



**Análise Sinótica de um Caso de Precipitação Extrema
Ocorrida na Cidade de Pelotas (RS) em Janeiro de 2009**

Synoptic Analysis of an Extreme Precipitation
Event in the City of Pelotas (RS) in January 2009

Yasmany Guanche Palenzuela¹; Mateus da Silva Texeira²;
Dayana Rabelo Toledo¹ & Magaly de Fatima Correia¹

¹Universidade Federal de Campina Grande, Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas,
Avenida Aprígio Veloso 882, 58429-900, Bairro Universitário, Campina Grande, PB, Brasil

²Universidade Federal de Pelotas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia,
Av. Engenheiro Ildefonso Simões Lopes 2751, Arco-Íris, 96060-290, Pelotas, Rio Grande do Sul, Brasil
E-mails: yasmany.guanche24@gmail.com;

mateus.teixeira@ufpel.edu.br; dayanaguanche89@gmail.com; magaly_correia@yahoo.com.br

Recebido em: 20/02/2019 Aprovado em: 10/05/2019

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2019_2_259_273

Resumo

Este estudo tem como principal objetivo analisar as condições sinóticas do evento de chuva extrema ocorrido no município de Pelotas, RS, durante o dia 28 de janeiro de 2009. Os totais de precipitação em 24 horas em todo o município superaram os 100 mm, sendo que a maior quantidade foi registrada na Estação Experimental Cascata com 556 mm das 12 UTC do dia 28 até as 12 UTC do dia 29 de janeiro de 2009, acumulado bem significativo e pouco comum de acontecer. A análise sinótica das condições atmosféricas demonstrou que o principal fator para a ocorrência das chuvas intensas foi um processo de ciclogênese que apresentou uma forte convergência do vento em baixos níveis, levando a uma forte convergência de fluxo de umidade na camada 1000-700 hPa. Esse processo ocorreu num ambiente com fraca baroclinia, resultando em advecção quente inexpressiva, e também fraca advecção de vortacidade em níveis médios. Perfis termodinâmicos indicaram condições fortemente instáveis, mas com fraco cisalhamento vertical do vento, que pode ter colaborado para uma maior eficiência de precipitação. Nas cartas sinóticas observa-se uma posterior formação de um ciclone com características subtropicais, mas que não colaborou para a chuva observada.

Palavras-chave: chuvas intensas; ciclone subtropical; ciclogênese

Abstract

The main goal of this study is to evaluate the synoptic conditions associated with an extreme rainfall event occurred in the city of Pelotas, RS, Brazil, at 28 January 2009. The 24-hour rain gauge records show values above 100 mm, with a maximum of 556 mm. The synoptic analysis helped to verify that a cyclogenesis over the state of RS was the main atmospheric process in this event. It contributed to strong moisture flux convergence in the lower troposphere (1000-700 hPa layer). Also, this cyclogenesis occurred in a weak baroclinic environment, in which very weak warm advection was observed in the lower troposphere. Weak cyclonic vorticity advection was also observed at middle levels. Thermodynamic profiles showed two important characteristics: strong instability and weak vertical wind shear. These conditions could have contributed to increase the precipitation efficiency in that event. Synoptic charts showed a later subtropical cyclone formation, but this cyclone was not responsible for the observed rainfall.

