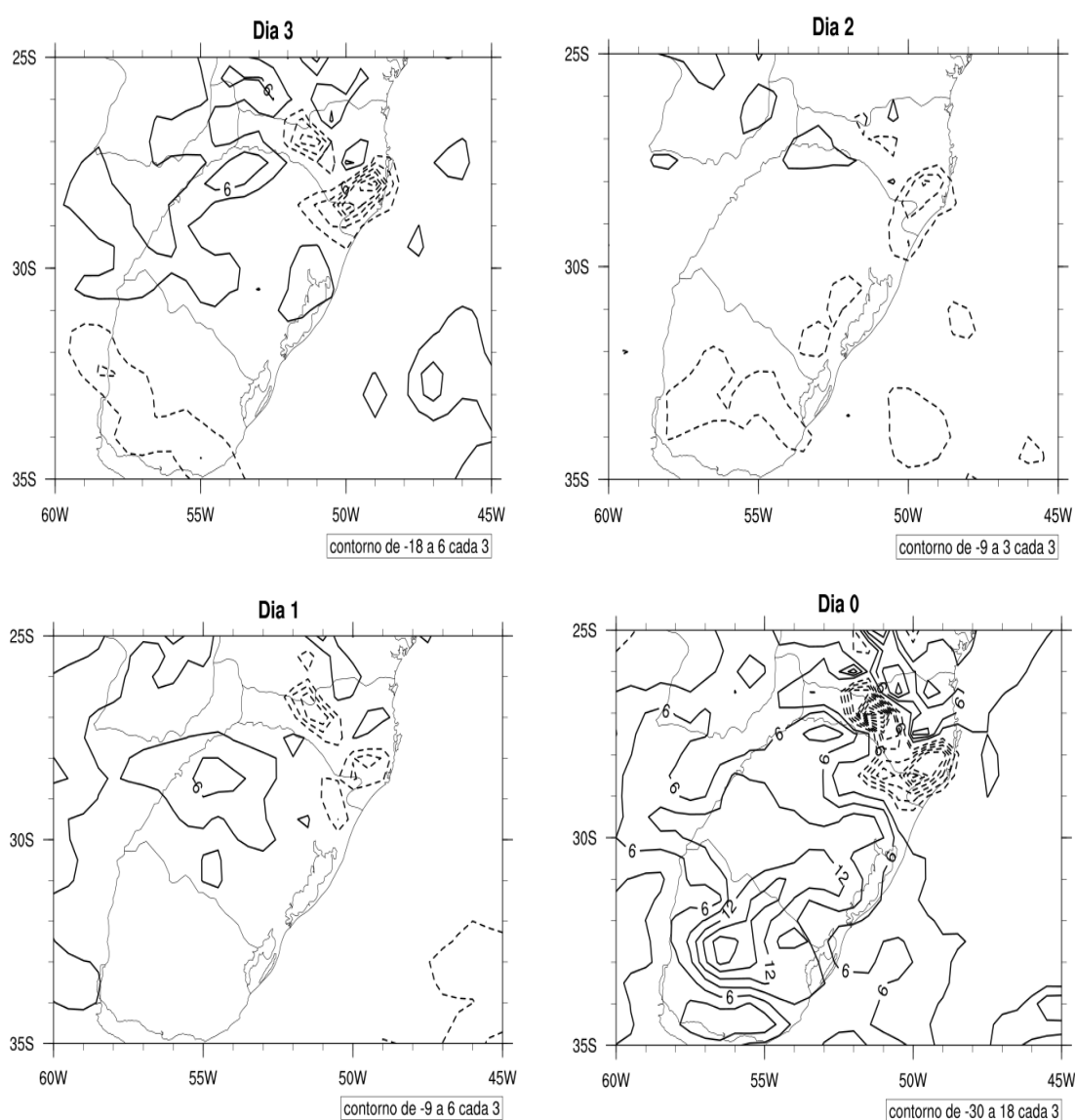


Figura 13 – Como na Figura 9 exceto para advecção de temperatura (10^{-5} Ks^{-1}) em 850 hPa.

Os compostos de vorticidade relativa em 500 hPa são mostrados na Fig. 14, do qual nota-se advecção de vorticidade negativa (ciclônica) sobre diversas áreas do RS três dias antes do evento de chuva intensa, essa advecção favorece a queda de pressão em superfície, no Dia 0 advecção ciclônica é observada sobre o norte da Argentina, Uruguai até o leste do RS. Os compostos dessa variável não mostraram um padrão sinótico organizado para ser útil como precursor à ocorrência de chuvas extremas, resultado que pode estar associado a alta resolução dos dados ($0,5^\circ$).

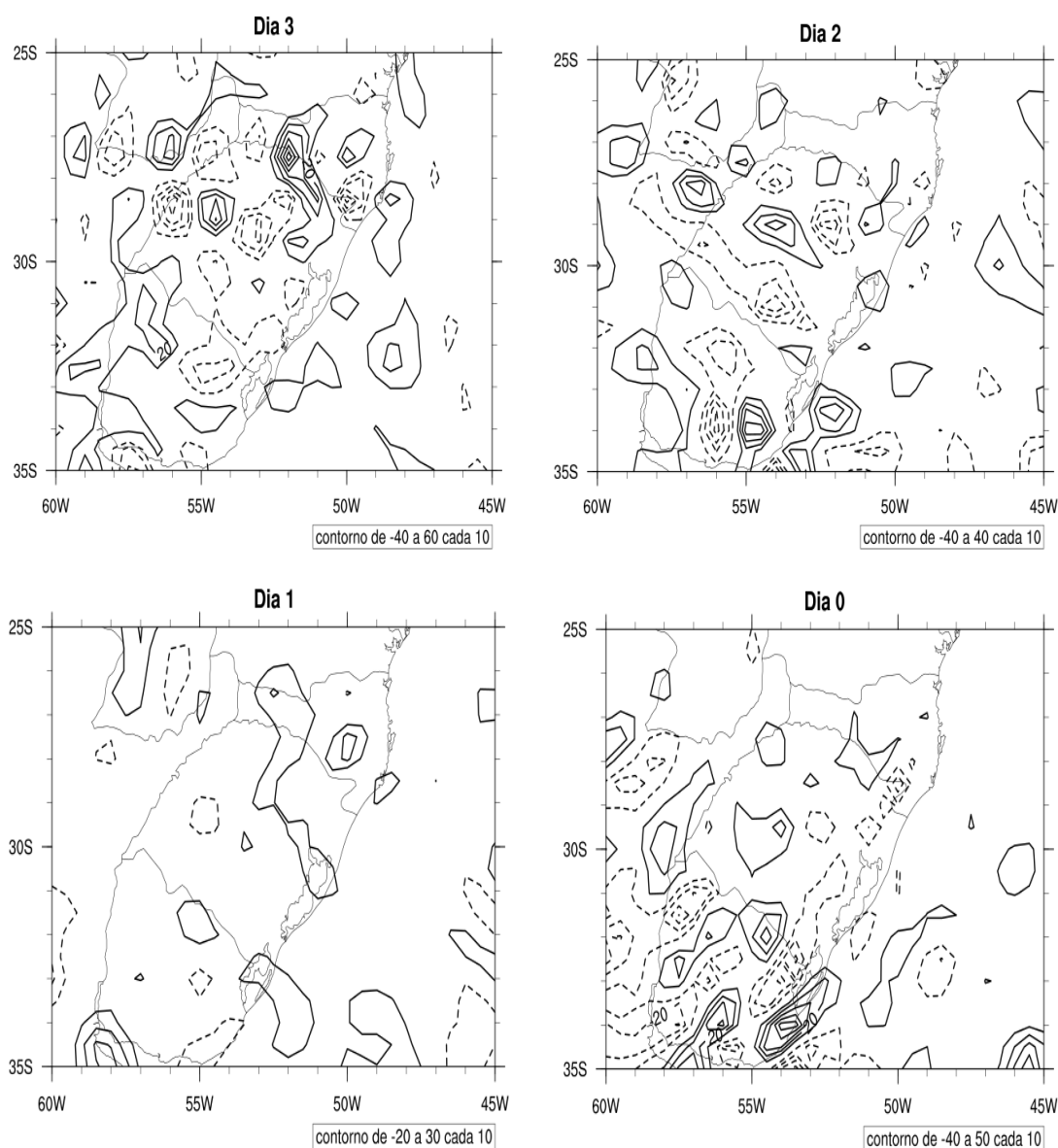


Figura 14 - Como na Figura 9 exceto para advecção de vorticidade relativa (10^{-10} s^{-2}) em 500 hPa.

Os compostos de divergência do vento em 200 hPa (Fig. 15) apresenta dois núcleos intensos de divergência no RS três dias antecedentes ao evento extremo de chuva, com valores máximos entre 30- 32 x 10⁻⁶ s⁻¹ até Dia 2. Um dia antecedente ao evento, observa-se pouca divergência sobre o estado, retornando no Dia 0 do leste da Argentina e Uruguai, com máximo de 16 x 10⁻⁶ s⁻¹ sobre o RS.

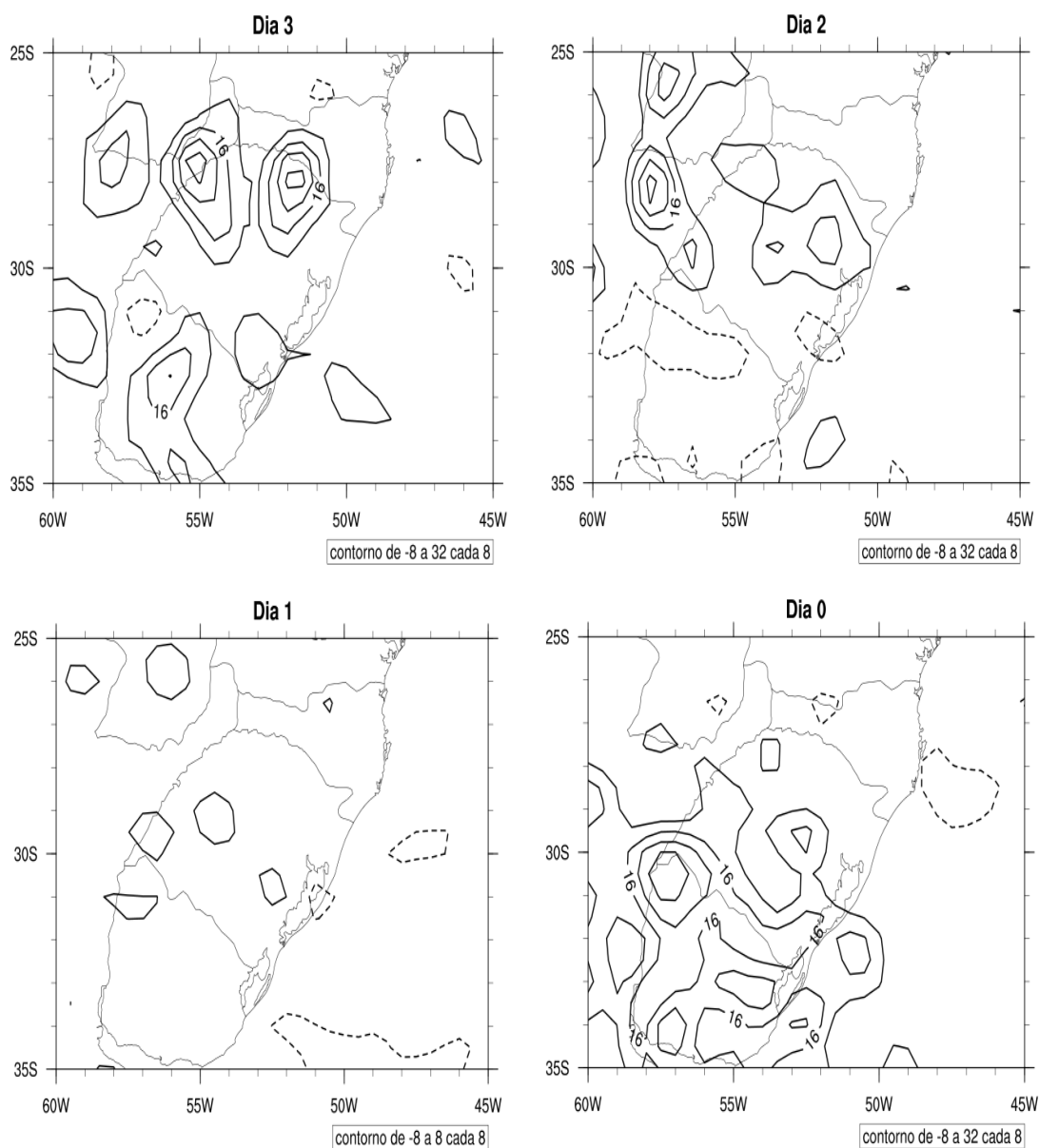


Figura 15 - Como na Figura 9 exceto para divergência do vento (10⁻⁶ s⁻¹) em 200 hPa.

Os compostos do índice de instabilidade CAPE são mostrados na Fig. 16 para a estação da primavera, do qual observa-se baixos valores a partir do solo e no nível de 90 hPa acima da superfície (Fig.16a-d). Para CAPE em 255 hPa acima da superfície os limiares aumentam sobre o estado, com núcleo máximo (1000 JKg^{-1}) sobre o Paraguai um dia antes da chuva extrema, e no norte da Argentina avançando sobre a fronteira do RS no Dia 0 (800 JKg^{-1}), conforme Fig.16b. Em CAPE a partir de 180 hPa acima da superfície também observa-se valores máximos na fronteira oeste/noroeste do estado, variando de $250\text{-}700 \text{ JKg}^{-1}$ sobre o RS no Dia 0 (Fig. 16c).

Um comportamento semelhante foi observado para os compostos de CAPE nos níveis de 255-180-90 hPa acima da superfície no dia de ocorrência da chuva extrema, com aproximação de um núcleo máximo na fronteira da Argentina e Paraguai avançando sobre o estado. Os máximos observados nos campos em 255-180 hPa acima da superfície mostram que a convecção necessária para ser elevada não parte da superfície.

Os compostos do índice CIN mostraram valores entre -50 a -100 JKg^{-1} em praticamente todos os níveis calculados (255-180-90 hPa acima da superfície) desde o Dia 3. Nota-se que as regiões (noroeste, litoral leste de Santa Catarina e RS) do qual foram observados altos valores de CAPE em 255 hPa acima da superfície estão associados a regiões de grande inibição convectiva, com CIN de -100 JKg^{-1} , como visto na Fig.17.

De acordo com Nascimento (2005) quando há presença de CIN em ambientes instáveis, as chances de ocorrer convecção profunda do tipo I (ver seção 2.4), são maiores devido à formação de apenas algumas células convectivas, diminuindo a competição pela CAPE, aumentando a intensidade das correntes ascendentes e a duração.

Os compostos para o índice LI em 4 camadas e a partir da superfície (não mostrado) apresentaram valores positivos para o RS, variando entre 1-2 K no Dia 0. Valores negativos (1K) foram observado sobre a Argentina, Paraguai e parte do RS no dia do episódio de chuva, para o índice em 4 camadas, região considerada altamente instável, associada a altas taxas de precipitação principalmente na primavera e verão (REBOITA, 2010).

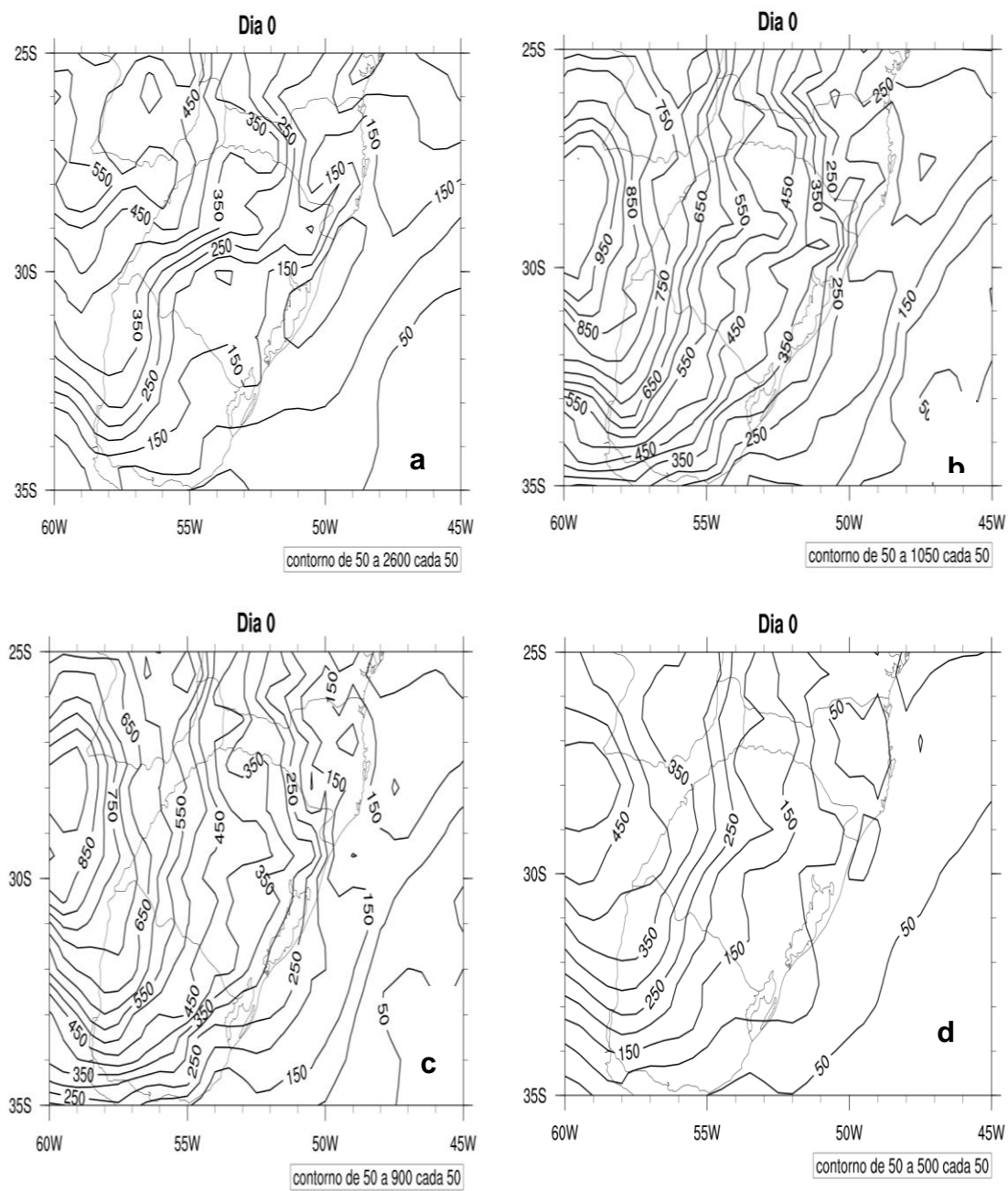


Figura 16 - Como na Figura 9 exceto para o índice de instabilidade CAPE (JKg^{-1}) a partir da superfície (a), 255 hPa (b), 180 hPa (c) e 90 hPa (d) acima da superfície.