Keywords: intense rainfall; subtropical cyclone; cyclogenesis

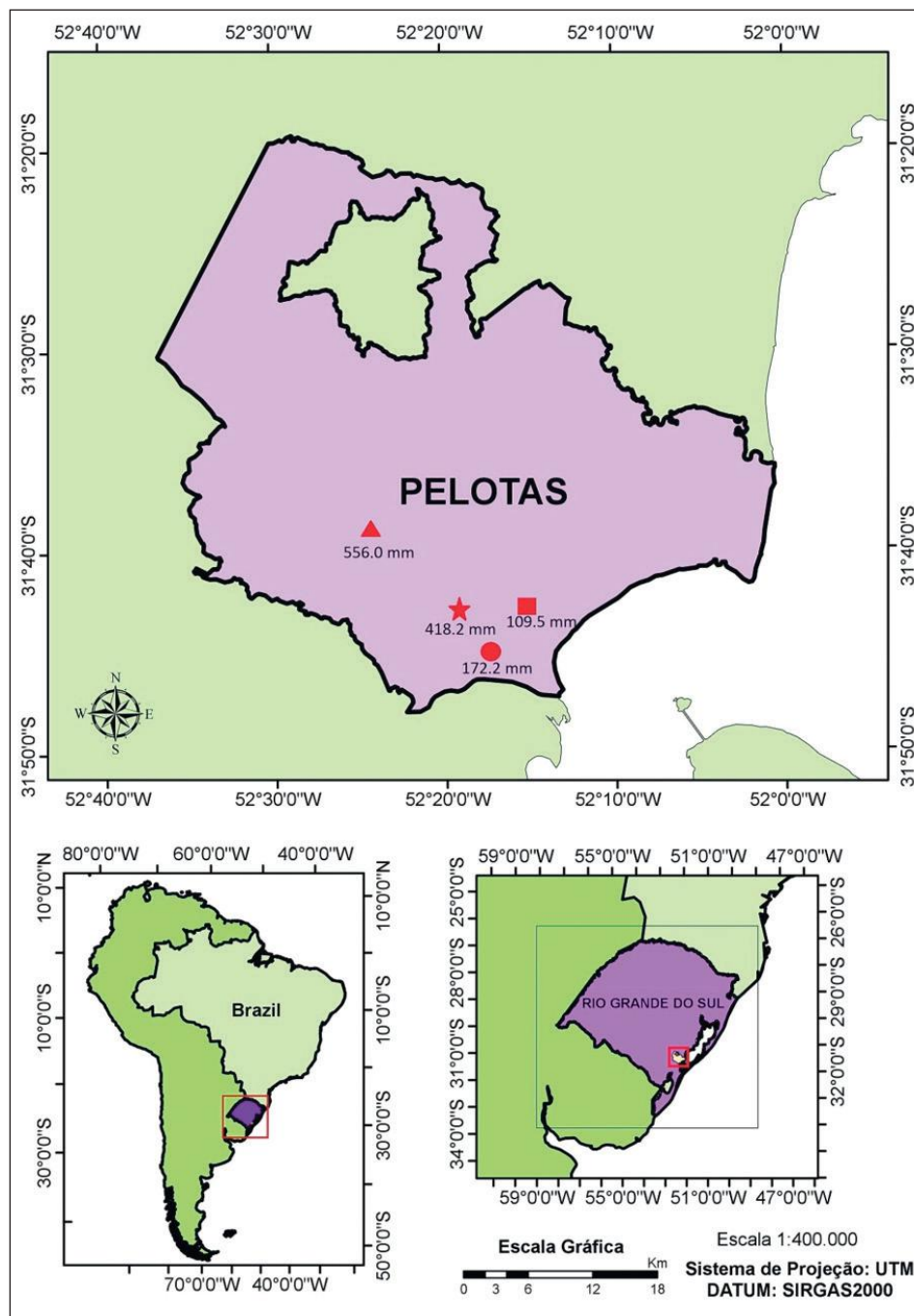
1 Introdução

Durante os últimos anos os desastres naturais têm aumentado consideravelmente no mundo inteiro, chegando a ser responsáveis por expressivos danos e perdas, tanto de caráter social quanto econômico e ambiental. Podem ser considerados como desastres naturais eventos de maior escala como terremotos, tsunamis, erupções vulcânicas, ciclones e furacões, além de processos e fenômenos mais localizados, tais como deslizamentos, inundações, subsidências e erosão, os quais podem ocorrer naturalmente ou induzidos pelo homem (Tominaga *et al.*, 2009). Um dos fenômenos meteorológicos que contribui para a ocorrência de desastres naturais é a precipitação, principalmente as chuvas intensas e as persistentes (Kobiyama *et al.*, 2006; Alvarenga, 2012; Prieto & Teixeira, 2016). São consideradas como chuvas intensas aquelas precipitações que acumulam uma grande quantidade de água na superfície em um curto período de tempo, impedindo que o escoamento das águas pluviais ocorra com a rapidez necessária para evitar inundações através de sistemas de drenagem naturais ou artificiais (Konrad, 1997; Harnack *et al.*, 1999; Teixeira, 2009), enquanto as persistentes são as que perduram por períodos de tempo consideráveis (dias e até semanas), acarretando acumulados bem significativos e impossibilitando que o solo possa drenar toda a água precipitada (Brandão & Fisch, 2008; Prieto, 2016). As principais consequências que podem acarretar essas chuvas intensas e/ou persistentes são as enchentes, inundações e alagamentos, os quais podem ainda ser agravados por outros fenômenos entre os quais se destacam os ventos fortes e granizos (Teixeira, 2004).

Durante os últimos anos, as condições sinóticas que favorecem a ocorrência desse tipo de precipitação vêm sendo estudadas por muitos pesquisadores, com o objetivo de identificar padrões atmosféricos significativos que sejam relevantes na previsão do fenômeno com um determinado tempo de antecedência, possibilitando a tomada de decisão por agentes políticos e de órgãos operacionais como a Defesa Civil, Prefeitura, entre outros. Riquetti *et al.* (2018) estudaram um caso de chuva intensa acontecido em Foz do Iguaçu-PR no mês de setembro de 2015 e concluíram que os principais fatores que contribuíram para ocorrência dessas precipita-

ções foram as forçantes térmicas, oriundas de baixos níveis, a advecção de temperatura e o transporte de umidade devido ao escoamento de norte, favorecido pela presença do jato de baixos níveis; e também por mecanismos dinâmicos em altos níveis, como a corrente de jato, escoamento difluente e advecção de vortacidade ciclônica. Além de situações favoráveis em escala sinótica, os eventos de precipitações intensas são fortalecidos por condições ambientais em menor escala, cuja atuação conjunta pode gerar grandes acumulados em um curto período de tempo. Estudos a partir da análise de parâmetros de tempo severo são uma das principais ferramentas para conhecer o comportamento da atmosfera na escala local (Nascimento, 2005) e determinar se uma região pode contribuir na intensificação ou enfraquecimento de um fenômeno meteorológico de escala sinótica. Machado *et al.* (2017) fizeram simulações de quatro eventos de tempestades severas no sul do Brasil e obtiveram resultados significativos, com valores de índices de severidade muito próximos aos observados realmente em cada aeroporto.

De acordo com Grimm (2009) a precipitação no sul do Brasil apresenta uma notável transição no norte da região, com uma estação chuvosa bem marcada desde o início da primavera até o fim do verão e uma diferença considerável no outono e inverno. Entretanto, no sul, a precipitação é praticamente homogênea ao longo do ano, com poucas diferenças observadas entre o verão e o inverno. O estado do Rio Grande do Sul (RS) está localizado em uma região de transição entre os trópicos e as latitudes médias, apresentando um relevo acidentado onde é possível observar planícies, planaltos e depressões em toda a sua geografia. O município de Pelotas (Figura 1) encontra-se localizado no sudeste do estado. As condições do tempo no RS são influenciadas por diversos sistemas meteorológicos e eventos climáticos, entre os quais os mais importantes geradores de precipitação são os Sistemas Frontais (SF), Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), o El Niño-Oscilação-Sul (ENOS), os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) e os bloqueios atmosféricos. A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) influencia também nas condições do tempo no estado, sendo uma das principais causas de estiagens, principalmente durante o período de verão austral (Grimm, 2009).



Segundo Britto *et al.* (2006) durante o verão austral, no RS a maior quantidade de precipitação está concentrada na sub-região nordeste do Estado, a qual é atingida por chuvas convectivas que estão associadas aos SF, os quais, sendo mais ativos sobre o Oceano Atlântico, são a causa fundamental das precipitações nessa época do ano. Embora a cidade

de Pelotas não esteja na região nordeste do RS, nessa época do ano é possível observar precipitações também relacionadas a SF que podem registrar grandes acumulados. Um exemplo disso foram as chuvas acontecidas na cidade no dia 28 de janeiro de 2009, que acarretaram em casos de alagamentos na área urbana, com efeitos devastadores em toda a região.

Segundo dados da Coordenadoria Regional de Defesa Civil do RS (CRDCRS, 2016), as chuvas provocaram um total de 14 mortes, a interdição de estradas e transbordamentos de rios. O objetivo fundamental deste trabalho é analisar as condições sinóticas associadas a este caso de evento extremo e identificar o sistema cuja influência ocasionou toda essa quantidade de chuva na região.

2 Material e Métodos

2.1 Dados Utilizados

Os dados de chuva foram coletados por meio de quatro pluviômetros pertencentes à Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), instalados em diferentes regiões da cidade de Pelotas (Figura 1): na sede principal da Embrapa Clima Temperado, localizada próxima à estrada de Pelotas a Canguçu, na Estação Experimental Cascata, localizada na mesma estrada, na Estação Experimental de Terras Baixas, junto ao Campus da Universidade Federal de Pelotas (UFPEL), e no Centro de Pesquisas e Previsões Meteorológicas da UFPEL.

Para realizar as análises sinóticas foram utilizados dados em ponto de grade gerados a partir do *Global Forecast System* (GFS), que é um modelo de previsão do tempo produzido pelo *National Center for Environmental Prediction* (NCEP), pertencente ao *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). O objetivo principal do uso dos dados do GFS foi avaliar as condições atmosféricas com informações mais próximas das disponíveis na época que aconteceu o evento, permitindo mostrar a dificuldade da avaliação do caso nos momentos prévios a sua ocorrência. Esses dados permitem analisar as condições atmosféricas em escala global. No estudo do evento extremo apresentado neste trabalho foram consideradas as condições atmosféricas existentes no período de 48 horas (24 horas antes até 24 horas depois da ocorrência da chuva).

As saídas do modelo compreendem 26 níveis na vertical, com 4 horários diários disponíveis (00, 06, 12 e 18 UTC) e resolução horizontal de $0,5^\circ$ de latitude x $0,5^\circ$ de longitude. Também foram usadas imagens do canal infravermelho do satélite GOES 10 (*Geostationary Operational Environmental Sa-*

tellite), com resolução espacial de 4 km e temporal de 15 minutos, disponibilizadas pela Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA), e as cartas sinóticas de superfície, níveis médios e altitude, elaboradas pelo Grupo de Previsão do Tempo (GPT), ambos pertencentes ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE).

Além disso foram utilizados dados de sondagem do aeroporto internacional Salgado Filho, situado na cidade de Porto Alegre, disponíveis no site da Universidade de Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>), com o objetivo de analisar as condições atmosféricas em escala local existentes na região.

2.2 Análise Sinótica das Chuvas no Município de Pelotas

Variáveis fornecidas pelo modelo GFS:

Para conhecer as condições sinóticas que favoreceram a ocorrência das chuvas intensas observadas em Pelotas foram analisados os mapas de pressão atmosférica ao nível médio do mar (PNMM) e da altura geopotencial nos níveis de 1000, 850, 500 e 250 hPa, com o objetivo de identificar o deslocamento dos sistemas sinóticos presentes na região 24 horas antes e durante a ocorrência das chuvas. As variáveis utilizadas foram: altura geopotencial (Z), componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, temperatura do ar (T), velocidade vertical ômega (ω), umidade específica (q), *Convective Available Potential Energy* (CAPE), *Lifted Index* (LI) e *Convective Inhibition Index* (CIN).

Variáveis e parâmetros termodinâmicos calculados:

Foram calculadas diversas variáveis e parâmetros para analisar a situação sinótica e termodinâmica existente durante a ocorrência das chuvas intensas. Elas são a divergência do vento em 250 e 850 hPa, a divergência do fluxo de umidade em baixos níveis e integrado na vertical entre 1000 hPa e 700 hPa, a advecção de vortacidade em 500 hPa e de temperatura em 850 hPa e o índice termodinâmico K, calculado a partir da equação 1 (George 1960)

$$K = T_{850} + Td_{850} - T_{500} - (T_{700} - Td_{700}) \quad (1)$$

sendo T ($^{\circ}\text{C}$) a temperatura do ar e Td ($^{\circ}\text{C}$) a temperatura de ponto de orvalho nos níveis (em hPa) indicados em subscrito.

Os campos meteorológicos foram gerados mediante a ferramenta de visualização Linguagem de Comandos do NCAR (NCAR *Command Language*, NCL), disponível de forma gratuita no site do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR - NCL, 2019).

3 Resultados e Discussão

Conforme apresentado na Figura 1, a Estação Experimental Cascata registrou um total de 556,0 mm, no período das 12 UTC do dia 28 até 12 UTC do dia 29 de janeiro, enquanto na sede do Laboratório de Agrometeorologia da Embrapa Clima Temperado, observa-se um acumulado de 418,2 mm, correspondendo aos maiores acumulados registrados por pluviômetros em Pelotas. Na análise horária das chuvas (Figura 2) se observa que os maiores acumulados ocorreram entre 13 UTC e 20 UTC, com o maior valor registrado pela estação de Cascata às 19 UTC, com um total de 141,25 mm em apenas uma hora.

Às 12UTC do dia 28 de janeiro, horário em que começa a se registrar as chuvas nas estações da Cascata e da Embrapa, é possível observar na imagem de satélite (Figura 3A) uma área de instabilidade com forte atividade convectiva sobre o no-

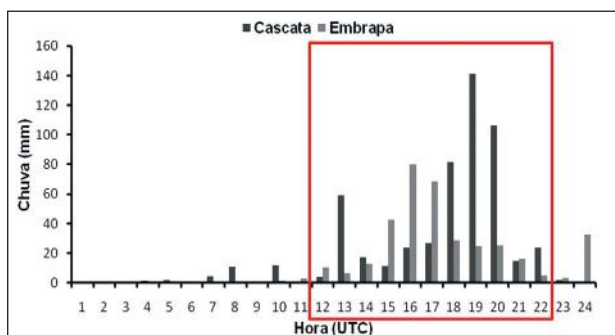


Figura 2 Acumulado horário das precipitações (mm) na sede do Laboratório de Agrometeorologia da Embrapa e a Estação Experimental Cascata durante o dia 28 de janeiro de 2009. O retângulo na cor vermelha ressalta os horários com maiores acumulados nas duas estações.

roeste do Uruguai e o sudoeste do RS, a qual coincidiu com um cavado existente em superfície (Figura 3B). Em níveis médios (Figura 3C) e altos (Figura 3D) se observa um cavado situado a oeste do Uruguai. Na distribuição espacial da temperatura do ar no nível de 1000 hPa verificam-se valores da ordem de 24°C na região de Pelotas. Temperaturas mais altas são observadas ao norte e no centro do continente. Além disso, verifica-se no campo de vento um padrão de circulação no sentido oceano-continente, pelo qual pode-se inferir que não estava existindo advecção quente na área, pois o escoamento está paralelo ao gradiente de temperatura na costa do RS (Figura 4A). Valores do índice K (Figura 4B) acima dos 35°C em praticamente todo o estado de RS mostram uma atmosfera potencialmente instável e conseqüentemente favorável ao desenvolvimento de tempestades severas, especialmente no nordeste do estado. Sobre todo o setor leste do Uruguai e RS é observada uma área de convergência de ventos (Figura 4C) em 850 hPa com valores da ordem de 10^{-5} s^{-1} , os quais, segundo Holton & Hakim (2012), são típicos para a convergência do vento em escala sinótica. Em 250 hPa (Figura 4D) existia uma área de divergência mais para o oeste da região.