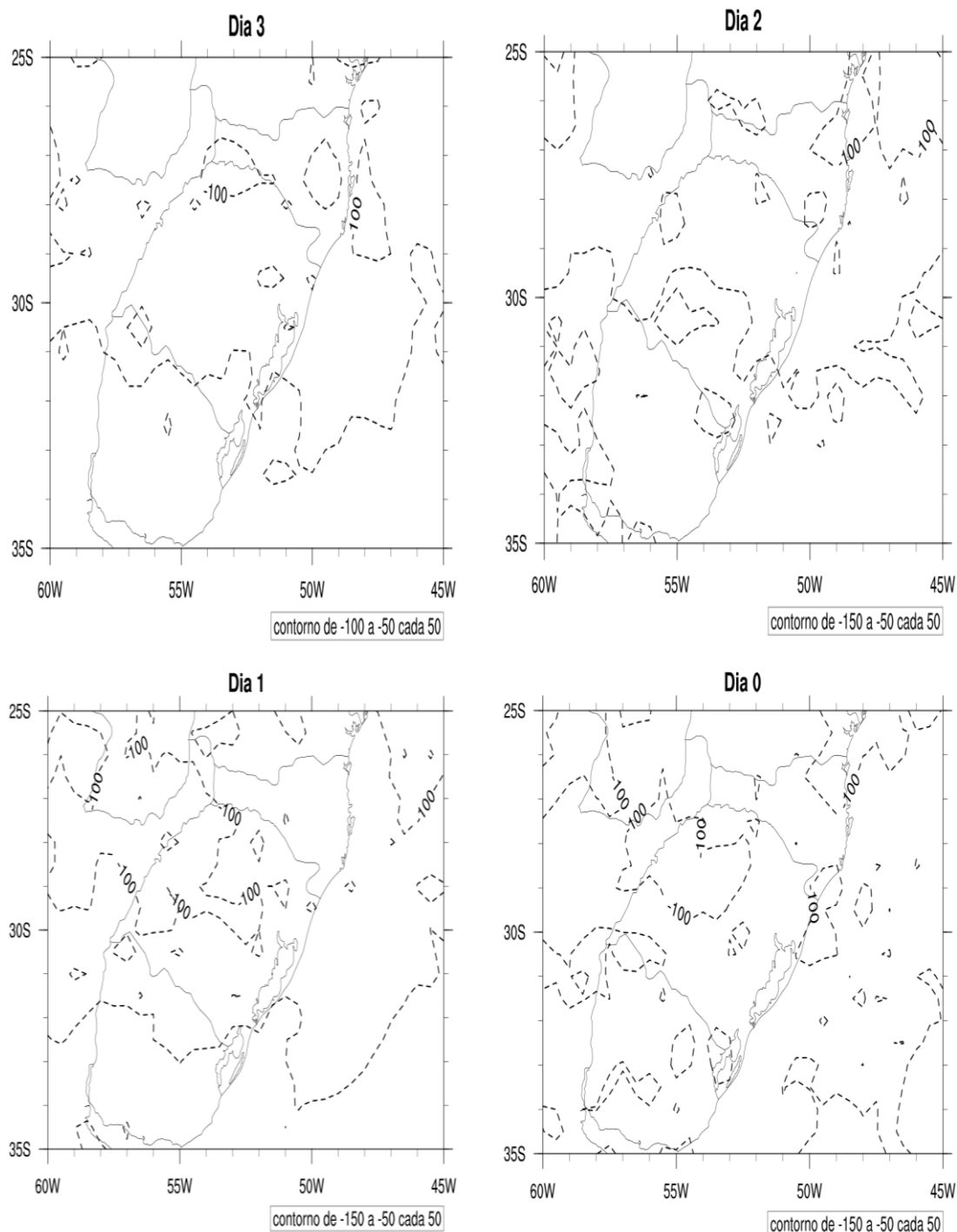


Figura 17 - Como na Figura 9 exceto para CIN (JKg^{-1}) a partir de 255 hPa acima da superfície.

Nos campos do índice K ($^{\circ}\text{C}$) observa-se no Dia 3 um centro de máxima (44°C) recuando no Dia 2, o máximo um dia antes da chuva foi de 42°C sobre o estado, com núcleo máximo de 48°C na fronteira noroeste do RS no Dia 0 (Fig. 18). Configuração semelhante é observada para o índice TT ($^{\circ}\text{C}$) com máximo observado

no Dia 0 de 54°C sobre a metade noroeste do estado do RS e parte da Argentina e Paraguai (Fig. 19).

Em todos os compostos dos índices de tempestade severa observados para a estação da primavera, notou-se valores máximos no norte Argentina, Paraguai e parte do RS, região propícia a formação e intensificação de fenômenos extremos, principalmente de chuva, já comentado em capítulos anteriores.

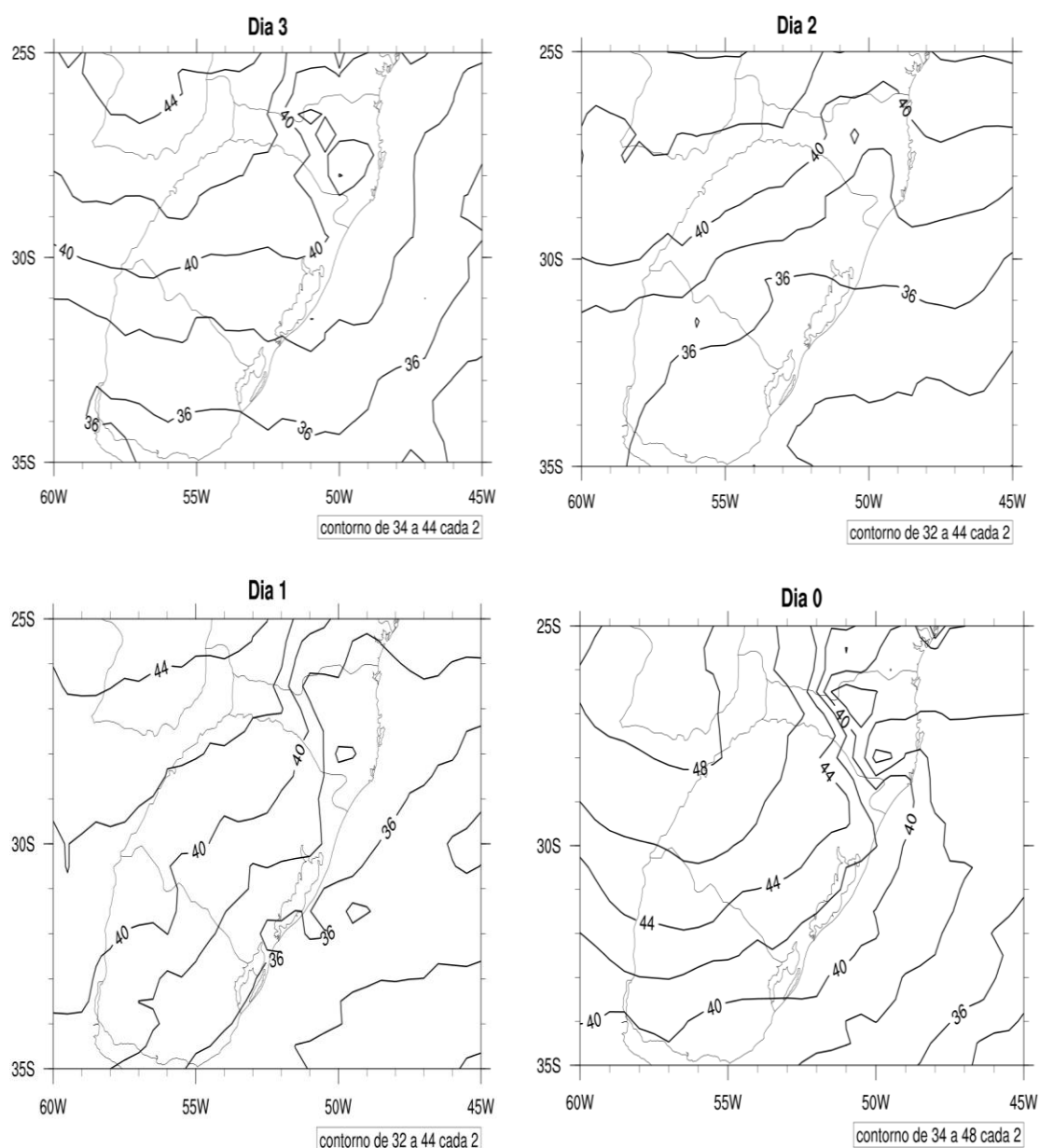


Figura 18 - Como na Figura 9 exceto para índice K (°C).

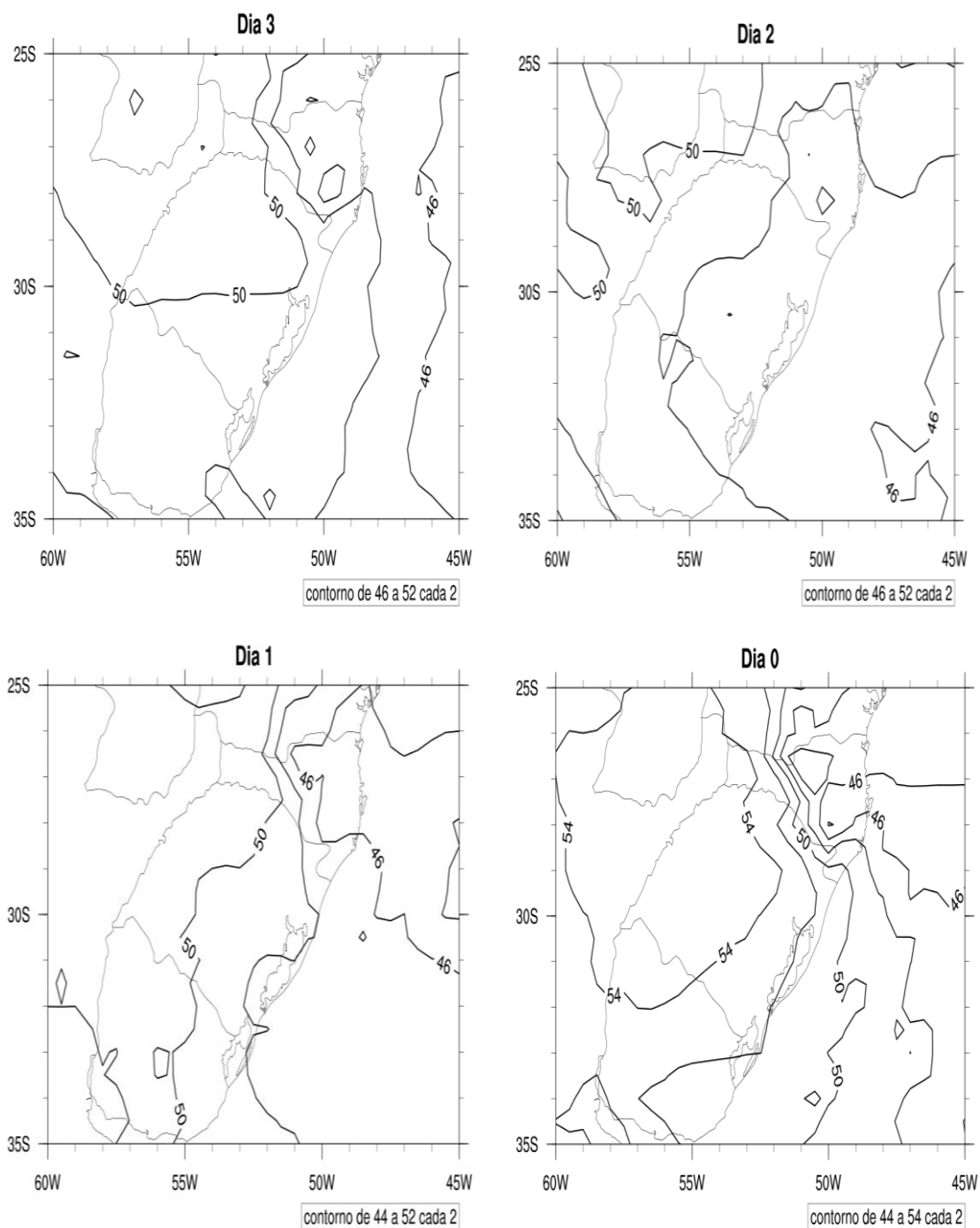


Figura 19 - Como na Figura 9 exceto para índice TT ($^{\circ}\text{C}$).

4.3.2 Verão

A estação do verão (JFM) apresentou 31 casos extremos de chuva. As ondas migratórias observadas nos campos de geopotencial (não mostrado) foram muito atenuadas, não mostrando nenhuma variação importante. Nos campos de

PNMM (não mostrado) a diferença em relação à primavera foi observada no Dia 0, com pequena atuação do sistema de baixa pressão no norte Argentina, onde o centro da ASAS permaneceu entre 28°S e 32°W, diferente da primavera que ficou em 30°S e 42°W.

Advecção fria foi observada no Dia 3, e advecção de ar quente do norte da Argentina e Paraguai chegou ao estado a partir do Dia 2 (não mostrado). Advecção de vorticidade anticiclônica (não mostrado) foi observada na faixa norte e noroeste do estado no dia do evento. O fluxo de vento meridional foi menos intenso que na primavera (não mostrado), com máximo de 6 m/s no Dia 0, sendo que o núcleo de máxima velocidade observada no dia anterior ao evento na primavera foi formado apenas no dia do evento. Convergência de umidade foi observada, porém menos abrangente que na estação da primavera sobre o estado (não mostrado).

Os compostos de CAPE para a estação do verão apresentaram algumas diferenças em relação à primavera. Um núcleo máximo no Oceano Atlântico (26°S-47°W) é observado nos compostos em todos os níveis a partir da superfície, desde o Dia 3, e no dia do evento de chuva extrema outro núcleo na fronteira com Argentina é notado, com máximo de 800 JKg⁻¹ em 255 hPa acima da superfície (Fig. 20).

Em 180 hPa os campos foram semelhantes ao nível de 255 hPa acima da superfície, com valores menores, uma diferença de 250 JKg⁻¹ no núcleo (26°S-47°W). No nível de 90 hPa os campos foram semelhantes nos valores, porém no Dia 0 o núcleo de 450 JKg⁻¹ também observado na primavera, apresentou um deslocamento para noroeste do RS. O núcleo máximo a 26°S-47°W foi observado em todos os dias anteriores ao evento de chuva, com um recuo do sudeste do RS para nordeste no Dia 1 (Fig.21). O índice CIN (não mostrado) foi praticamente nulo (0 JKg⁻¹) em todo o estado, em todos os níveis calculados, apenas no litoral leste foi observado uma pequena área com -100 JKg⁻¹. Valores negativos de LI (não mostrado) foram observados até três dias antecedentes ao dia de chuva extrema nos dois níveis, com máximo de -1K sobre o litoral e norte/noroeste do RS, limiares baixos em relação aos pré estabelecidos para este índice.

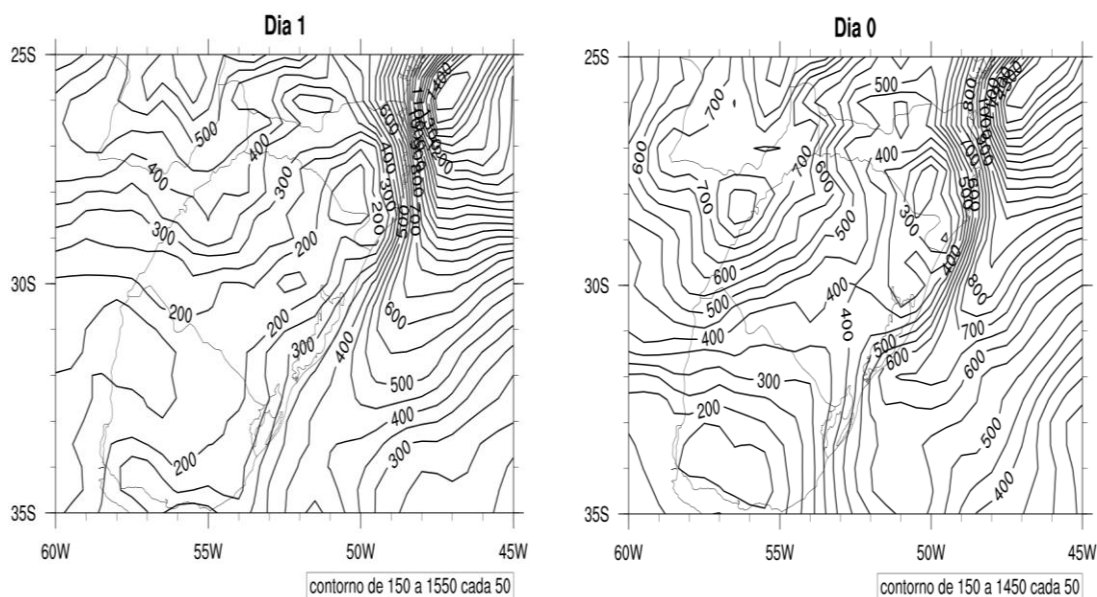


Figura 20 - Campos compostos do índice de instabilidade CAPE (JKg^{-1}) em 255 hPa acima da superfície às 12 UTC dos 31 casos de chuva extrema ocorridos no verão.

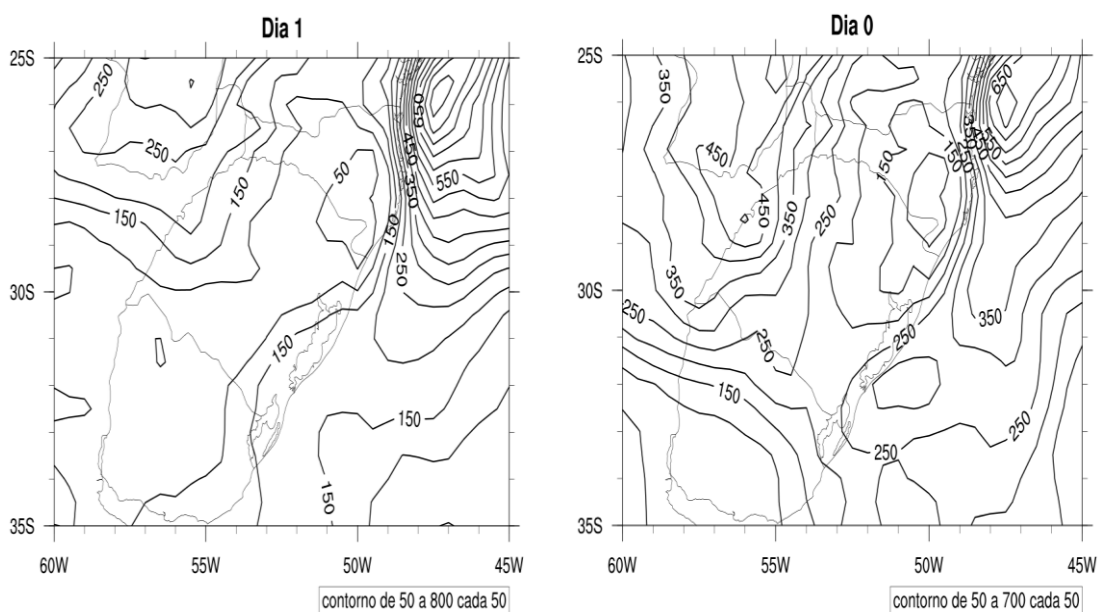


Figura 21 - Como na Fig. 20 exceto para CAPE (JKg^{-1}) em 90 hPa acima da superfície.

Os compostos para o índice K (não mostrados) apresentaram limiares menores que a primavera, com máximo de 42°C sobre o estado. E para o índice TT o máximo foi de 52°C sobre o RS, o padrão observado na primavera não foi observado no verão (Dia 3 semelhante ao Dia 0) e o núcleo máximo avança sobre o

RS do Uruguai diferente do observado na primavera, do leste da Argentina e Paraguai (Fig. 22).