Na região de Pelotas é observada também a existência de convergência de fluxo de umidade no nível de 1000 hPa (Figura 5A), com valores da ordem de 10^{-7} s^{-1} , típicos da escala sinótica, enquanto a convergência de fluxo de umidade integrado na camada 1000-700 hPa (Figura 5B) mostra uma grande área de convergência sobre todo RS e Uruguai, com valores até uma ordem de grandeza maior que os valores típicos da escala sinótica. A Figura 5C mostra os campos de velocidade do vento e vorticidade relativa em 925 hPa, sendo possível observar que sobre o sudoeste do RS, a vorticidade apresentava valores negativos da grandeza típica para escala sinótica (Holton & Hakin, 2012), entretanto os ventos mostram uma confluência do escoamento de norte-nordeste sobre a região, e a presença de um giro ciclônico na região do Uruguai e RS. No entanto, a advecção de vorticidade relativa em 500 hPa (Figura 5D), geralmente considerada importante em eventos de precipitação intensa em latitudes médias, neste caso pode-se observar que foi praticamente nula em toda a área.

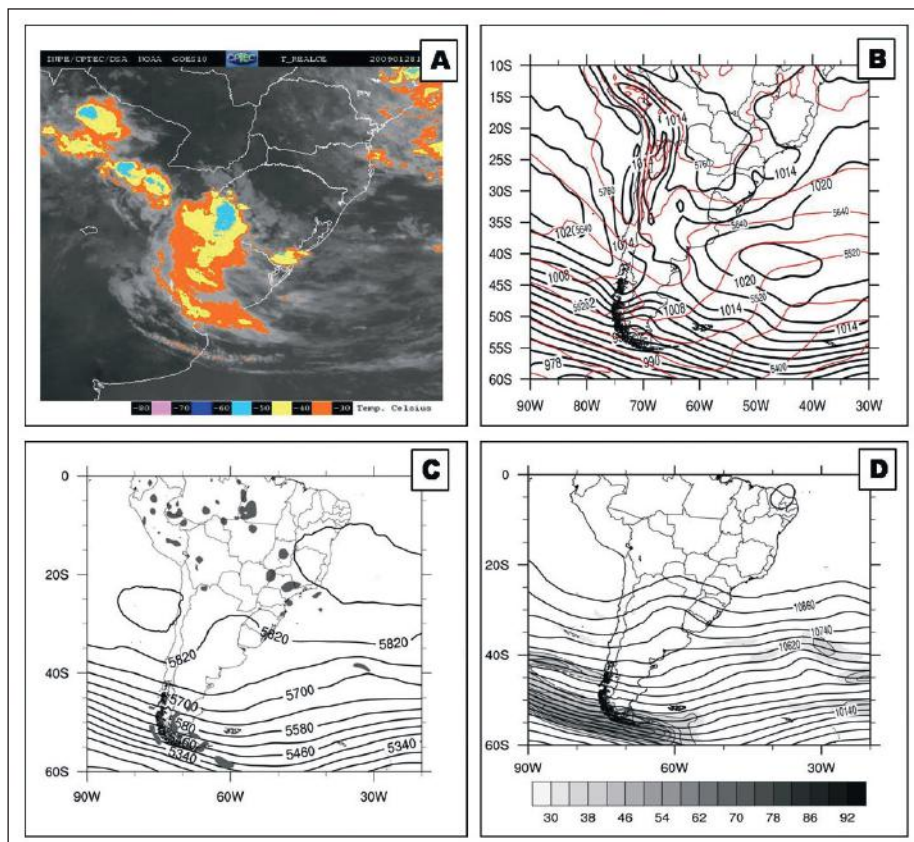


Figura 3
 A. Imagem de satélite;
 B. Espessura da camada 1000-500 hPa [isolinhas vermelhas] (mgp) e PNMM [isolinhas pretas] (hPa);
 C. Altura geopotencial (mgp) e velocidade vertical (Pa s^{-1}) em 500 hPa (apenas movimento ascendente – em cinza);
 D. Altura do geopotencial (mgp) e velocidade do vento (m s^{-1}) em 250 hPa no dia 28 de janeiro de 2009 às 12 UTC.

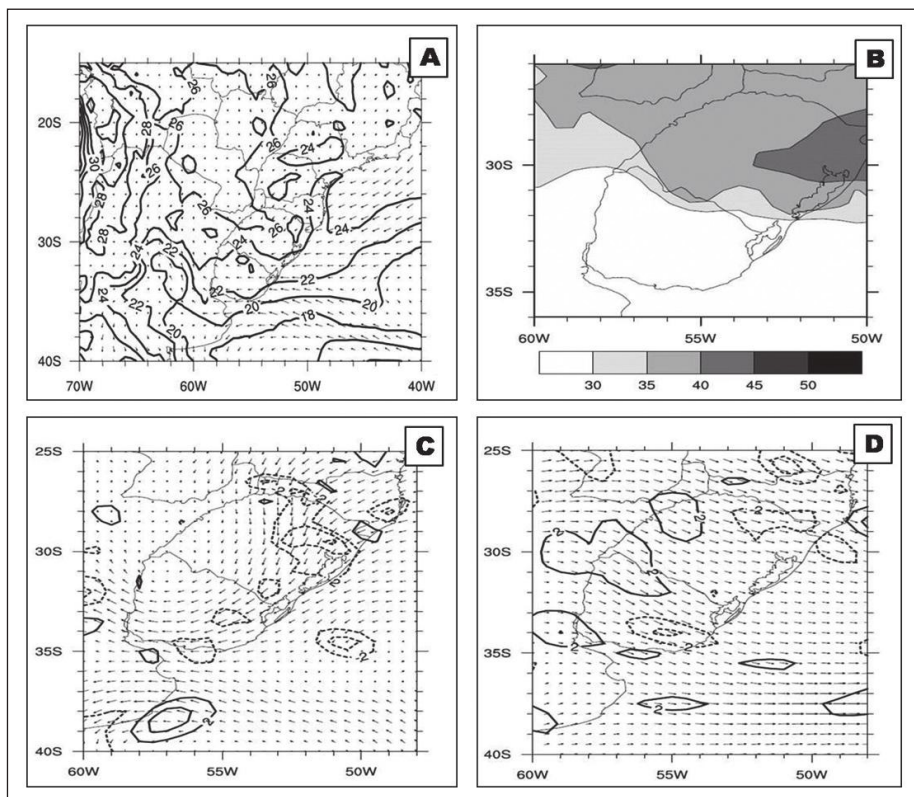


Figura 4
 A. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e vento (m/s) em 1000 hPa;
 B. Índice K ($^{\circ}\text{C}$);
 C. Divergência do vento (10^{-5} s^{-1}) e vento (m s^{-1}) em 850 hPa;
 D. Divergência do vento (10^{-5} s^{-1}) e vento (m s^{-1}) em 250 hPa no dia 28 de janeiro de 2009 às 12 UTC.

No dia 28 de janeiro às 18UTC é possível observar uma grande atividade convectiva sobre todo o sudeste do RS, com a maior intensidade sobre a região de Pelotas, que apresentava nuvens com topos mais frios e, portanto, mais elevados (Figura 6A). A partir desse horário começaram a ser registrados os maiores acumulados de precipitação, e na carta de PNMM (Figura 6B) pode-se observar um cavado em baixos níveis, visível em superfície no sudeste de RS com uma região de pressões mais baixas (1008 hPa) quando comparado com o resto do estado, entretanto o gradiente de espessura (temperatura média dessa camada) era fraco nessa região, sendo mais intenso apenas ao sul do Uruguai. No nível de 500 hPa (Figura 6C) verifica-se que o cavado observado 6 horas antes teve pouco deslocamento, gerando velocidades verticais ascendentes da ordem de 10 Pa s^{-1} , típica para fenômenos de escala sinótica (Holton & Hakim, 2012). Em 250 hPa (Figura 6D) o cavado se manteve também praticamente na mesma posição.

A temperatura em baixos níveis (Figura 7A) aumentou quando comparado com os valores observados 6 horas antes (entre $2-4^\circ\text{C}$ sobre toda a região),

devido em grande parte ao processo de aquecimento diurno. Mesmo assim, o aumento não foi muito relevante, produto da nebulosidade existente durante todo o período. No entanto, o escoamento no sentido oceano-continente permanecia transportando ar com temperaturas relativamente mais baixas para a região de Pelotas. Os valores do índice K (Figura 7B) aumentaram em relação aos observados 6 horas antes, possivelmente associado com o aumento da umidade em baixos níveis e também influenciado pelo ciclo diurno da temperatura, porém sem diferenças muito grandes, devido ao alto conteúdo de umidade do ar nos níveis médios da atmosfera e do tempo nublado. Outro fator que contribuiu para intensificação do sistema foi a configuração do campo de divergência do vento tanto em baixos quanto em altos níveis. Em 850 hPa (Figura 7C) se observa uma área de convergência sobre grande parte da região sul do RS e o centro-leste do Uruguai, com valores da ordem típica para fenômenos em escala sinótica, enquanto em 250 hPa (Figura 7D) sobre todo o sul do Brasil existia uma extensa área de divergência, também com valores típicos de escala sinótica.

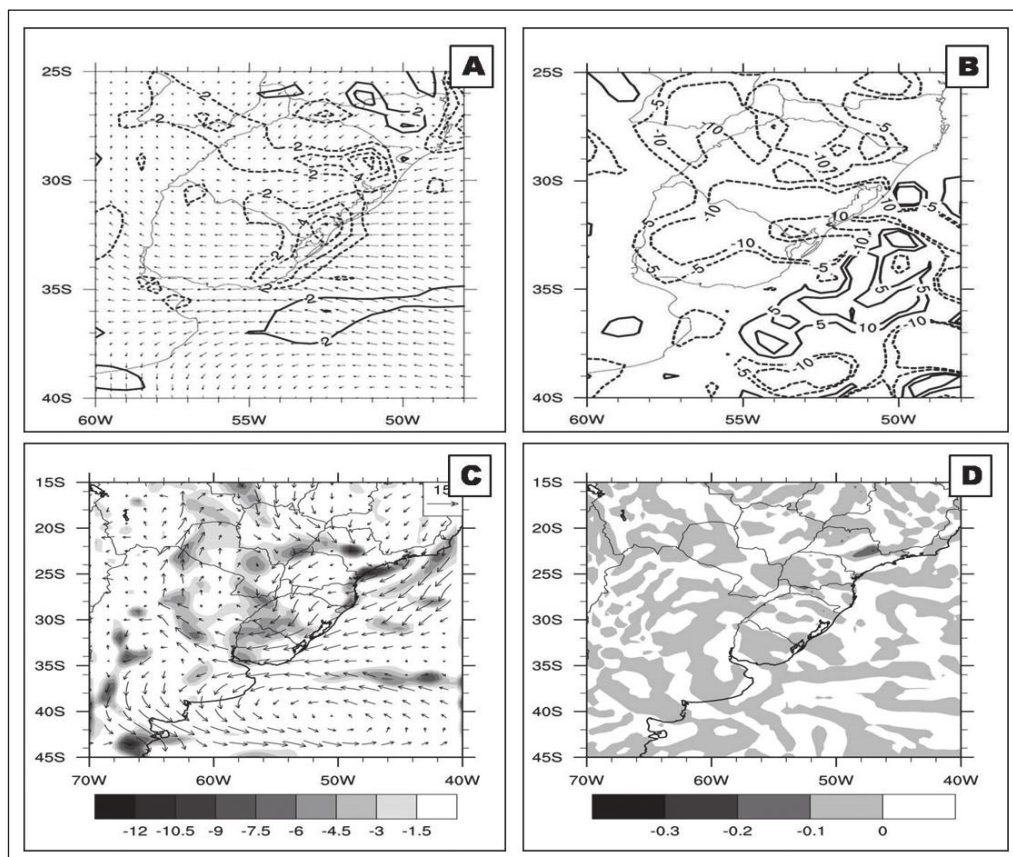


Figura 5
 A. Convergência de fluxo de umidade (10^{-7} s^{-1}) e vento (m s^{-1}) em 1000 hPa;
 B. Convergência de fluxo de umidade (10^{-7} s^{-1}) integrado na camada 1000-700 hPa;
 C. Velocidade do vento (m s^{-1}) e vorticidade relativa (10^{-4} s^{-1}) em 925 hPa;
 D. Advecção de vorticidade (10^{-7} s^{-2}) em 500 hPa no dia 28 de janeiro de 2009 às 12UTC.