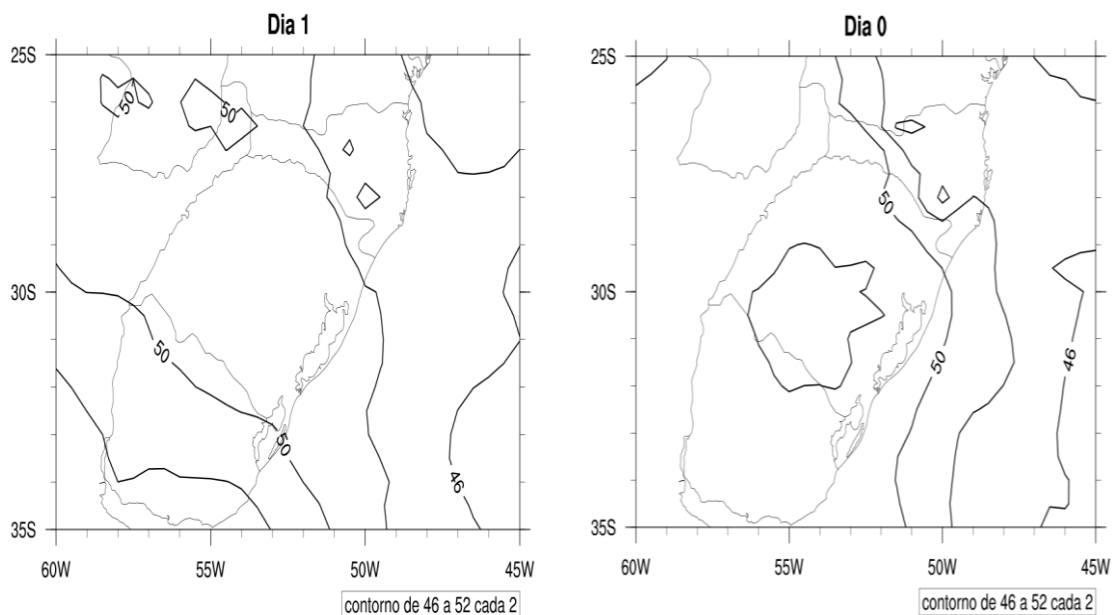


Figura 22 - Como na Fig. 20 exceto para TT (°C).

4.3.3 Outono

A estação do outono (AMJ) apresetou 19 casos extremos de precipitação para o RS. Os compostos de altura geopotencial (não mostrado) em níveis médios são semelhantes à primavera.

O núcleo de máxima velocidade meridional nos compostos do outono é observado em todos os dias anteriores ao dia da chuva, mais intenso do que nas estações da primavera e verão nos Dias 3, 2 e 1 com máximos entre -10 m/s e -12m/s, chegando a -16 m/s no Dia 0 sobre o Mato Grosso do Sul, Paraguai e Bolívia (Fig. 23a).

Convergência de umidade é observada desde o Dia 3 acompanhando o fluxo de vento, principalmente no norte e noroeste do estado, sendo intensificado no Dia 0, com intenso escoamento do vento e convergência de umidade sobre todo o estado, com máximo de $-3 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ e vetor vento predominante de norte-noroeste, no Dia 2 observa-se a entrada de convergência de umidade sobre o estado do norte da Argentina e Paraguai mais abrangente do que na primavera (Fig. 23b). Em altos

níveis, não houve divergência/convergência do vento (não mostrado) no Dia 1, apenas no Dia 0 com divergência na região noroeste do estado, não sendo um bom indicador com antecedência para a ocorrência de chuvas extremas.

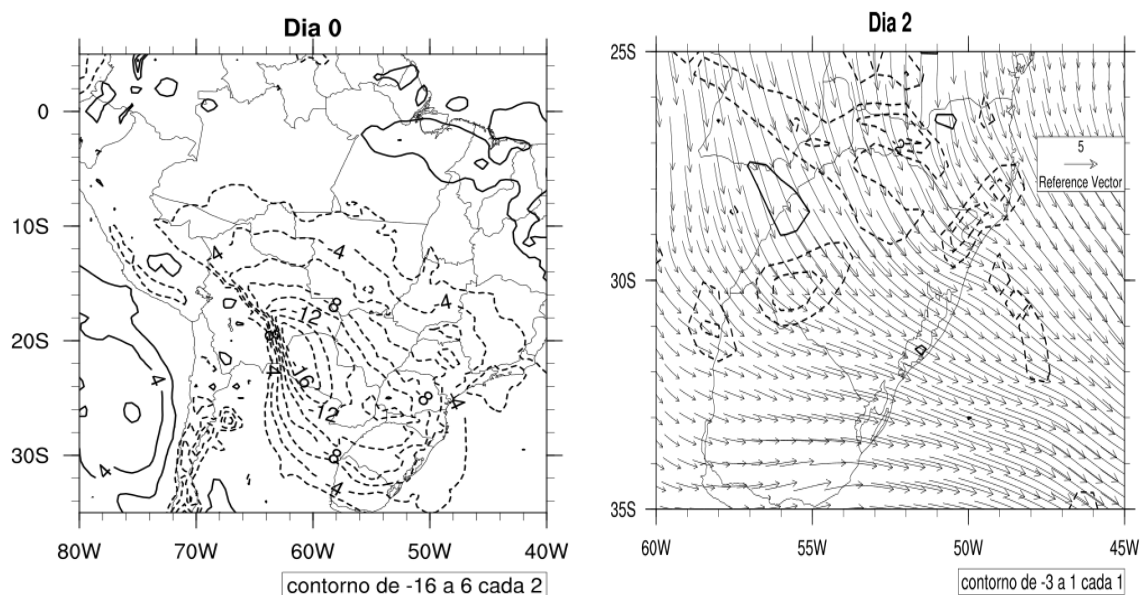


Figura 23 - Campos compostos do vento meridional (m/s) (a) e divergência do fluxo de umidade e vetor vento (10^7 s^{-1}) (b) em 850 hPa, às 12 UTC dos 19 casos de chuva extrema ocorridos no outubro.

Advecção de temperatura (não mostrado) fria foi observada dois Dias antecedentes ao evento de chuva extrema no norte do Uruguai e sul do RS, e no Dia 1 ainda sobre o Uruguai. O ar quente é advectado do norte da Argentina e Paraguai sobre o RS do Dia 2 até o dia do evento, com máximo no Dia 0 de $8 \times 10^{-4} \text{ Ks}^{-1}$.

Os campos de CAPE a partir do solo mostraram-se diferentes da primavera e verão (Fig. 24) o núcleo máximo observado a $26^\circ\text{S}-47^\circ\text{W}$ durante o verão é visto em $28,5^\circ\text{S}-46^\circ\text{W}$, atuando mais a sudoeste do RS com deslocamento para o nordeste a partir do Dia 2, do qual se intensifica com máximo de 900 JKg^{-1} no Dia 0. Outro núcleo é observado no norte/leste da Argentina avançando sobre o estado.

Em 255 hPa acima da superfície, o índice CAPE (não mostrado) apresentou um núcleo de máximo em $26^\circ\text{S} 47^\circ\text{W}$ três dias antes do evento do qual aumentou até o dia do evento de chuva, no Dia 0 também pode-se observar outro núcleo de máximos do leste da Argentina avançando sobre a fronteira oeste do estado do RS, com máximo de 800 JKg^{-1} .

Os campos de CIN (não mostrados) apresentaram valores negativos entre 50-100 JKg^{-1} em todos os níveis calculados, abrangendo as regiões de maiores valores associados a CAPE. O índice LI (não mostrados) a partir do solo e em 4 camadas não mostraram resultados favoráveis à ocorrência de tempestades, apresentaram somente valores positivos sobre o RS, apenas no Dia 0 observou-se valores negativos sobre o norte/leste da Argentina. Os índices K e TT (não mostrados) para o outono tiveram uma diferença (diminuição) de 6- 2°C em relação à primavera, respectivamente.

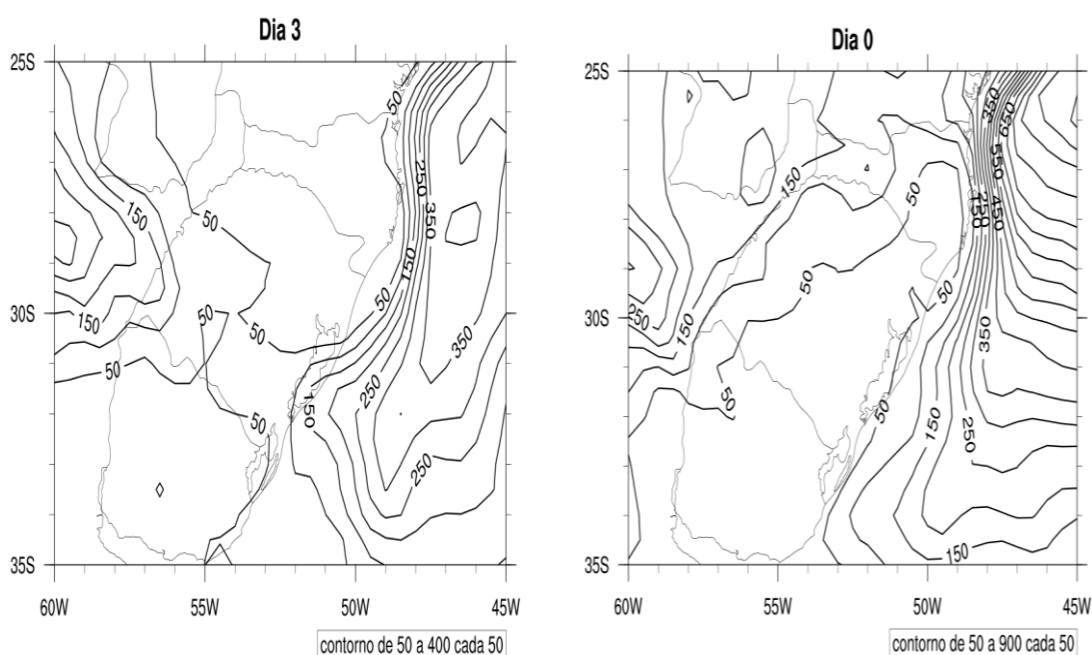


Figura 24 - Como na Fig. 23 exceto para CAPE (JKg^{-1}) a partir da superfície.

4.3.4 Inverno

A estação do inverno (JAS) apresentou 21 casos de chuva extrema no estado do RS. Nos campos de geopotencial (não mostrado) observou-se a presença do cavado a partir do Dia 2. O campo de PNMM (não mostrado) apresentou configuração semelhantes à observada na primavera, com forte gradiente no Dia 0, o centro da ASAS permaneceu em torno da posição de 25°S oscilando de 28°S a 32°S , com deslocamento para leste do Dia 3 ao Dia 1, e de oeste no Dia 0.

A atuação da ASAS foi mais intensa no inverno do que na primavera sobre o continente, principalmente sobre o RS, concordando com o observado por Pezzi e Souza (2009) sobre a sazonalidade da ASAS. O que contribuiu na intensificação da circulação anticiclônica e influenciando na intensidade dos ventos meridionais, com máximo de 12 m/s no norte do estado no Dia do evento extremo, uma diferença de aproximadamente 2 m/s em relação a primavera (Fig. 25a).

O núcleo de máxima velocidade do vento meridional durante o inverno apresentou valores mais intensos do que as demais estações, com 18 m/s e 12 m/s sobre a região norte e noroeste do estado. Advecção quente (Fig. 25b) foi observada em todos os dias até o dia do evento, sendo mais abrangente que na primavera, com máximo também de $12 \times 10^5 \text{ Ks}^{-1}$ no Dia 0, diferente dos resultados encontrado por Teixeira (2004) com advecção fria nesta estação, devido à penetração de sistemas frontais mais intensos nessa época do ano.

Convergência de umidade (não mostrado) foi menos intensa que na primavera nos Dias 3, 2, 1 e semelhante no Dia 0 em abrangência espacial. O fluxo de vento foi predominante de noroeste e oeste, principalmente até três Dias antecedentes ao evento de chuva, podendo estar associado a atuação do ASAS, do qual foi intenso sobre o RS nesta estação do ano.

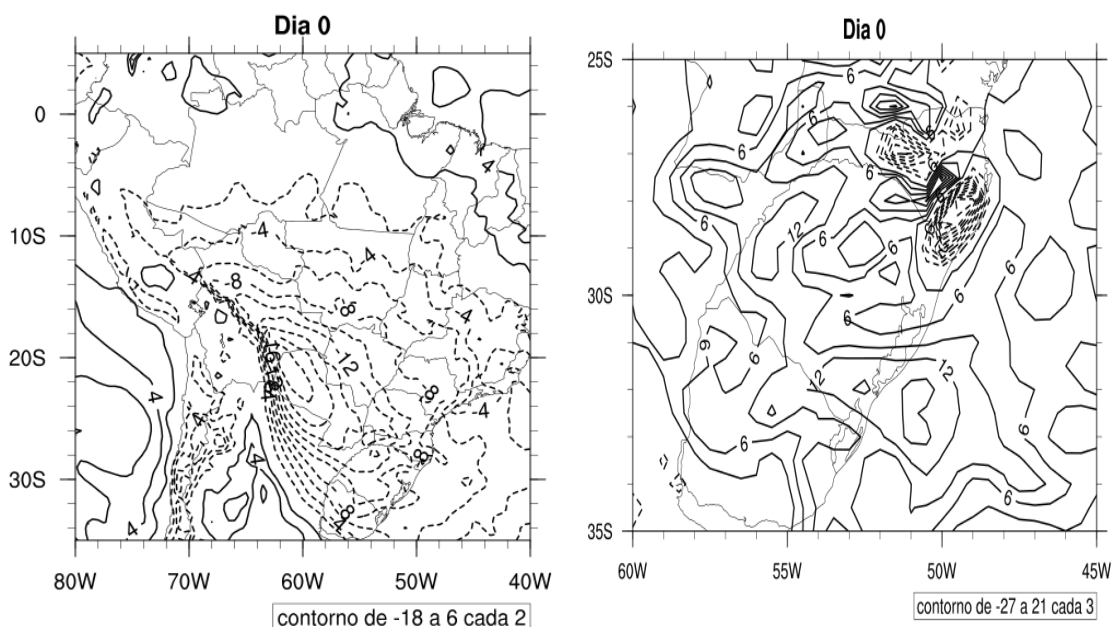


Figura 25 - Compostos do vento meridional (m/s) (a) e advecção de temperatura (10^5 Ks^{-1}) (b) em 850 hPa, às 12 UTC dos 21 casos de chuva extrema ocorridos no inverno.

Os campos de CAPE a partir do solo (não mostrados) no inverno foram semelhantes à estação da primavera com o avanço de máximos do norte/noroeste do estado, porém, a abrangência espacial e os limiares foram menores. Em 255 hPa acima da superfície observa-se aproximação do núcleo de máximos de CAPE a oeste do RS um Dia antes do evento de chuva, diferente da primavera que apenas no Dia 0 observou-se o mesmo, com máximo de 400 JKg^{-1} sobre a fronteira oeste no estado, e 850 JKg^{-1} no Dia 0 (Fig. 26). CAPE em 180 hPa acima da superfície apresentou um núcleo aproximando-se do estado desde o Dia 3, e no Dia 0 pode-se observar sobre a região oeste do RS, diferente do observado na primavera, mais a leste da Argentina, apenas com valores mais baixos do que na primavera (Fig. 27). Os campos de CIN (não mostrados) em 255-180 hPa acima da superfície apresentaram valores entre -100 - 50 JKg^{-1} desde o Dia 2 sobre o estado, principalmente sobre a região norte e noroeste do RS. Em 90 hPa acima da superfície não observou-se muita abrangência sobre o estado.

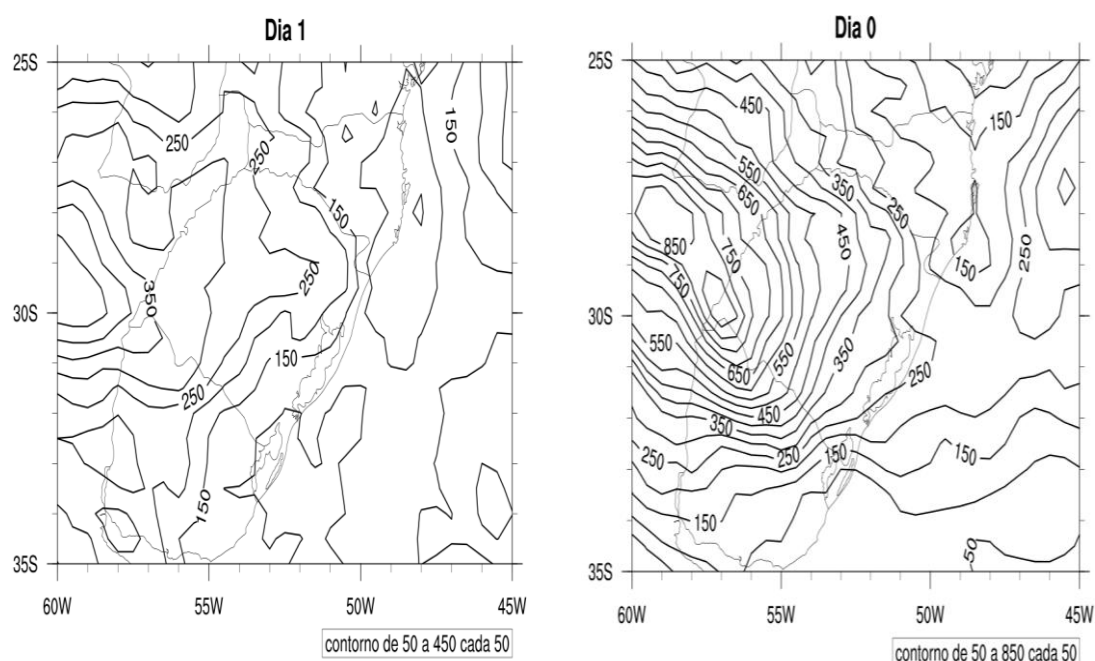


Figura 26 - Como na Fig. 25 exceto para o índice CAPE (JKg^{-1}) em 255 hPa acima da superfície.

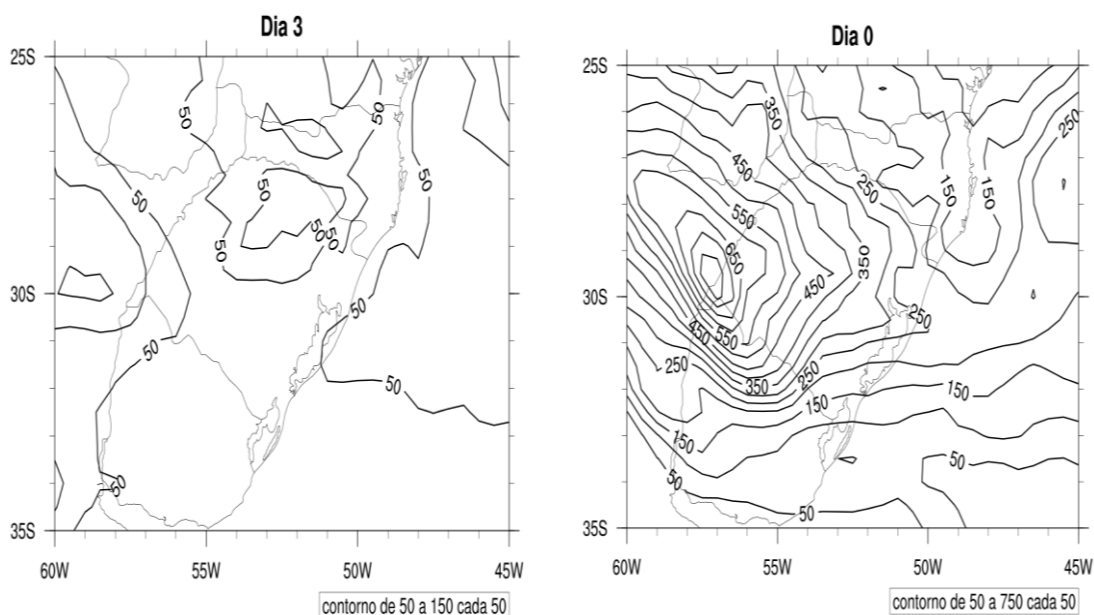


Figura 27 - Como na Fig. 25 exceto para o índice CAPE (JKg^{-1}) em 180 hPa acima da superfície.

Os compostos de LI (não mostrados) nos dois níveis calculados foram semelhantes ao outono, somente com valores positivos, diferente do encontrado na primavera e verão. Os limiares do índice TT para o inverno foram maiores que o observado na primavera, conforme a Fig. 28. A região associada à forte instabilidade também foi mais abrangente do que na primavera. Os limiares do índice K (não mostrados) foram menores que a primavera, com máximo de 44°C no dia da chuva.

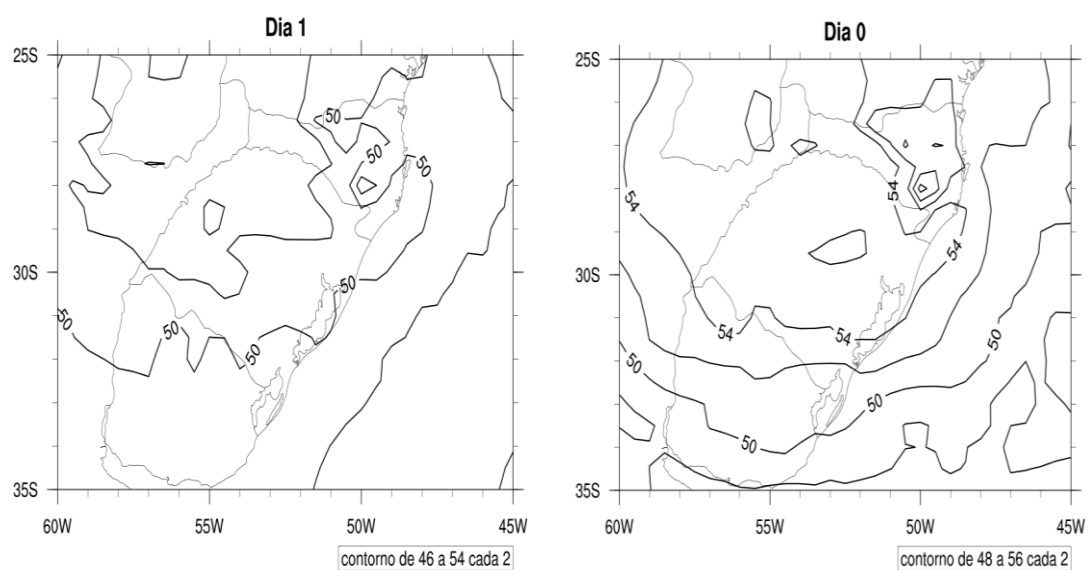


Figura 28 - Como na Fig. 23 exceto para o índice TT ($^{\circ}\text{C}$).

Em praticamente todos os campos compostos das variáveis analisadas foi possível observar um comportamento semelhante entre o Dia 3 e o Dia 0, o que pode estar associado à metodologia aplicada para seleção dos casos extremos, do qual, obteve-se o cuidado de não selecionar casos com chuva precedente a 0,5 mm em um dia anterior ao Dia 0, porém o Dia 3 pode estar sendo relacionado com outros episódios de chuva.

Para todas as estações do ano obteve-se valores baixos de CAPE comparados com os limiares para forte convecção, porém, é necessário lembrar que os campos compostos estão relacionados com a média das variáveis, portanto os picos com altos valores de CAPE podem estar sendo suavizados.

Mota e Nobre (2002) encontraram valores de CAPE menores quando as forçantes dinâmicas eram fortes, quando comparado com os casos em que a forçante dinâmica era fraca e os eventos de chuva dependiam mais da forçante termodinâmica para o desenvolvimento convectivo. Detalhe importante a se considerar, como já mencionado, o RS faz parte de uma região associada à forte instabilidade convectiva, ou seja, as forçantes dinâmicas são mais intensas contribuindo para que as parcelas sejam aceleradas mais rapidamente, atingindo o nível de equilíbrio mais rápido. Alguns estudos apontam a importância das forçantes dinâmicas em associação com o ambiente instável para que possa romper a CIN e ocorrer convecção (FOSS, 2011; HALLAK, 2012).

Diversos estudos verificaram que altos valores de CAPE ocorrem antes da ocorrência da precipitação, diminuindo durante ou após a chuva (TAVARES, 2009; TEIXEIRA, 2010; TAVARES; MOTA, 2012). Pelos compostos pode-se observar o aumento de CAPE no Dia 0, que corresponde ao início do período de acúmulo da chuva dos casos extremos, provavelmente, se fosse estendido os compostos para um dia após o evento extremo, observaríamos uma diminuição do índice associado à ocorrência da precipitação, conforme discutido por Tavares (2009) isso ocorre devido à convergência do ar mais frio da base da nuvem para níveis baixos da atmosfera, que conseqüentemente, contribui na diminuição da temperatura, das variáveis termodinâmicas e índices de instabilidade.

Bainy e Teixeira (2012) encontraram valores de CAPE entre 200-800 JKg^{-1} em estudo de caso associado à um episódio de chuva extrema em Pelotas-RS. Mais

recente, Schumacher e Teixeira (2013) avaliaram índices de instabilidade associado a chuvas extremas (acima de 100 mm) no RS, e também encontraram baixos valores de CAPE. Resultados que reforçam a discussão e dúvida em relação aos limiares (para convecção) dos índices para o Brasil, principalmente quando associados a casos de chuva extrema nos subtropicais, visto que baixos valores de CAPE podem ser suficientes para a ocorrência de convecção severa, lembrando, que os índices de instabilidade são ferramentas diagnósticas para instabilidade termodinâmica da atmosfera e não necessariamente, chuva.

Um dos problemas para resultados fora/abaixo dos limiares esperados para os índices CAPE e LI pode estar relacionado ao fato da precipitação ser acumulada em 24h, dificultando a avaliação mais direta dos índices com as chuvas extremas, conforme discutido em Teixeira (2010).

O índice de instabilidade K foi o melhor indicador de instabilidade associado aos casos de chuvas extremas, visto que em todas as estações apresentaram valores relacionados à forte potencial para tempestades (acima de 40°C), concordando com outros trabalhos realizados no Brasil (LIMA, 2005; OLIVEIRA; OYAMA, 2009; TAVARES, 2009). O índice TT também mostrou-se favorável a ocorrência de tempestades severas, com limiares acima de 50°C em todas as estações, com máximo observado no inverno. Pelos campos compostos foi observada intensa advecção quente nesta estação, que combinado com o aporte de umidade pode ter sido responsável pelo aumento dos limiares nesta estação do ano.

4.4 Relação Índices de instabilidade versus chuva intensa

Após análise do comportamento dos índices de instabilidade associado a episódios de chuvas extrema sobre o RS, investiga-se a correlação destas com a quantidade de chuva em cada estação meteorológica, por estações do ano.

4.4.1 Primavera

Lembrando que a estação da primavera apresentou 34 casos extremos, e o valor crítico referente ao teste de significância dos campos de correlação é de 0,287.

Para CAPE a partir da superfície (Fig. 29) observou-se correlações significativas no Dia 3, em 20 estações (estações meteorológicas), diminuindo no Dia 0, com apenas 14 estações abrangendo toda a parte norte-noroeste e costa leste do estado, com máximos de 0,54 de correlação.

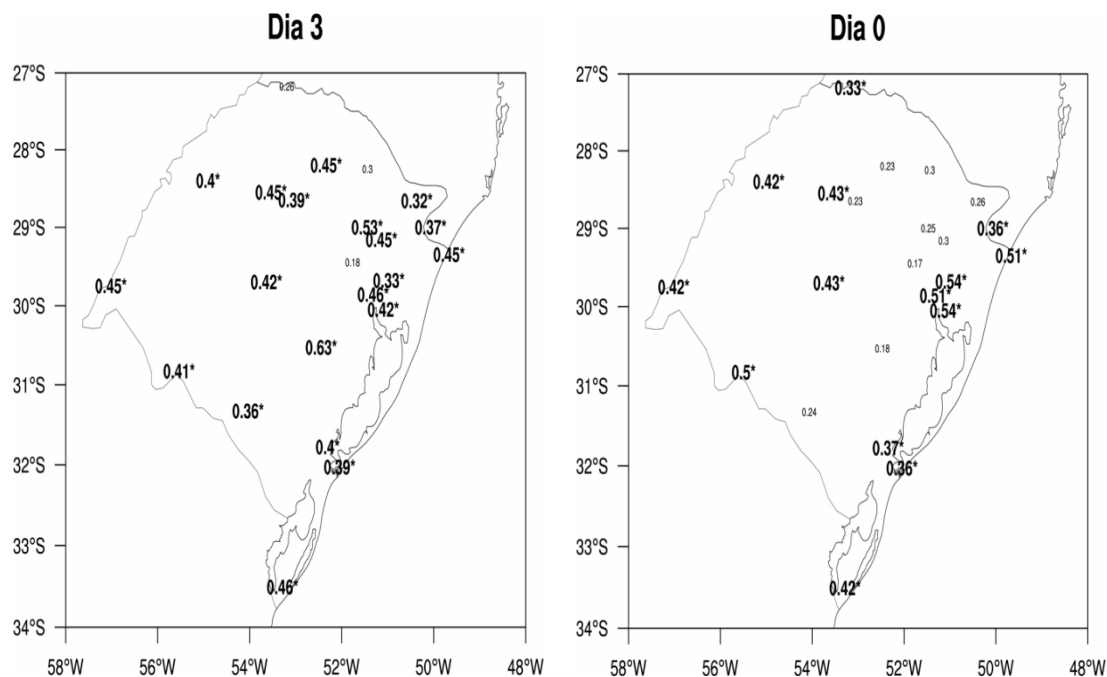


Figura 29 - Campos de correlação do índice CAPE e chuva extrema a partir do solo para a primavera. Os campos são adimensionais, e valores em negrito com asterisco indicam correlação positiva.

Os campos de correlação referente ao índice CAPE nos níveis 255-180-90 hPa acima da superfície, mostraram-se muito significativos no dia da ocorrência da chuva extrema, conforme a Fig. 30. Em 255 hPa acima da superfície apenas 2 estações das 23 não apresentaram correlação significativa com a chuva, e nos demais níveis 3 estações. Três dias antecedentes a chuva extrema também foi observado correlação significativa com a chuva, principalmente no nível de 180 hPa acima da superfície (Fig. 30c), no Dia 2 e Dia 1 as correlações significativas variaram entre 15-8 estações, em abrangência espacial.

Em 90 hPa (Fig. 30d) 12 estações mantiveram correlação significativa do Dia 3 ao dia do evento extremo, sendo que em 180-255 hPa acima da superfície, apenas 8 e 6 mantiveram, respectivamente. Em 90-255 hPa acima da superfície observou-se valores mais altos três dias antecedentes e no dia do evento de chuva,

com máximo em 90 hPa acima da superfície de 0,57 (Dia 0), em 180 hPa acima da superfície os máximos foram observados no Dia 2 e Dia 0.

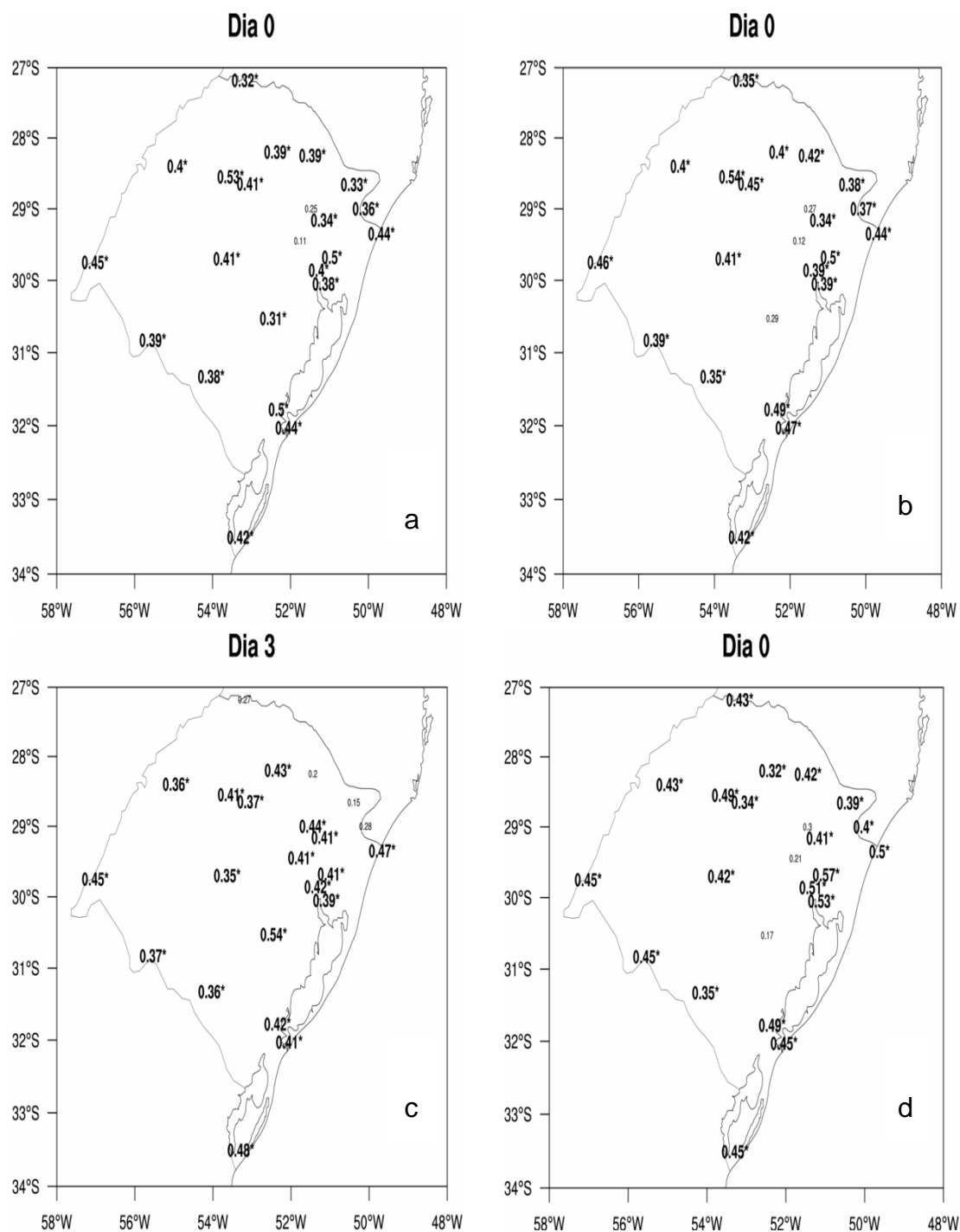


Figura 30 - Como na Fig. 29 exceto entre índice CAPE e chuva extrema em 255 hPa (a), 180 hPa (b)(c), e 90 hPa (d) acima da superfície.

Os campos de correlação entre o índice CIN e a chuva extrema são apresentados na Fig. 31, do qual nota-se correlação significativa um dia antes do evento de chuva no estado, com maior abrangência espacial no nível de 90 hPa em 22 estações. No Dia 0 ocorre uma diminuição no número de estações com correlação positiva entre o índice e a chuva, entre 11-15 em 90-255 hPa acima da superfície. O valor máximo de correlação observado foi em 90 hPa de 0,7 um dia antecedente ao caso extremo.

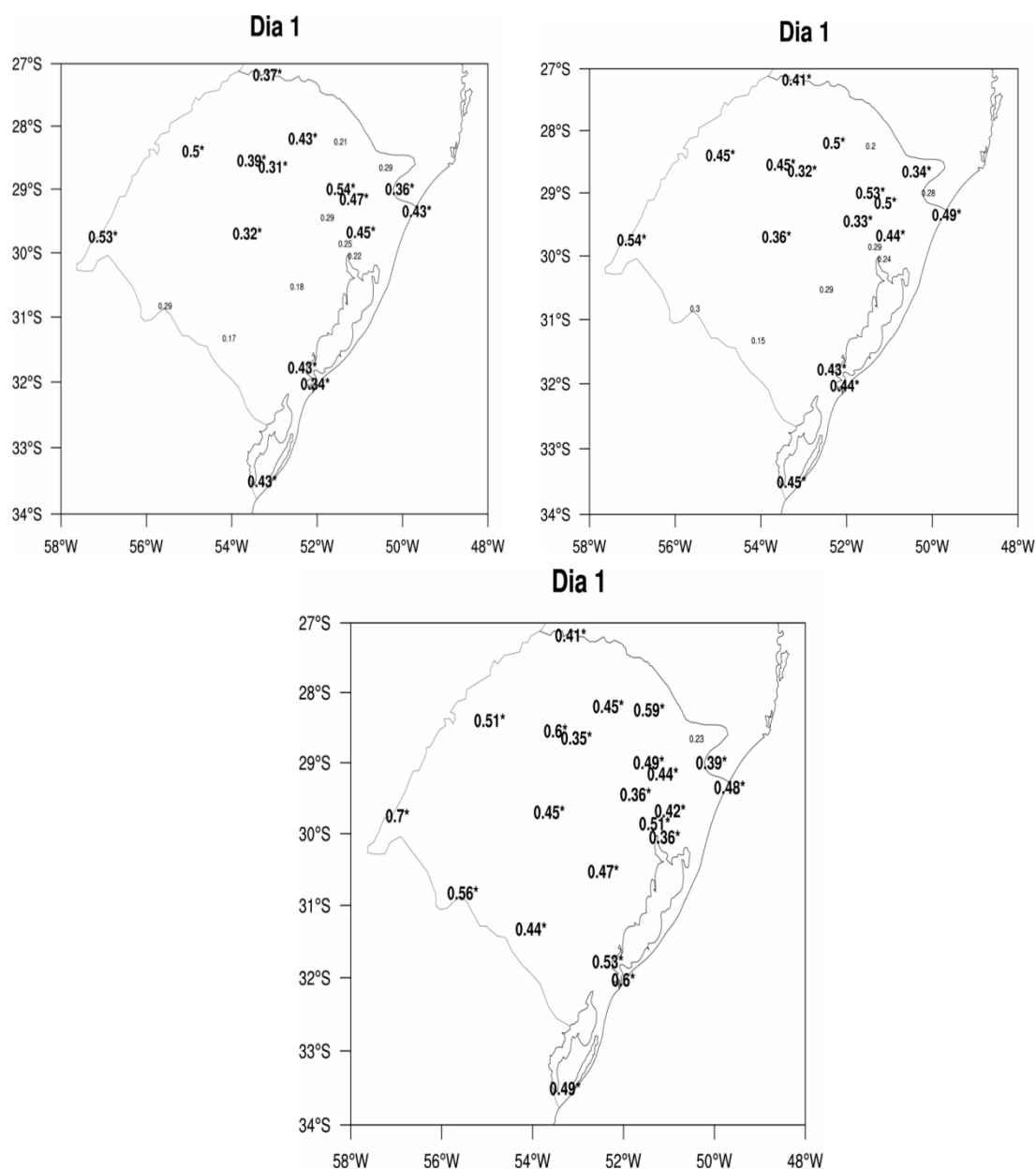


Figura 31 - Como na Fig. 29 exceto entre índice CIN e chuva extrema em 255-180-90 hPa acima da superfície, respectivamente.