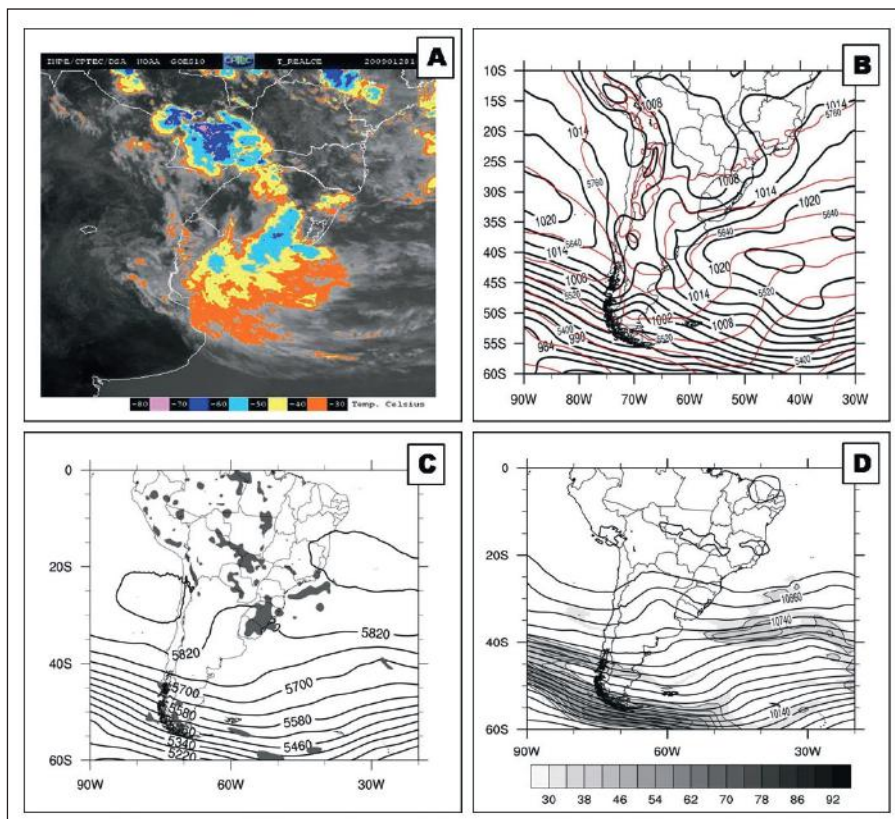


Figura 6
 A. Imagem de satélite;
 B. Espessura da camada 1000-500 hPa [isolinhas vermelhas] (mgp) e PNMM [isolinhas pretas] (hPa);
 C. Altura geopotencial (mgp) e velocidade vertical (Pa s^{-1}) em 500 hPa (apenas movimento ascendente - em cinza);
 D. Altura do geopotencial (mgp) e velocidade do vento (m s^{-1}) em 250 hPa no dia 28 de janeiro de 2009 às 18 UTC.

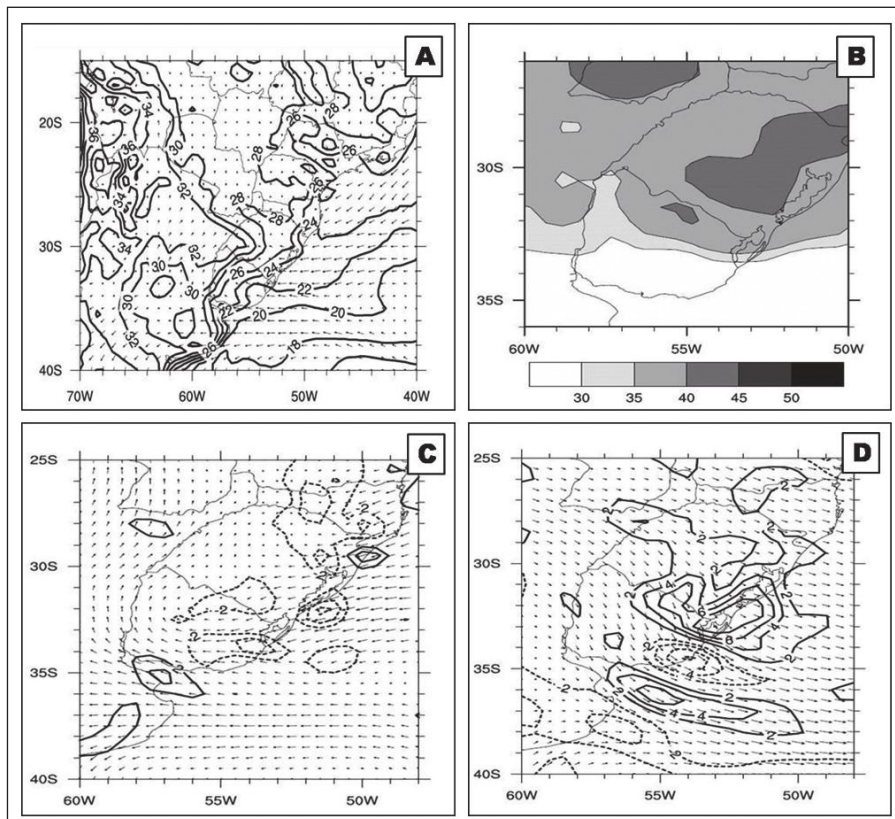
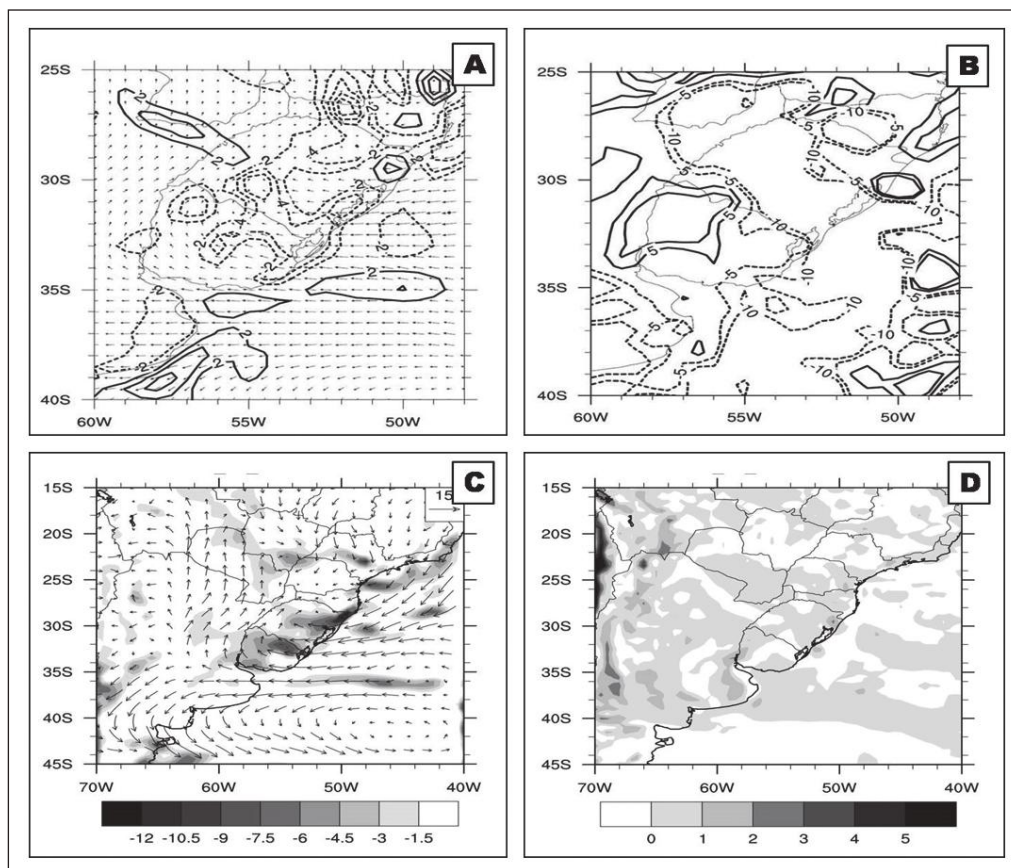