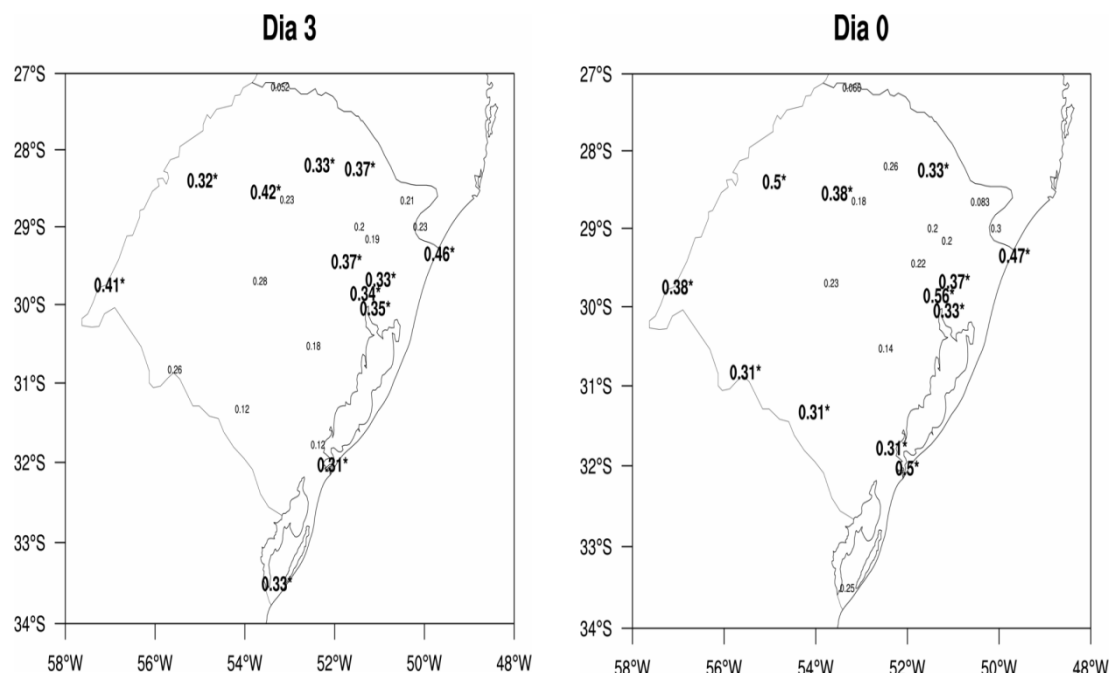


Figura 33 - Como na Fig. 29 exceto entre índice K e chuva extrema.

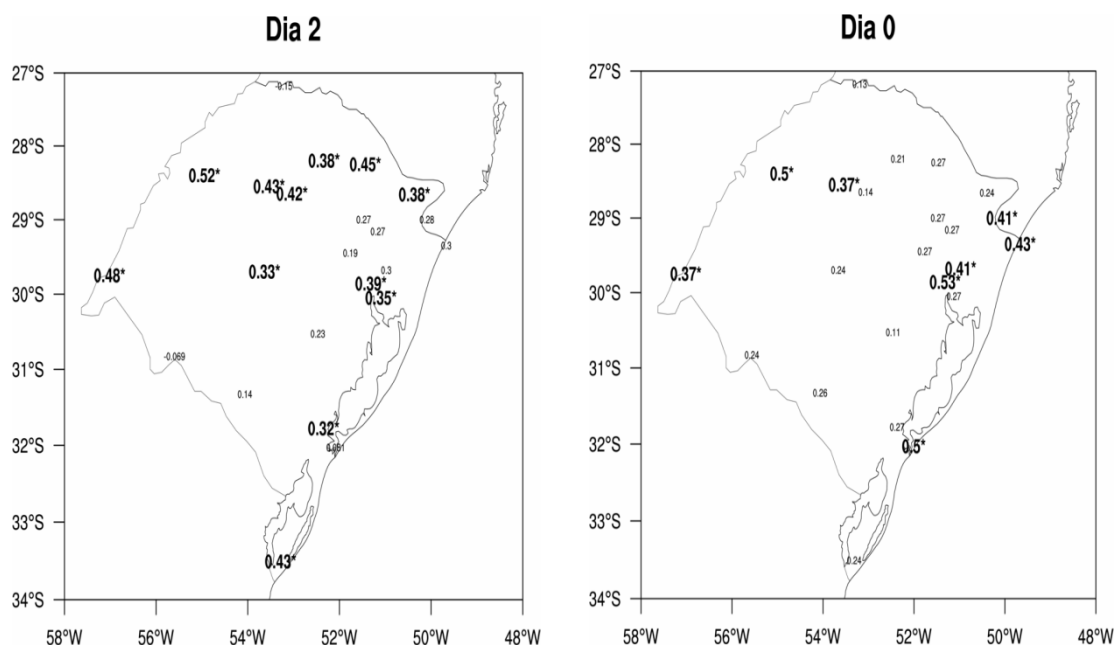


Figura 34 - Como na Fig. 29 exceto entre índice TT e chuva extrema.

4.4.2 Verão

A estação do verão apresentou 31 casos extremos de chuva e o valor crítico para correlação significativa é de 0,301. Os campos de correlação entre CAPE e a chuva foram significativa no dia do evento de chuva extrema, em praticamente todas

as estações, como observado na primavera. Dois dias antecedentes a chuva extrema também obteve-se correlações significativas em mais de 20 estações para todos os níveis de CAPE.

Em 255-180 hPa acima da superfície os valores de correlação para o verão foram mais altos do que comparados a primavera, do Dia 3 ao Dia 0. CAPE a partir do solo observa-se correlações significativas em quase todo o estado, no dia do evento de chuva, diferente do observado na primavera, conforme visto na Fig. 35. Em 90 hPa (não mostrados) verificou-se valores mais altos três - dois dias anteriores ao dia da chuva em relação à primavera.

Para o índice CIN e a chuva extrema dois dias anteriores ao dia da chuva observa-se correlações significativas com maior abrangência espacial, diferente do observado na primavera, sendo um dia antes da chuva. Outra diferença é verificada nos valores de correlação, sendo mais altos no dia do evento, com máximo de 0,63 em 255 hPa acima da superfície (Fig. 36). No Dia 0 também foi observado valores significativos, acima de 0,6, porém com menor abrangência espacial.

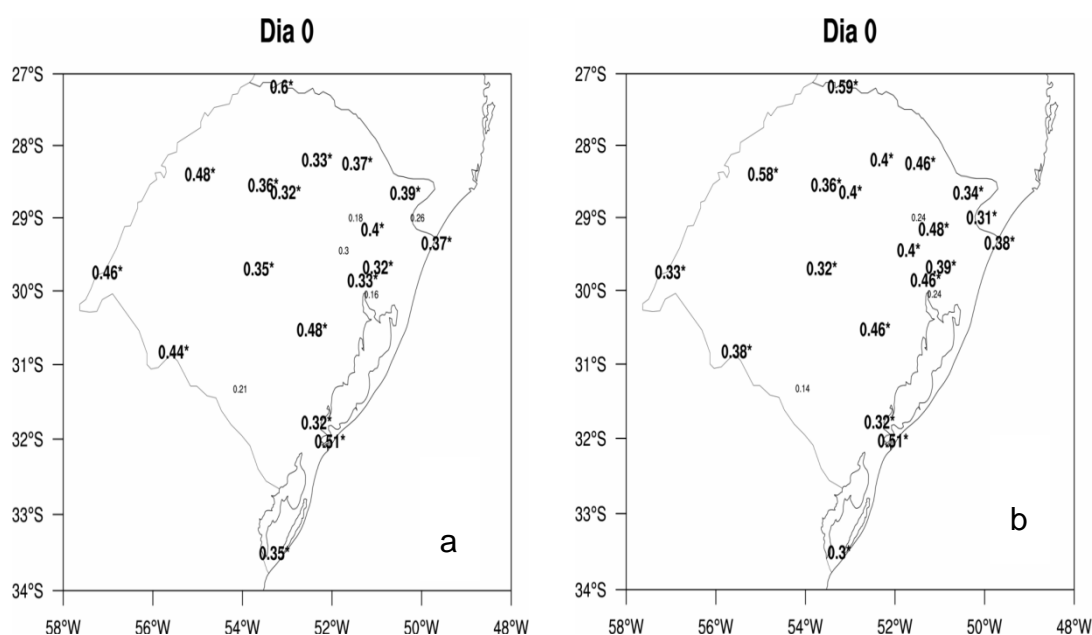


Figura 35 - Como na Fig. 29 exceto entre índice CAPE e chuva extrema em 255 hPa acima da superfície (a) e a partir do solo (b) para o verão.

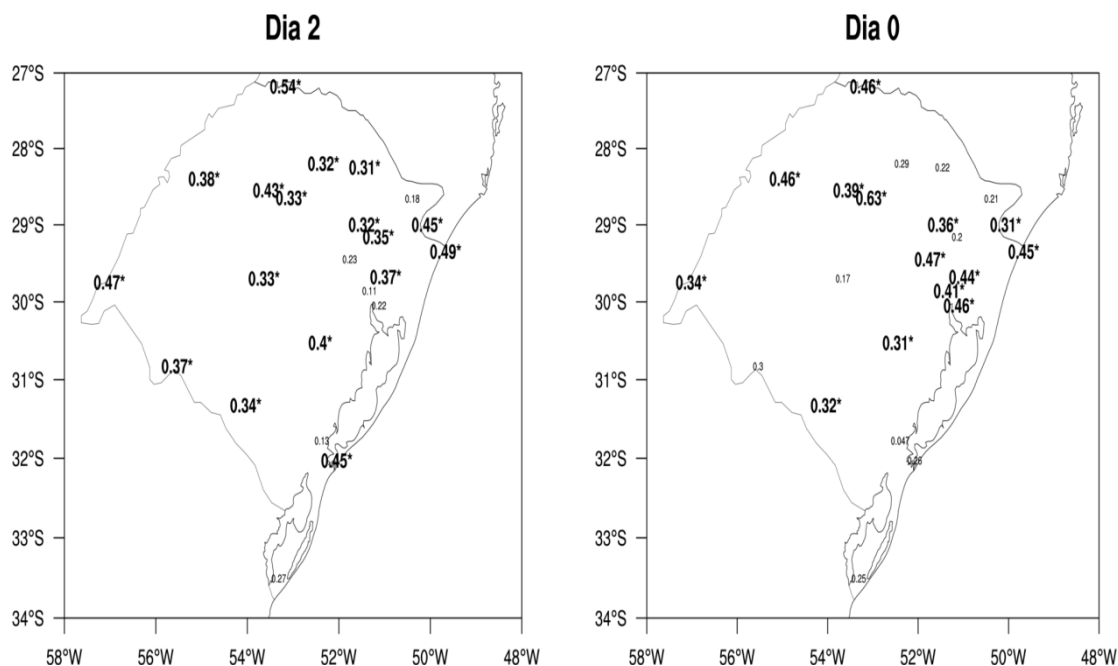


Figura 36 - Como na Fig. 29 exceto entre índice CIN e chuva extrema em 255 hPa acima da superfície para o verão.

Os campos de correlação entre o índice LI e chuva extrema (não mostrados) variaram entre 10-16 estações com correlação significativa com a chuva, com máximo observado um dia antes do caso extremo, de 0,64.

Os índices K e TT entre a chuva extrema foram muito mais significativos do que na primavera (Fig. 37). As correlações do índice K um dia anterior ao evento foi menos abrangente, com apenas 6 estações significativas, e mais abrangentes no Dia 0 (18) em relação a primavera, com 12 estações. Para o índice TT foi verificado correlação significativa em 15 estações desde o Dia 3, com 0,67 um dia antes da chuva extrema.

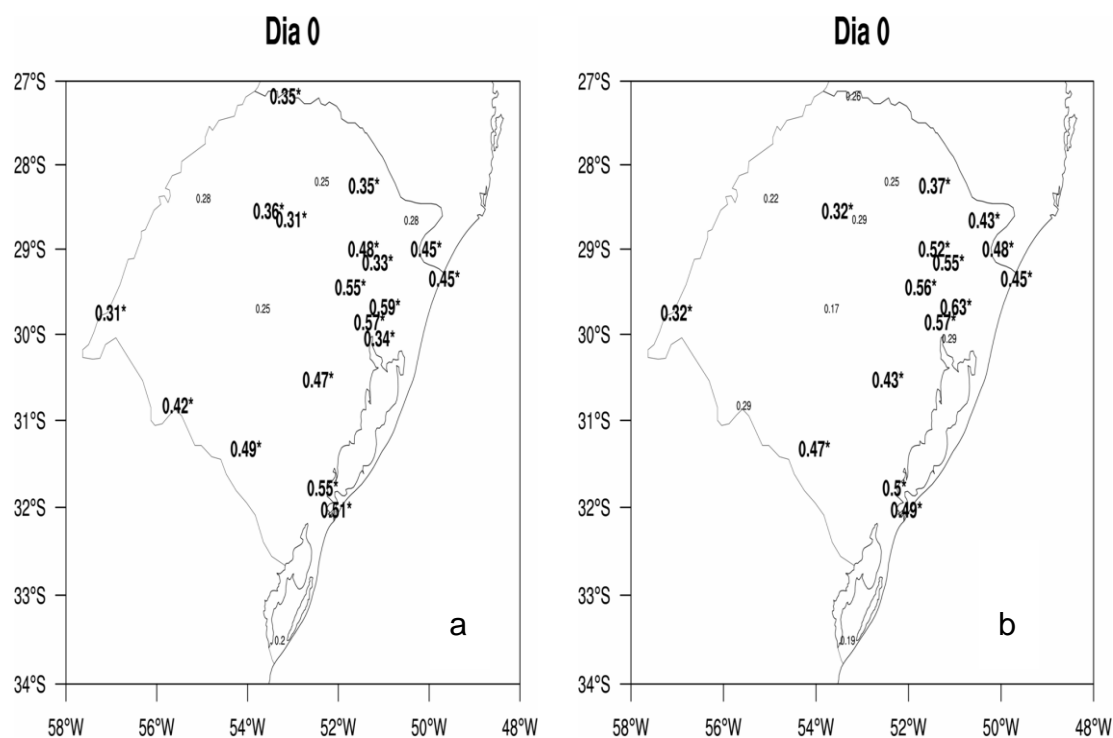


Figura 37 - Como na Fig. 29 exceto entre índice K (a) e TT (b) e chuva extrema para o verão.

4.4.3 Outono

A estação do outono apresentou 19 casos extremos de chuva, sendo o valor crítico igual a 0,391. A correlação entre o índice CAPE a partir do solo e a chuva foi mais alta do que na primavera, com máximo de 0,82 três dias antecedentes ao dia da chuva extrema, porém um pouco menos abrangente, no Dia 0 o máximo observado foi de 0,74 (Fig. 38), sendo 6 estações apresentaram correlação do dia 3 ao Dia 0.

Em 255-180 hPa acima da superfície verificou-se correlações importantes do Dia 3 ao Dia 0, com máximo de 0,63 em todos os dias dos compostos, e maior abrangência espacial no dia do evento, apenas 2 estações permaneceram significativas do Dia 3 ao Dia 0. Em 90 hPa observa-se correlações significativas entre o índice e a chuva, com máximo no Dia 3 de 0,87 e 0,76 no Dia 0, conforme a Fig. 39, e 6 estações apresentaram correlação significativa desde o Dia 3.

Nos campos de correlação entre CIN e a chuva em 255 hPa acima da superfície observou-se valores mais altos do que na primavera, com 0,61 no Dia 0, e

maior abrangência no dia 1 com máximo de 0,57. Em 180 hPa acima da superfície também foi verificado máximo de 0,61 um dia antes do evento, pouca abrangência espacial no Dia 0. Correlações significativas foram observadas no nível de 90 hPa, semelhante à primavera, porém com valores mais altos de correlação, três dias antecedentes ao caso de chuva extrema 21 estações apresentaram valores significativos e mais altos do que a primavera, com máximo de 0,8 e no Dia 1 de 0,7 (Fig. 40).

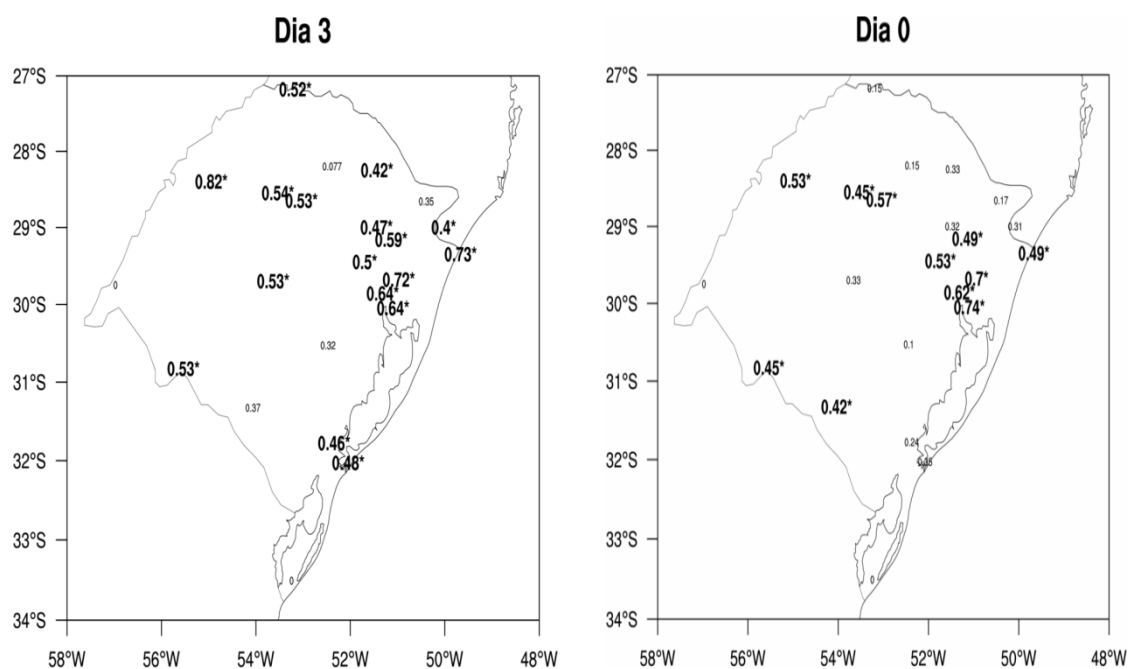


Figura 38 - Como na Fig. 29 exceto entre índice CAPE e chuva extrema a partir da superfície para o outono.

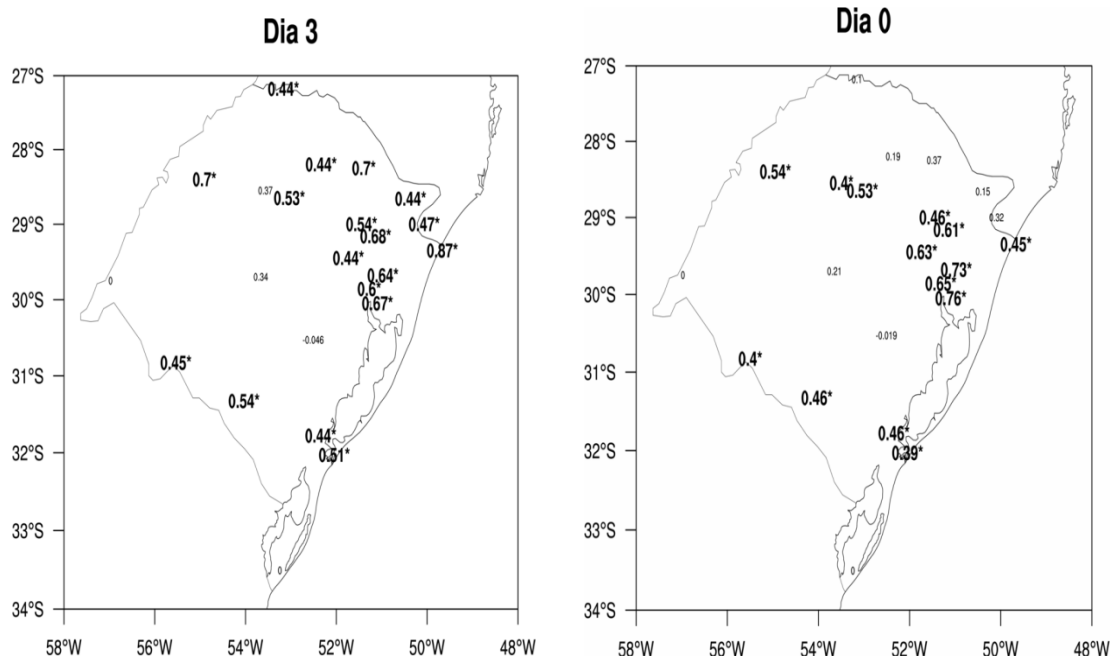


Figura 39 - Como na Fig. 29 exceto entre índice CAPE e chuva extrema em 90 hPa acima da superfície para o outono.

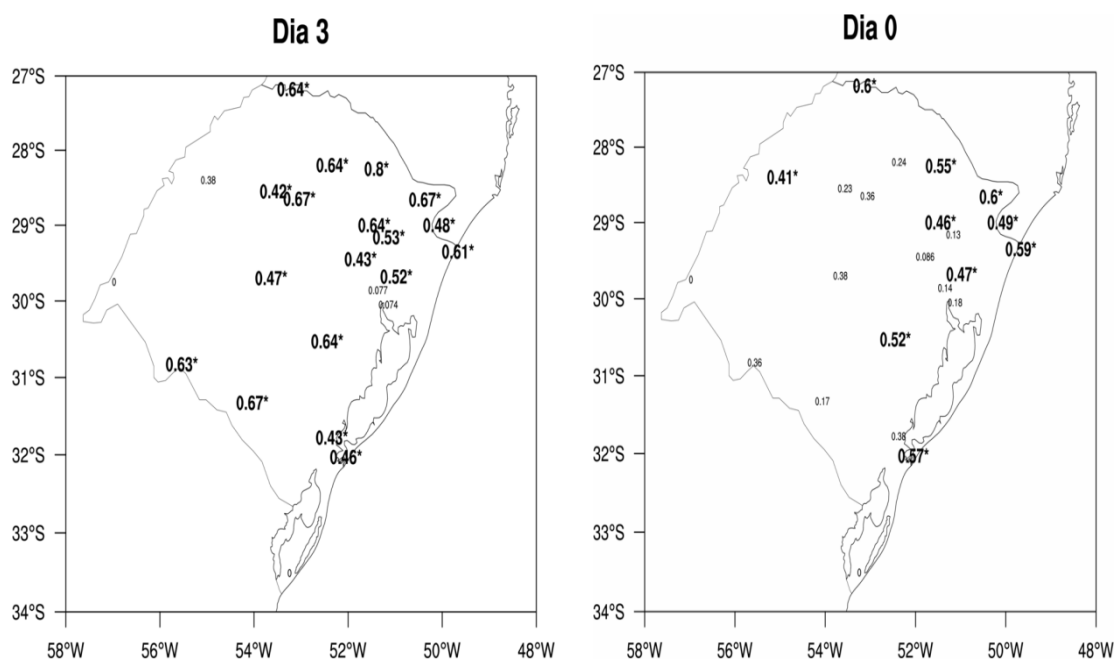


Figura 40 - Como na Fig. 29 exceto entre índice CIN e chuva extrema em 90 hPa acima da superfície para o outono.

Entre o índice LI e a chuva extrema (não mostrado) as correlações significativas foram mais altas em comparação com a primavera, sendo mais abrangente no Dia 3 e máximo no Dia 0 com 0,57 para LI a partir do solo, e máximo

de 0,64 dois dias antecedentes a chuva para LI em 4 camadas, com maior abrangência um dia antes do evento.

Os campos de correlação entre o índice K e a chuva extrema foram mais altos no Dia 0 com 0,58 do que o obtido na primavera, e mais abrangente três dias antecedentes ao evento de chuva (Fig. 41), e mais baixos comparado ao verão. Para o índice TT (não mostrado) os campos de correlação não foram muito abrangentes sobre o estado, com máximo de 0,56 no Dia 0 sendo apenas 9 estações com correlação significativa, e de 0,57 no dia 3, apenas 2 estações permaneceram com correlação significativa do Dia 3 ao Dia 0.

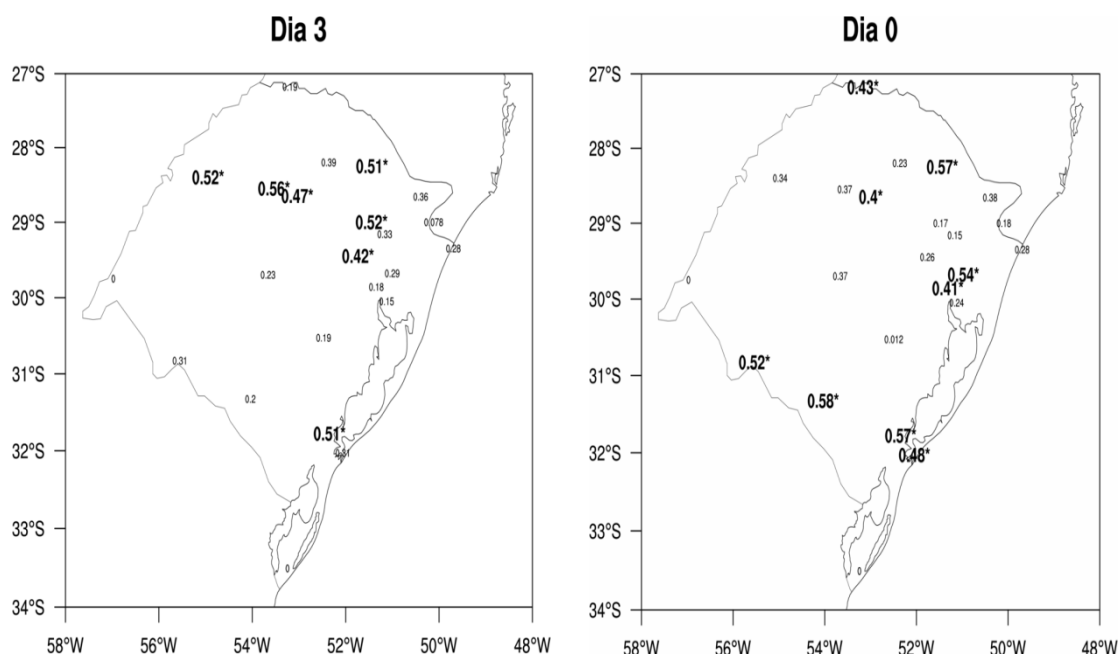


Figura 41 - Como na Fig. 29 exceto entre índice K e chuva extrema para o outono.

4.4.4 Inverno

Para o inverno foram selecionados 21 casos extremos, sendo o valor crítico de 0,370. Os campos de correlação entre CAPE a partir da superfície e a chuva extrema apresentaram valores e abrangência espacial maior do que o observado na primavera, principalmente em um dia antes da chuva extrema, com máximo de 0,83, sendo que 6 estações foram significativas do Dia 3 ao Dia 0. Em outros níveis, CAPE também apresentou correlação significativa com a chuva extrema, com

máximos (0,74) observado no Dia 3 em 90 hPa, 0,69 em 180 hPa acima da superfície, e 0,65 em 255 hPa acima da superfície, porém com menor abrangência espacial em relação a primavera. Verificaram-se quatro estações com correlação significativa até o Dia 0. Em 90 hPa 6 estações mantiveram a correlação significativa do Dia 3 ao Dia 0, e os máximos (0,78) foi verificado em dois dias anteriores à chuva extrema, conforme a Fig. 42.

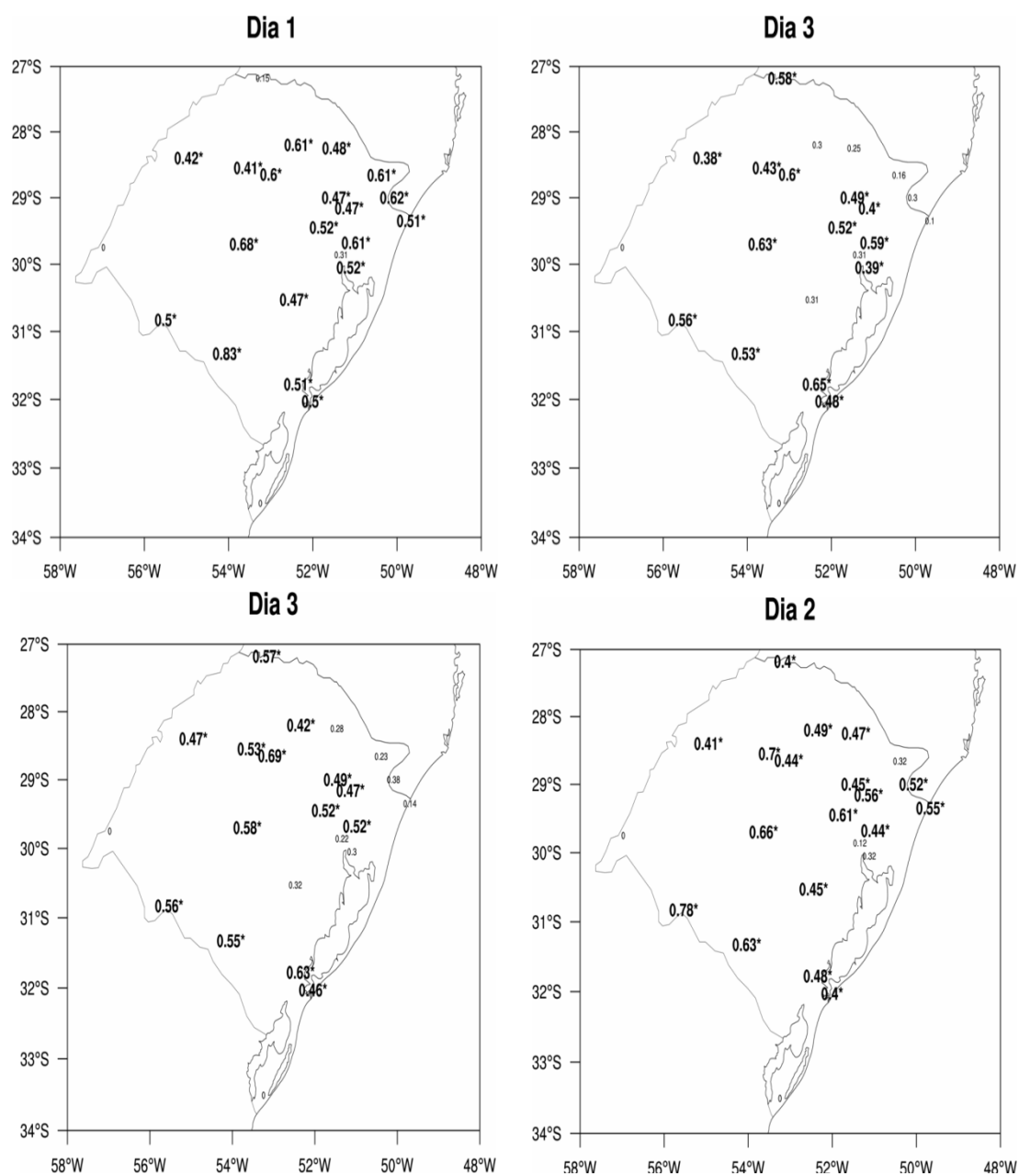


Figura 42 - Como na Fig. 29 exceto entre índice CAPE e chuva extrema a partir do solo, 255 hPa, 180 hPa, e 90 hPa acima da superfície para o inverno.

Para o índice CIN e a chuva extrema foi observado correlação significativa mais abrangente no Dia 2, diferente do observado na primavera sendo no Dia 1, com máximo de 0,63 em 255 hPa acima da superfície, e 0,65 em 180 hPa acima da superfície. No Dia 0 apenas 5-9 estações foram significativas sobre o estado em 255-180 hPa acima da superfície (não mostrado). Na Fig. 43 observa-se alta correlação (0,81) no Dia 2 em 90 hPa, mesmo dia em que CAPE foi máximo na primavera.

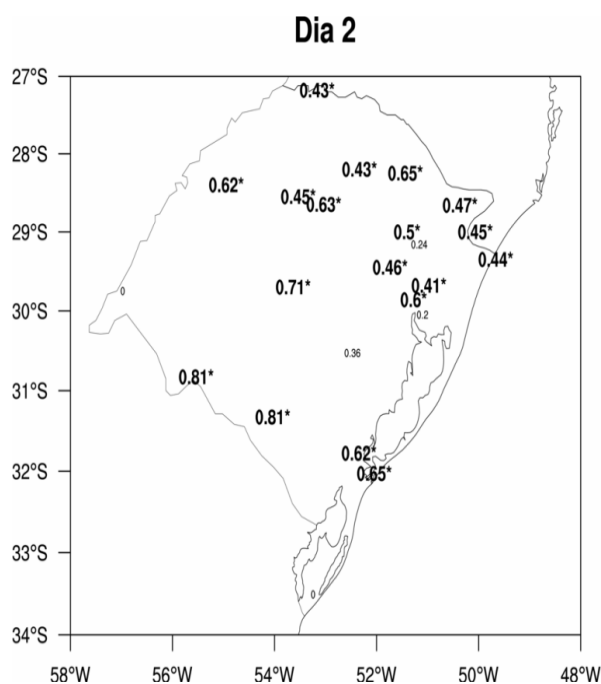


Figura 43 - Como na Fig. 29 exceto entre índice CIN e chuva extrema em 90 hPa acima da superfície para o inverno.

A correlação entre LI e a chuva (não mostrado) foram menos significativas em abrangência espacial e mais significativa em valor (0,51) em relação à primavera no Dia 0, com apenas 3 estações. Maior abrangência foi observada um dia antes da chuva com máximo no Dia 3, de 0,59 em ambos os níveis. Para o índice K (não mostrado) verificou-se correlações significativas acima de 0,39 e máximo de 0,53 no Dia 0, mas com pouca abrangência espacial em relação à primavera. Enquanto que para o TT e a chuva extrema, as correlações foram um pouco maiores do que na primavera, com máximo no Dia 3 (0,58) e na primavera de 0,48, aumentando do Dia 2 ao Dia 0, de 0,51 para 0,55 (Fig. 44).

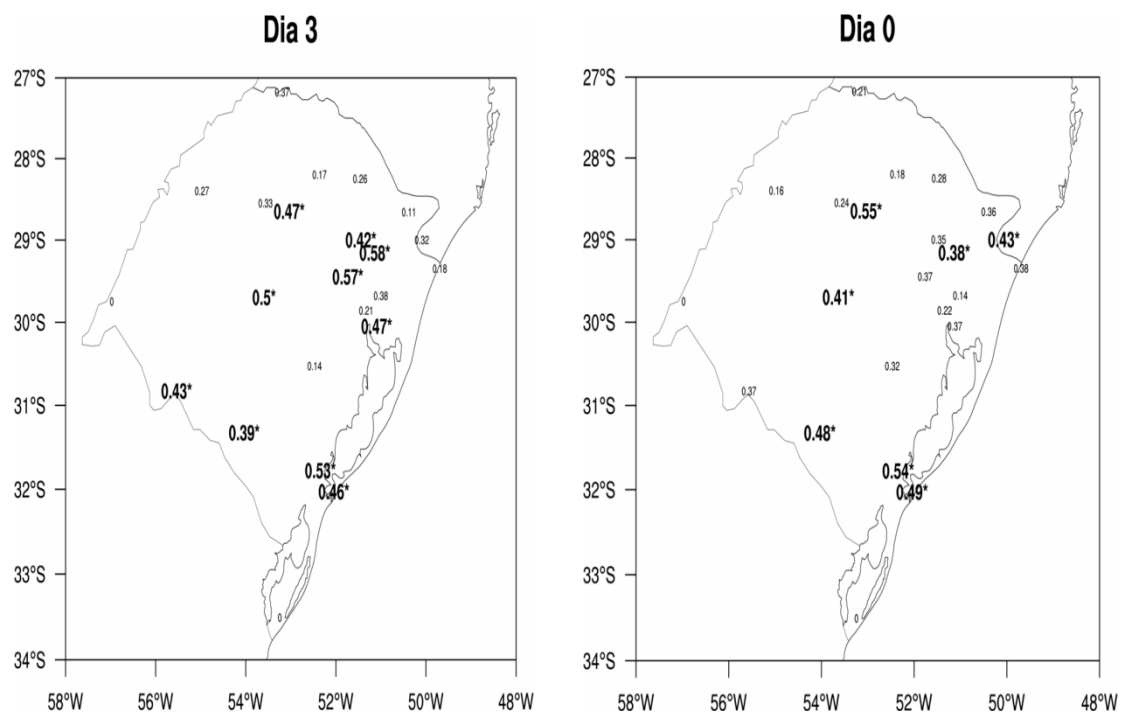


Figura 44 - Como na Fig. 29 exceto entre índice TT e chuva extrema para o inverno.

Os campos de correlações entre os índices de instabilidade e as chuvas extremas permitiram constatar que o índice CAPE foi mais significativo com a chuva em relação aos outros índices, com valores máximos observados na estação do outono (Dia 0) em 910 hPa e inverno (Dia 1) a partir do solo, maior abrangência espacial na primavera (Dia 0) em 754 hPa e verão (Dia 2) em 920 hPa. O índice CIN foi mais significativo no verão nos níveis 255-180 hPa acima da superfície, e em 90 hPa acima da superfície durante o inverno.

Os índices K e TT foram mais significativos em valores e abrangência espacial no verão (Dia 0), diferente do observado nos campos compostos, com limiares mais favoráveis a tempestades durante a primavera para o índice K e inverno para o TT.

A antecedência (em dias) das influências significativas dos índices para cada estação do ano é observado na tab.4, relacionando cada índice com os dias em que houve maior correlação significativa sobre o estado do RS. Em geral, correlações mais altas foram observadas no dia do evento (Dia 0) extremo de chuva para a

primavera e outono (CAPE), dois dias (Dia 2) antecedentes no verão, e no inverno Dia 1. O índice CIN variou para cada estação do ano entre os Dias 0, 1 e 2.

Os valores de correlações significativas mais altas para os índices K e TT foram observadas no dia do evento para a primavera, verão e outono (K), três dias anteriores para o inverno, e dois dias antecedentes no outono referente ao índice TT.

Tabela 4 - Antecedência (em dias) das influências significativas dos índices de tempestade severa para cada estação do ano.

	JFM	AMJ	JAS	OND
CAPE solo (JKg^{-1})	1	0	1	0
CAPE 255 hPa* (JKg^{-1})	2	0	1	0
CAPE 180 hPa* (JKg^{-1})	2	0	1	0
CAPE 90 hPa* (JKg^{-1})	2	0	2	0
CIN 255 hPa* (JKg^{-1})	0	0	2	0-2
CIN 180 hPa* (JKg^{-1})	0	1	2	1
CIN 90 hPa* (JKg^{-1})	2	1	2	1
LI solo (K)	-	-	-	-
LI 4 camadas(K)	-	-	-	-
K ($^{\circ}\text{C}$)	0	0	0	0
TT ($^{\circ}\text{C}$)	2	0	0	0

*acima da superfície.

Os campos de correlação significativa em que mostraram ser mais favoráveis no Dia 0, ou seja, no dia do evento de chuva extrema, também podem ser considerados como um indicador à ocorrência de chuvas extremas, visto que o Dia 0 se refere ao início do período (24h) do acúmulo de chuva.