Figura 7
 A. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e vento (m s^{-1}) em 1000 hPa;
 B. Índice K ($^{\circ}\text{C}$);
 C. Divergência do vento (10^{-5} s^{-1}) e vento (m s^{-1}) em 850 hPa;
 D. Divergência do vento (10^{-5} s^{-1}) e vento (m s^{-1}) em 250 hPa no dia 28 de janeiro de 2009 às 18 UTC.

Em 1000 hPa (Figura 8A) a área de abrangência de convergência do fluxo de umidade aumentou em todo o centro-leste do estado e no nordeste do Uruguai, quando comparado com a distribuição espacial desta variável existente 6 horas antes, apesar dos valores não terem aumentado. Entre 1000-700 hPa a convergência de fluxo de umidade integrado nessa camada (Figura 8B) mostra uma grande área de convergência sobre toda a região, com valores elevados, a qual favoreceu todos os processos convectivos que aconteceram durante esse horário. A vorticidade relativa em 925 hPa (Figura 8C) aumentou quando comparado com 6 horas antes, entretanto o vento ainda era intenso, com escoamento de leste sobre toda a área de instabilidade e um giro ciclônico entre Uruguai e RS. Como observado na Figura 8D, a advecção de temperatura sobre a região, similar ao acontecido com a advecção de vorticidade, era praticamente nula. Esse resultado permite dizer que esses dois fatores não atuaram de forma a contribuir com a precipitação que estava acontecendo na área, devido a um fraco gradiente tanto meridional quanto zonal de vorticidade e temperatura, respectivamente em baixos e médios níveis.

Como observado na imagem de satélite (Figura 9A) do dia 29 às 00 UTC e verificado nos acumulados horários (Figura 3), as chuvas continuaram na cidade, mas com uma intensidade menor, comparada com as que aconteceram algumas horas antes. Isso porque a atividade convectiva se deslocou para o leste, até o oceano. A situação sinótica sobre a região mudou pouco, com um cavado bem definido em baixos e médios níveis (Figura 9B) sobre o sudoeste do RS, formando um pequeno centro de baixas pressões em superfície ainda com 1008 hPa. Em 500 hPa (Figura 9C) e 250 hPa (Figura 9D) existia a presença dos cavados observados horas antes, que mesmo não contribuindo de forma considerável para gerar toda a quantidade de chuva precipitada, era uma situação que favoreceu a instabilidade em superfície no sudeste do RS. A partir desse horário as precipitações diminuíram quase completamente sobre Pelotas, entretanto foi possível observar que começou a formação de um ciclone no oceano, pelo que podemos dizer que toda essa chuva registrada no município foi produto de um processo de ciclogênese que estava acontecendo.

Figura 8
 A. Convergência de fluxo de umidade ($10^{-7} s^{-1}$) e vento ($m s^{-1}$) em 1000 hPa;
 B. Convergência de fluxo de umidade ($10^{-7} s^{-1}$) integrado na camada 1000-700 hPa;
 C. Velocidade do vento ($m s^{-1}$) e vorticidade relativa ($10^{-4} s^{-1}$) em 925 hPa;
 D. Advecção de temperatura ($10^{-4} K s^{-1}$) em 850 hPa no dia 28 de janeiro de 2009 às 18UTC.



Em nenhum instante se observaram magnitudes extremas nos campos sinóticos avaliados que possam justificar toda a quantidade de precipitação registrada, pelo que se faz evidente que o principal mecanismo causador desse evento foi a influência conjunta de condições favoráveis em escala sinótica e na escala local (mesoescala) muito propícias para gerar toda essa convecção. Para analisar o comportamento das condições existentes em menor escala foram utilizadas as sondagens do aeroporto internacional Salgado Filho, na cidade de Porto Alegre (Figura 10), localizado aproximadamente a 250 km de distância do município de Pelotas. Os perfis termodinâmicos obtidos das radiossondagens mostram uma atmosfera fortemente instável às 00 UTC do dia 28 (Figura 10A), com uma CAPE de 1970 J kg^{-1} , a camada inferior da troposfera (abaixo de 700 hPa) bastante úmida e a camada superior (entre 700 e 300 hPa) muito seca. Na radiossondagem das 12 UTC (Figura 10B) observa-se um aumento na instabilidade, com uma CAPE de 2692 J kg^{-1} , mantendo ainda uma camada bem úmida em baixos níveis e seca em médios e altos níveis. Essa estrutura termodinâmica representa um aspecto físico relevante, comumente observado em ambientes de convecção intensa e desenvolvimento de tempestades severas. Já no perfil termodinâmico das 00 UTC do dia 29 de janeiro (Figura 10C) há uma diminuição na instabilidade, o valor da CAPE diminuiu até 1501 J kg^{-1} , assim como também na diferença de conteúdo de umidade, sendo coerente com a diminuição das precipitações. Os perfis termodinâmicos mostram também um fraco cisalhamento vertical do vento na metade baixa da troposfera, condição que desfavorece a ocorrência de tempo severo, mas ao mesmo tempo contribui para maior eficiência da precipitação. Apesar desse fraco cisalhamento, pode-se observar, pelo giro do vento com a altura, advecções quente (abaixo de 700 hPa) e fria (acima de 700 hPa). As advecções não são elevadas em magnitude (ver, por exemplo, Figura 5D), mas colaboram para ampliar a instabilidade atmosférica, com ar frio se sobrepondo ao ar relativamente mais quente em baixos níveis. Estudos com abordagens semelhantes (Marwitz, 1972; Silva Dias, 1987) mostram que a eficiência da precipitação de uma tempestade (razão entre a precipitação observada e o fluxo de vapor na base da nuvem) é tanto maior quanto menor for o cisalhamento vertical do vento entre a base e o topo da nuvem. Muito embora, as tempestades mais severas (vento e granizo) ocorram em ambientes com fortes cisalhamentos verticais do vento. Xu & Zipser (2015), em um estudo sobre características da precipitação