O fato de alguns índices de instabilidade terem apresentado baixos limiares (compostos), não indicativos à forte instabilidade, e mesmo assim, terem apresentado correlação significativa com os casos de chuva extrema, podem estar associado à metodologia utilizada para seleção da chuva extrema. Lembrando, que o dia do evento de chuva extrema (Dia 0), representa o início do período de acúmulo

da chuva em 24h às 12 UTC, portanto, a ocorrência da chuva pode ter se concentrado em um horário diferente do analisado nos compostos, logo, os limiares dos índices podem não ter caracterizado adequadamente a condição convectiva associado à chuva extrema, mascarando os resultados.

O uso de índices na previsão ainda é muito discutido, visto seus prós e contras, mas podem ser muito úteis quando usados como ferramenta diagnóstica em associação com as variáveis físicas, contribuindo e complementando a previsão de eventos extremos, principalmente, quando baseados na teoria dos ingredientes.

A avaliação dos índices de tempestade severa associado a chuvas extremas realizada neste trabalho, pode contribuir na área operacional de previsão de eventos extremos de chuva, dos quais representam um grande desafio para os meteorologistas, sendo uma importante ferramenta indicativa dos principais parâmetros antecedentes a ocorrência de episódios de chuvas extremas. Porém, não existem “números mágicos” para previsão de tais eventos como discutido em Nascimento (2005), Doswell e Schultz (2006); compete ao meteorologista usar as informações disponíveis e sua experiência, buscando o melhor entendimento dessas variáveis diagnósticas.

Conclusão

A distribuição anual e mensal dos casos extremos e medianos de chuva permitiu concluir que:

- i) Na distribuição anual o máximo de ocorrência de eventos extremos ocorrem nos anos de 2002 e 2003, concordando com anos de ocorrência de EL Niño e um mínimo em 2001, relacionado a episódios de La Niña em 2000-2001.
- ii) Os casos extremos de chuva não apresentam forte sazonalidade, embora o maior número de eventos ocorrem nas estações da primavera e verão.
- iii) Não observou-se tendência de aumento ou diminuição no número de eventos extremos de chuva no RS ao longo do período estudado.

A análise sinótica dos compostos permitiu concluir que os seguintes parâmetros meteorológicos e índices de instabilidade mais propícios à ocorrência de um evento de chuva extrema sobre o RS são:

- i) Intenso escoamento de norte em baixos níveis, com centro de máxima velocidade sobre a Bolívia, Paraguai, e nordeste da Argentina.
- ii) Convergência do fluxo de umidade em baixos níveis, principalmente do Paraguai, nordeste da Argentina e norte/noroeste do Brasil sobre o RS.
- iii) Formação e intensificação de um centro de baixa pressão sobre o Paraguai e norte da Argentina em superfície, responsável pelo aumento do gradiente de pressão sobre o RS e intensificação dos ventos de norte e advecção quente.

iv) Índices de instabilidade K e TT em ambas estações do ano, com limiares favoráveis à ocorrência de tempestades, em relação aqueles pré-estabelecidos.

Os campos de correlação e teste de significância entre os índices de instabilidade e as chuvas extremas permitiram concluir que:

- i) O índice de instabilidade com maior/melhor correlação significativa com a chuva extrema é o CAPE, com máximos observados na estação do outono três dias antecedentes ao evento de chuva extrema.
- ii) O índice CIN é o mais significativo nas estações do verão e inverno.
- iii) Os índices K e TT são mais significativos durante o verão.

5.1 Sugestões para trabalhos futuros

- i) Aumentar o tempo de estudo para mais de 30 anos obtendo-se uma climatologia dos eventos extremos de chuva, e verificar as tendências anuais e decadais.
- ii) Estender a área de estudo para região Sul e o número de estações convencionais (dados de precipitação).
- iii) Calcular anomalias entre os casos extremos de chuva e medianos, e verificar as diferenças.
- iv) Estudar a influências de outros parâmetros meteorológicos importantes para instabilidade atmosférica e ocorrência de chuvas extremas.

Referências

AHRENS, C. D. **Essentials of Meteorology - A Invitation to the Atmosphere**. 3.ed. Belmont Califórnia USA: Thompson Brooks/Cole, 2000. 454 p.

ANABOR, V.; STENSRUD, D. J.; MORAES, O. L. L. Serial upstream-propagating mesoscale convective system events over southeastern South America. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 8, p.3087–3105, 2008.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. Enso related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific Decadal Oscillation regimes. **International Journal Climatology**. v. 25, p.2017-2030, 2005.

BAINY, B. K., TEIXEIRA, M. S. Synoptic analysis of an extreme precipitation event occurred in southern Brazil, in January, 2009. XI Argentin Meteorology Congress. **Anais do...** Mendoza- Argentina, 2012.

BLUESTEIN, H. B. **Synoptic dynamic meteorology in midlatitudes: observations and theory of weather systems**. New York: Oxford University Press, 1993. 594p.

BROOKS, H.E.; LEE, J. W.; CRAVEN, J. P. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. **Atmosphere Research**, v. 67-68, p.73-94, 2003.

CAMPOS, C. R. J.; LIMA, E. C. S.; PINTO, L. B. Complexo Convectivo de Mesoescala Observado em 27/11/2002 no nordeste da Argentina. **Anuário do Instituto de Geociências-UFRJ**, v.31, n.2, p.23-32, 2008.

CAVALCANTI, I.F.A.; KOUSKY, V.E. Frentes frias sobre o Brasil. In: Cavalcanti, I.F.A....[et al.] organizadores. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p.135-146.

CAVALCANTI, I.F.A. Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: A review and case studies for the first decade of the 21st century. **Atmospheric Research**, v.118, p.27-40, 2012.

COHEN, J.; CAVALCANTI, I. F. A.; BRAGA, R. H. M.; NETO, L. S. Linhas de instabilidade na costa N-NE da América do Sul. In: Cavalcanti, I.F.A....[et al.] organizadores. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p.135-146.

CRAVEN, J. P.; JEWELL, R. R.; BROOKS, H. E. Comparison between observed convective cloud-based heights and lifting condensation level for two different lifted parcels. **Weather Forecasting**, v.17, p.885-890, 2002.

CORRÊA, C.S.; CLARKE, R.T.; SILVEIRA, A. L. L. Estudo da ocorrência de fluxos no perfil vertical do vento na baixa atmosfera com análise das componentes principais (ACP) e sua relação com a precipitação no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.22, n.1, p.121-127, 2007.

DJURIC, D. **Weather Analysis**. Prentice Hall: New Jersey, 1994. 304p.

DOSWELL, C. A. The distinction between large scale and mesoscale contribution to severe convection: a case study example. **Weather and Forecasting**, v.2, n.1, p. 3-16, 1987.

DOSWELL, C. A.; BROOKS, H.E.; MADDOX, R.A. Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology. **Weather and Forecasting**, v.11, p. 560-581, 1996.

Doswell, C. A. III; Schultz, D. M. On the use of indices and parameters in forecasting severe storms. **Electronic Journal Severe Storms Meteorology**, v.1(3), p.1–22, 2006.

EMANUEL, K. **Atmospheric convection**. Oxford: University Press. 1994. 580p.

ESCOBAR, G. Jatos de Altos Níveis. In: CAVALCANTI ...[et al.] organizadores. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p.127-134.

ESCOBAR, G., ANDRADE, K. Climatologia dos índices de instabilidade K e Total Totals (TT) para o sul e sudeste do Brasil. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Belém-PA, 2010. Disponível em: <
http://www.cbmet2010.com/anais/artigos/682_79683.pdf > Acesso em: 20 jun 2013.

FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; CARVALHO, M. H. Eventos de precipitação na cidade de Pelotas-RS associados a processos e sistemas sinóticos. **Revista Brasileira Meteorologi**, vol. 22, n.2, p.134-159, 2007.

FIELLER, E. C.; HARTLEY, H. O.; PEARSON, E. S. Tests for rank correlation coefficients. I. **Biometrika**, vol.44, p.470-481, 1957.

FOSS, M. **Condições atmosféricas conducentes à ocorrência de tempestades convectivas severas na América do Sul**. 2011. Dissertação (Mestrado em

Meteorologia)- Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria.

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

GRIMM, A. M.; SANT'ANNA, C. L. S. Da influencia de Fases Extremas da Oscilação Sul sobre a intensidade e frequência das chuvas no sul do Brasil. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Rio de Janeiro, 2000. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/cbm-files/12-bcea976aeeb8667f19adf172d3a982e4.pdf>> Acesso em: 15 abr 2013.

GRIMM, A.M. Clima da região sul do Brasil. In: CAVALCANTI[et al.] organizadores. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p.259-275.

GUEDES, R. L. **Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul**. 1985, 89f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)-Departamento de ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

HALLAK, R. CAPE e CINE- Apostila Meteorologia Física I, 2012. Disponível em: <<http://www.dca.iag.usp.br/www/material/>> Acesso em: 27 jun. 2012.

HENRY, W. **The Skew-T, Log P Diagram**. National Weather Service Training Center: EUA, 1987. 68p.

HENRY, N. L. A static stability index for low-Topped convection. **Weather and Forecasting**, v.15, p.246-254, 2000.

HOUZE, R. A. **Cloud Dynamics**. Academic Press, 1993. 573p.

KAYANO, M.T.; ANDREOLI, R.V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **Journal Cimatology**, v. 27, p.531-540, 2006.

KOUKY, V. E. Dirunal rainfall variation in the Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v.108, p.488-498, 1980.

LIMA, D. R. O. **Diagnóstico de chuvas e previsão meteorológica para a bacia hidrográfica do rio Manso**. 2005. 155f. Dissertação (Mestrado em Ciências em engenharia) – Programa de Pós-Graduação em Ciências em Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

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

MANTUA, N.J.; HARE, S.R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J.M.; FRANCIS, R.C. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p.1069-1079, 1997.

MARCELINO, E. V. **Desastres Naturais e Geotecnologias: conceitos básicos**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais- INPE, Santa Maria, 2007. Disponível em: <<http://mtcm18.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtcm18@80/2008/07.02.16.22/doc/publicacao.pdf>>. Acesso em: 03 nov. 2012.

MENDONÇA, F.; DANI-OLIVEIRA, I. M. **Climatologia noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de textos, 2007. 206p.

MOTA, M. A. S. da; NOBRE, C. A. Variação da energia potencial convectiva disponível (CAPE) e sua relação com a precipitação observada durante o Wet-AMC/LBA. In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2002, Foz de Iguaçu-PR. **Anais do...**Foz de Iguaçu, 2002.

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. 21-140, 2005.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades convectivas severas: Teoria e aplicações básicas. **Nota Técnica**. Instituto Tecnológico SIMEPAR, Curitiba-PR, 2006. 40p.

OLIVEIRA, F. P.; OYAMA, M. D. Radiosounding-derived convective parameters for the Alcântara Launch Center. **Journal of Aerospace Technology and Management**, v.1, n.2, 2009.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin American Meteorology Society**, v.56, n.15, p.527-534, 1975.

PAULA, G. M. **O fenômeno El Niño Oscilação Sul e a erosividade das chuvas em Santa Maria-RS**. 2009. 51f. Dissertação (Mestrado em engenharia Agrícola) – Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria.

PEPPLER, R.A. **A review of static stability indices and related thermodynamic parameters**. 1.ed.The Illinois State Water Survey Division: Department of Energy and Natural Resources, 1988. 87p.

PSCHEIDT, I.; GRIMM, A. M. **The influence of El Niño and La Niña episodes on the frequency of extreme precipitation events in southern Brazil**. In: Proceedings of 8ICSHMO, Foz do Iguaçu, Brazil, 24–28 April 2006, INPE, p.365–370. Disponível em: <http://mtcm15.sid.inpe.br/col/cptec.inpe.br/adm_conf/2005/10.24.16.24/doc/365-370.pdf> Acesso em 03 jun 2013.

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.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P. da; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista brasileira meteorologia**, v.25, n.2, p.185-204, 2010.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v.2, p.268-284, 1987.

ROSSATO, M. S. **Os climas do Rio Grande do Sul: variabilidade, tendências e tipologia**. 2011. Tese (Doutorado em Geociências)- Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

SAHA, S.; MOORTHY, S.; PAN, H.L.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, R. K.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D.; HAIXIA, L.; STOKES, D.; GRUMBINE, R.; GAYNO, G.; WANG, J.; HOU, Y. T.; CHUANG, H.; JUANG, H. M. H.; SELA, J.; IREDELL, M.; TREADON, R.; KLEIST, D.; DELST, P. V.; KEYSER, D.; DERBER, J.; MICHAEL, E.; MENG, J.; WEI, H.; YANG, R.; LORD, S.; DOOL, H.; KUMAR, A.; WANG, W.; LONG, C.; CHELLIAH, M.; XUE, Y.; HUANG, B.; SCHEMM, J.K.; EBISUZAKI, W.; LIN, R.; XIE, P.; CHEN, M.; ZHOU, S.; HIGGINS, W.; ZOU, C. Z.; LIU, Q.; CHEN, Y.; HAN, Y.; CUCURULL, L.; REYNOLDS, R. W.; RUTLEDGE, G. e GOLDBERG, M. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **American Meteorological Society**, v.1, p.1015-1057, 2010.

SCHUMACHER, V.; TEIXEIRA, M. Avaliação de índices de instabilidade associado a chuvas extremas. In: XXII Congresso de iniciação científica da Universidade Federal de Pelotas-CIC, 2013, Pelotas-RS. **Anais do...** Pelotas, 2013.

SHI, W; HIGGINS, R. W.; YAROSH, E.; KOUSKY, V. E. **The Annual Cycle and Variability of Precipitation in Brazil**. **NCEP/Climate Prediction Center Atlas Nº 9**, 2000. Disponível em <http://www.cpc.noaa.gov/products/outreach/research_papers/nc_ep_cpc_atlas/9>. Acesso em 30 out. 2013.

SIGNORINI, E. **Processos sinóticos associados com intensificação da extremidade da frente fria no Sul do Brasil**. 2001. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Programa de Pós-Graduação em Meteorologia - Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.

SILVA DIAS, M. A. Complexos Convectivos de Mesoescala sobre a região sul do Brasil. **Climanálise Especial**, seção 22, INPE, 1996. Disponível em: <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cliesp10a/mcc_cli.html> Acesso em: 29 jan. 2013.

SILVA DIAS, M. A. **Índices de Instabilidade para a Previsão de Chuvas Tempestades Severa**. Departamento de Ciências Atmosféricas/IAG/USP, 2000. Disponível em: <<http://www.master.iag.usp.br/ensino/indices.pdf>>. Acesso em: 8 dez. 2012.

SILVA DIAS, M. A. F., ROZANTE, J. R., MACHADO, L. A. T. Complexos convectivos de mesoescala na América do Sul. In: CAVALCANTI ...[et al.] organizadores. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p.182-194.

STRAHLER, A. N. **Geografia Física**. Barcelona: Ediciones Omega S.A. 1984. 767p.

TAVARES, J. P. N. **Tempestades severas na região metropolitana de Belém: avaliação das condições termodinâmicas e impactos sócio-econômicos**. 2009. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais)- Universidade Federal do Pará/EMBRAPA/Museu Emilio Goeldi, Belém.

TAVARES, J. P. N.; MOTA, M. A. S. da. Condição termodinâmica de eventos de precipitação extrema em Belém-PA durante a estação chuvosa. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.2, p.207-218, 2012.

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

TEIXEIRA, M. S. **Caracterização física e dinâmica de episódios de chuvas intensas nas regiões sul e sudeste do Brasil**. 2010. Tese (doutorado em Meteorologia)- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

TEIXEIRA, M.S.; SATYAMURTY P. Episódios de chuvas intensas na região sul do Brasil. Parte I: configurações sinópticas associadas. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2004, Fortaleza. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/cbm-files/22-c83053e887028ce6990f9ac80f28bf18.doc>>. Acesso em: 12 jan. 2012.

The COMET Program. **Tropical severe local storms**. 2012. Disponível em: <https://www.meted.ucar.edu/training_module.php?id=995> Acesso em: 12 dez 2012.

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

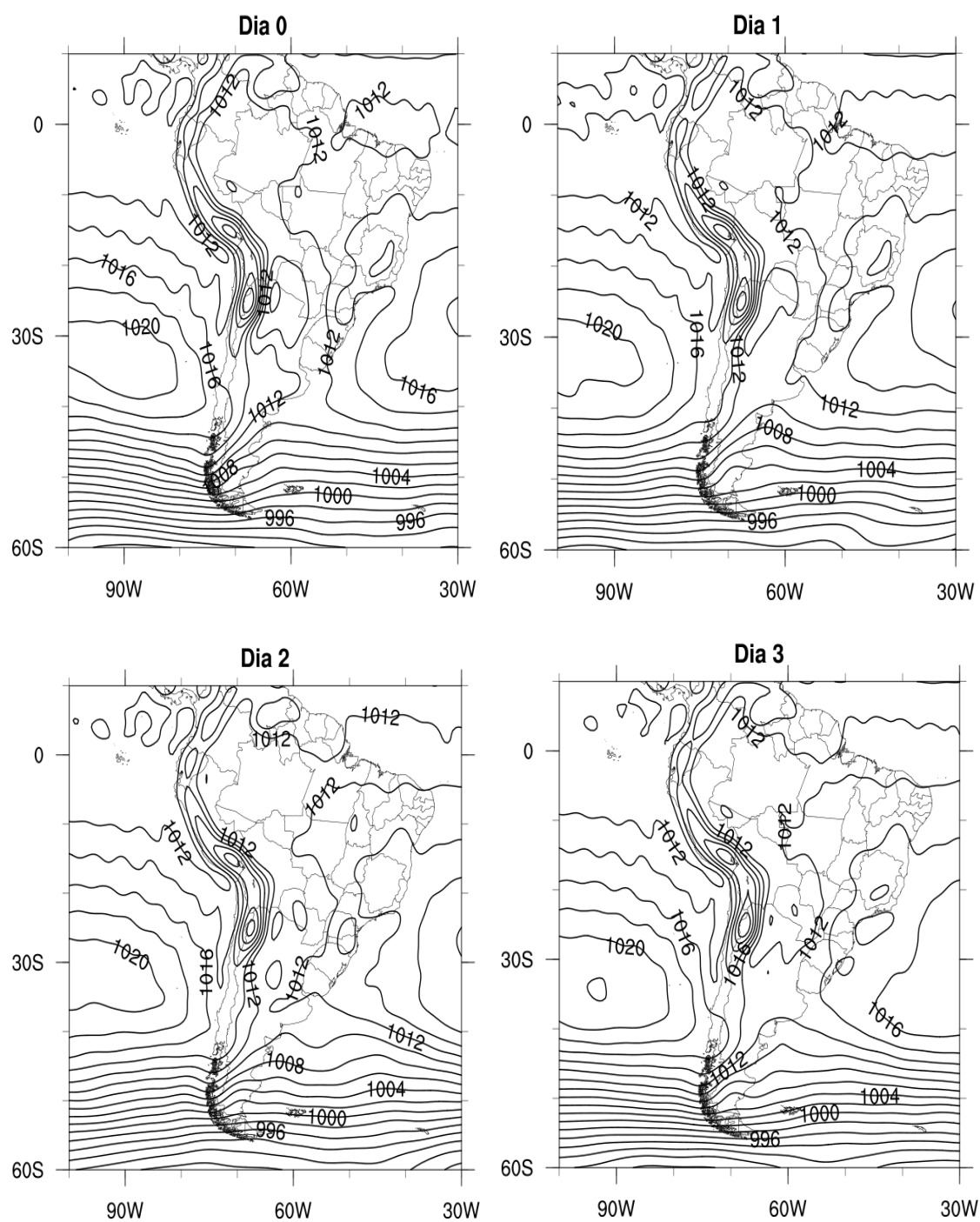
UCCELLINI, L.W.; JOHNSON, D.R. The Coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. **Monthly**

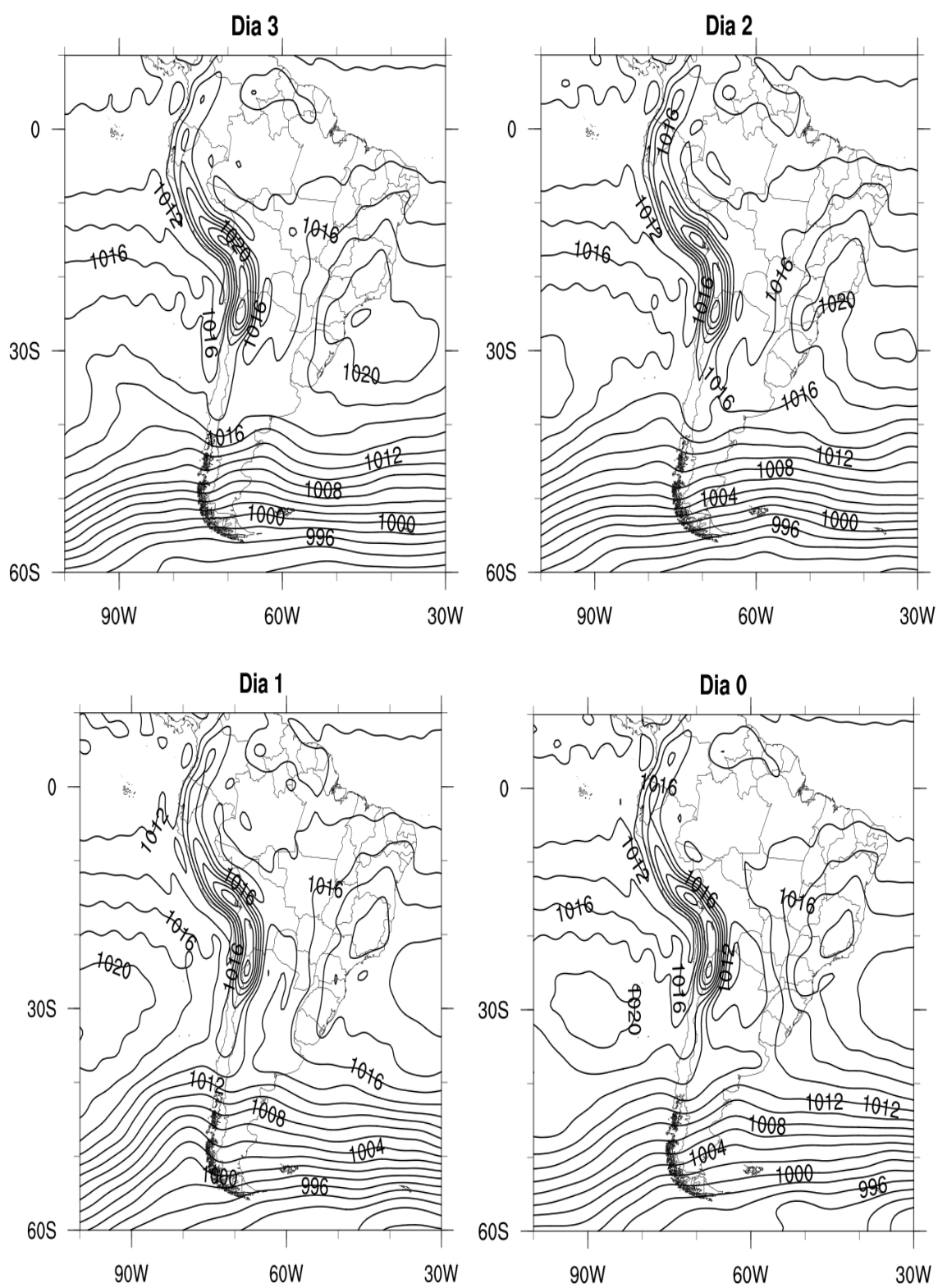
Weather Review, v. 107, n.6, p.682-703, 1979.

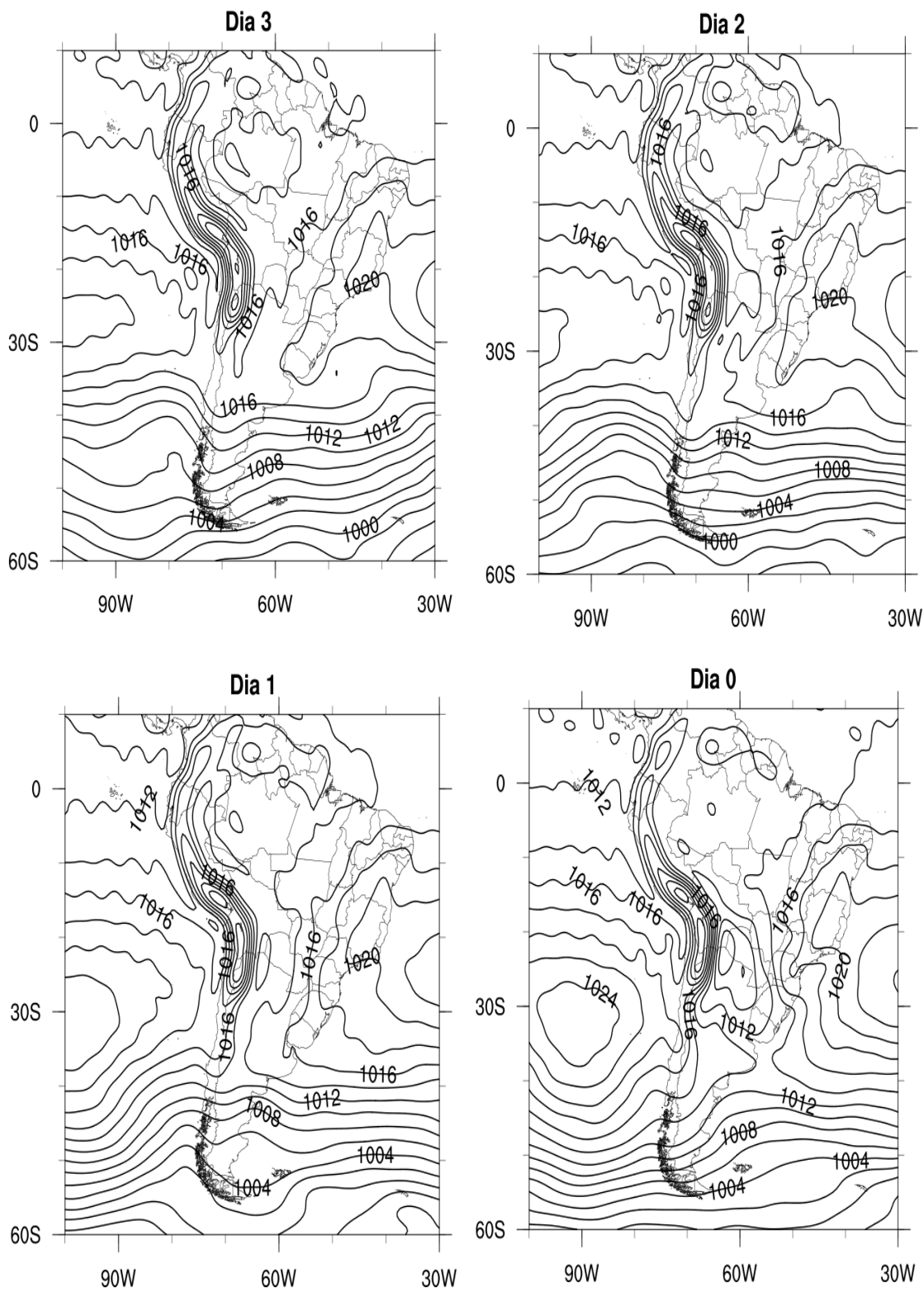
WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences: an introduction**
San Diego: Academic Press, 1995. 470p.

ZIPSER, E. J.; CECIL, D. J.; LIU, C.; NESBITT, S.W.; YORTY, D. P. Where are the most intense thunderstorms on earth? **Bulletin American Meteorology Society**, v. 87, p.1057-1071, 2006.

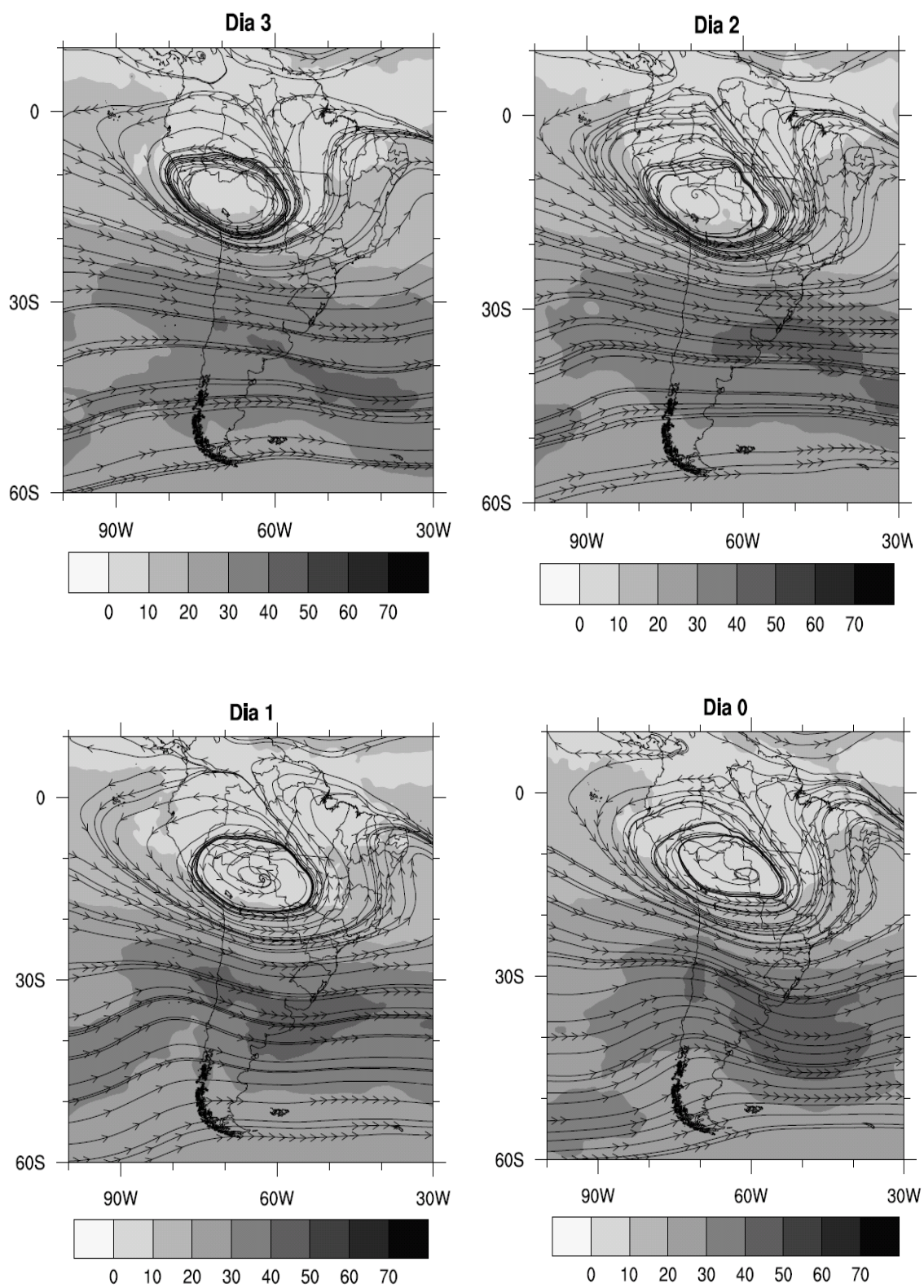
Apêndice

Apêndice A- Campos compostos de PNMM para as estações do verão.

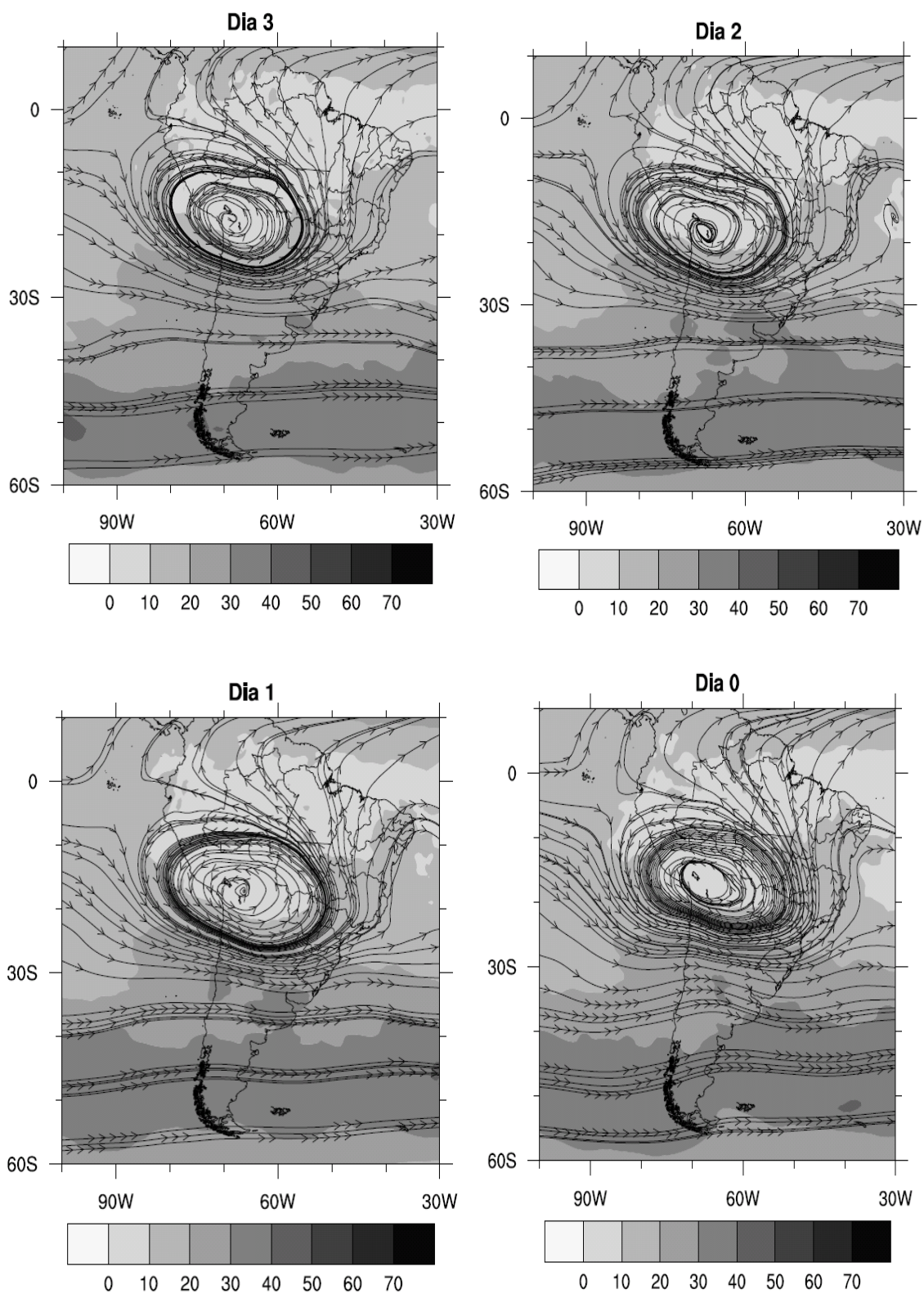
Apêndice B - Campos compostos de PNMM para as estações do outono.

Apêndice C- Campos compostos de PNMM para as estações do inverno.

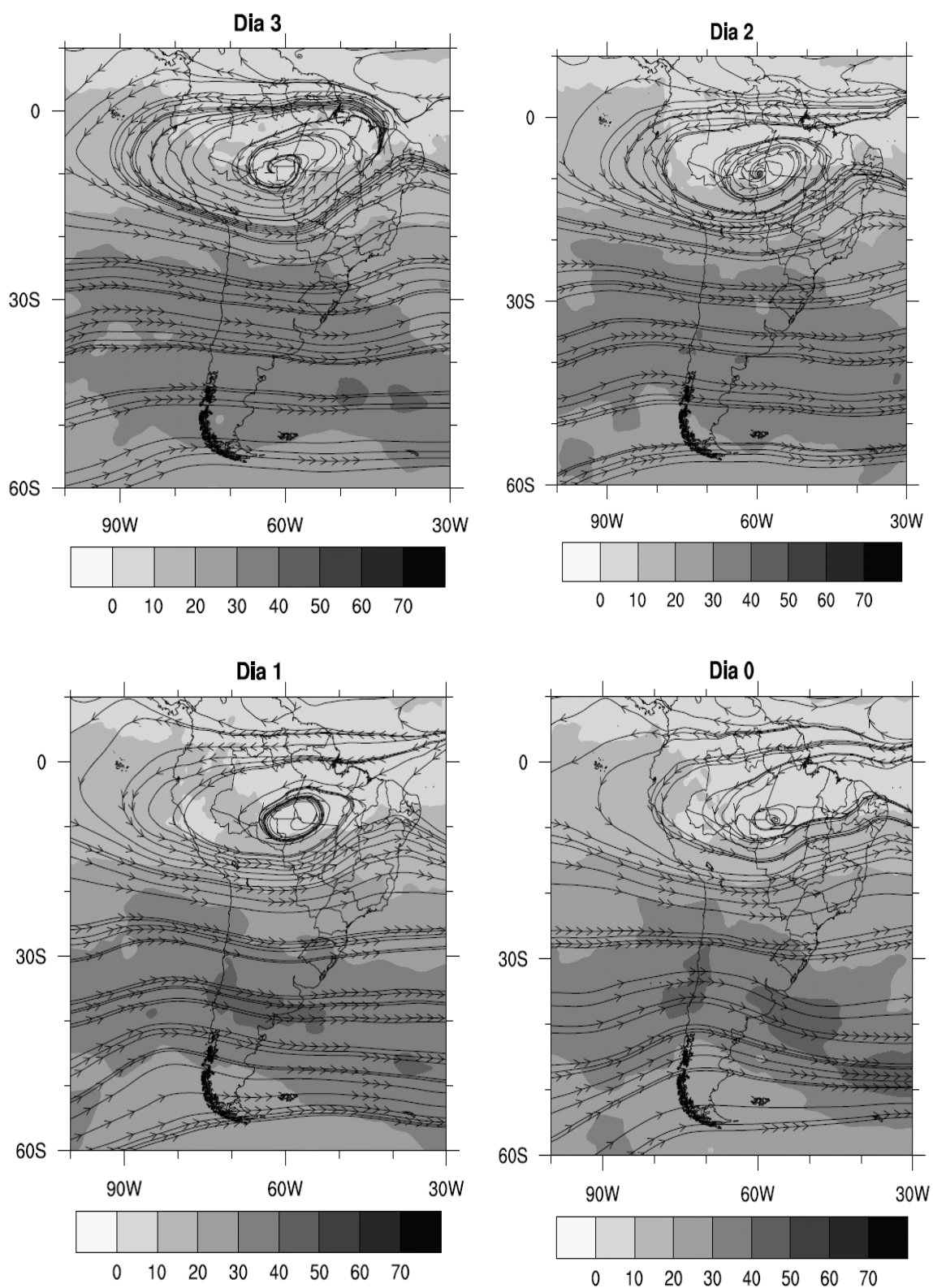
Apêndice D- Campos compostos de magnitude do vento e linhas de corrente em 250 hPa, para estação da primavera.



Apêndice E- Campos compostos de magnitude do vento e linhas de corrente em 250 hPa, para estação do verão.



Apêndice F- Campos compostos de magnitude do vento e linhas de corrente em 250 hPa, para estação do outono.



Apêndice G- Campos compostos de magnitude do vento e linhas de corrente em 250 hPa, para estação do inverno.