em regimes convectivos contrastantes, mostram uma forte correlação entre maior eficiência de chuva e o enfraquecimento do cisalhamento do vento. É possível supor que esse tenha sido um fator importante neste caso. As imagens de satélite mostram topos de nuvens sobre a área de estudo com temperaturas mínimas de aproximadamente -60°C (Figura 6A e 9A). Essas mesmas imagens mostram topos de nuvens com temperaturas inferiores a -80°C na região do Paraguai e oeste do Paraná. Com certeza, essas últimas destacam-se em relação às primeiras, devido a maior atividade convectiva e uma associação com maior quantidade de chuva normalmente assumidas para nuvens com topos mais elevados. Desta forma, presume-se que a eficiência de precipitação foi muito elevada nas nuvens geradas sobre a área de estudo.

Esses resultados concordam parcialmente com afirmações apresentadas em outros estudos sinóticos sobre esse evento de chuva intensa (Bainy & Teixeira, 2012; Rasera & Campos, 2014), os quais observaram que as causas fundamentais dos grandes acumulados de precipitação foram a convergência do fluxo de umidade, a convergência do vento em baixos e divergência em altos níveis, além da permanência de uma configuração favorável em todos os níveis da atmosfera por um período de tempo considerável. Entretanto, esses estudos não analisaram as condições de estabilidade vertical, que, como mostrado, podem ter contribuído de maneira significativa para o grande acumulado de chuva observado.

Além disso, condições típicas para a formação de um ciclone extratropical não estavam acontecendo (forte baroclinia, advecção de vorticidade e de temperatura), mesmo existindo um cavado bem definido em praticamente todos os níveis da atmosfera. Inclusive, o gradiente térmico era fraco, quando comparado com o gradiente esperado para a época do ano. Isso pode levar à conclusão que não foi um ciclone extratropical que se originou na região, razão que motivou a realização de novas análises para avaliar a existência de características típicas de um ciclone subtropical. Para isso foram analisados os campos de vorticidade relativa e vento em 925 hPa a partir do dia 29 de janeiro às 00 UTC, adotando o critério usado por vários autores (Guishard *et al.*, 2009; Gozzo *et al.*, 2014; da Rocha *et al.*, 2019), que demonstram que um ciclone é classificado como subtropical quando apresenta uma vorticidade relativa menor do que $-1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ por mais de 24 horas consecutivas. Além disso, se a velocidade do vento durante todo esse período é maior que 17 m s^{-1} se considera como um ciclone híbrido, que apresenta características subtropicais e extratropicais.

Análise Sinótica de um Caso de Precipitação Extrema Ocorrida na Cidade de Pelotas (RS) em Janeiro de 2009

Yasmany Guancho Palenzuela; Mateus da Silva Texeira; Dayana Rabelo Toledo & Magaly de Fatima Correia

Figura 9
 A. Imagem de satélite;
 B. Espessura da camada 1000-500 hPa [isolinhas vermelhas] (m_{gp}) e PNMM [isolinhas pretas] (hPa);
 C. Altura geopotencial (m_{gp}) e velocidade vertical (Pa s^{-1}) em 500 hPa (apenas movimento ascendente - em cinza);
 D. Altura do geopotencial (m_{gp}) e velocidade do vento (m s^{-1}) em 250 hPa no dia 29 de janeiro de 2009 às 00 UTC.

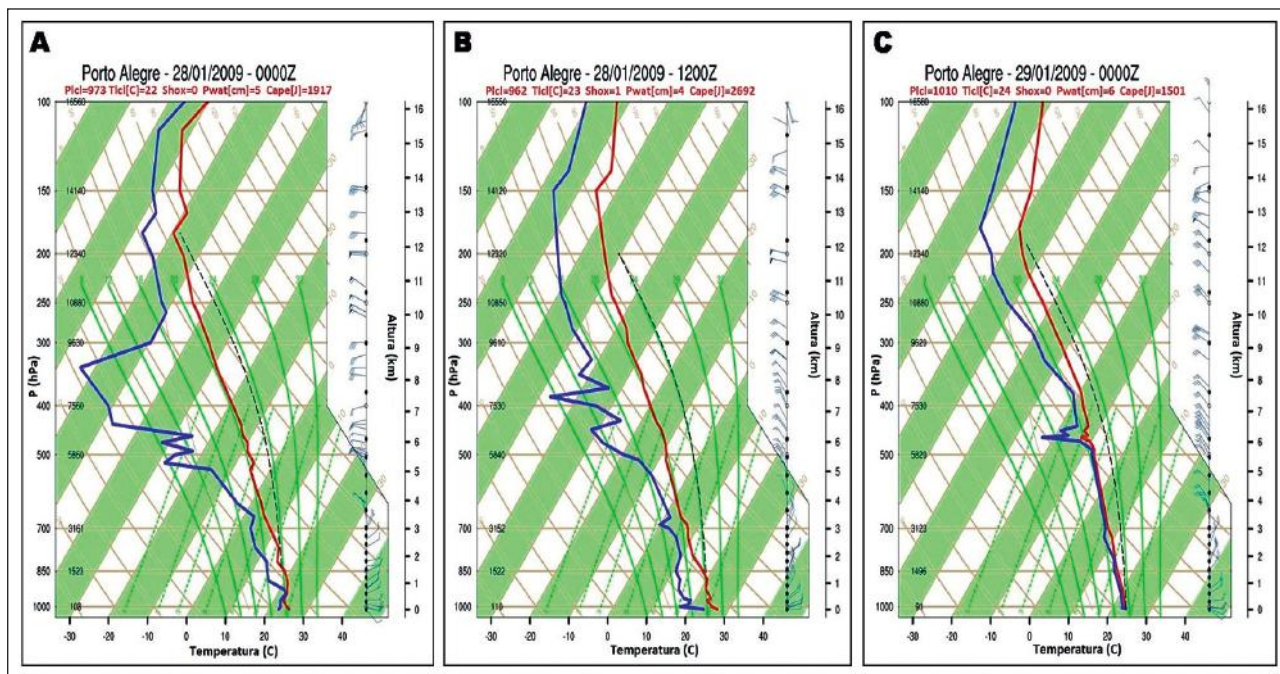
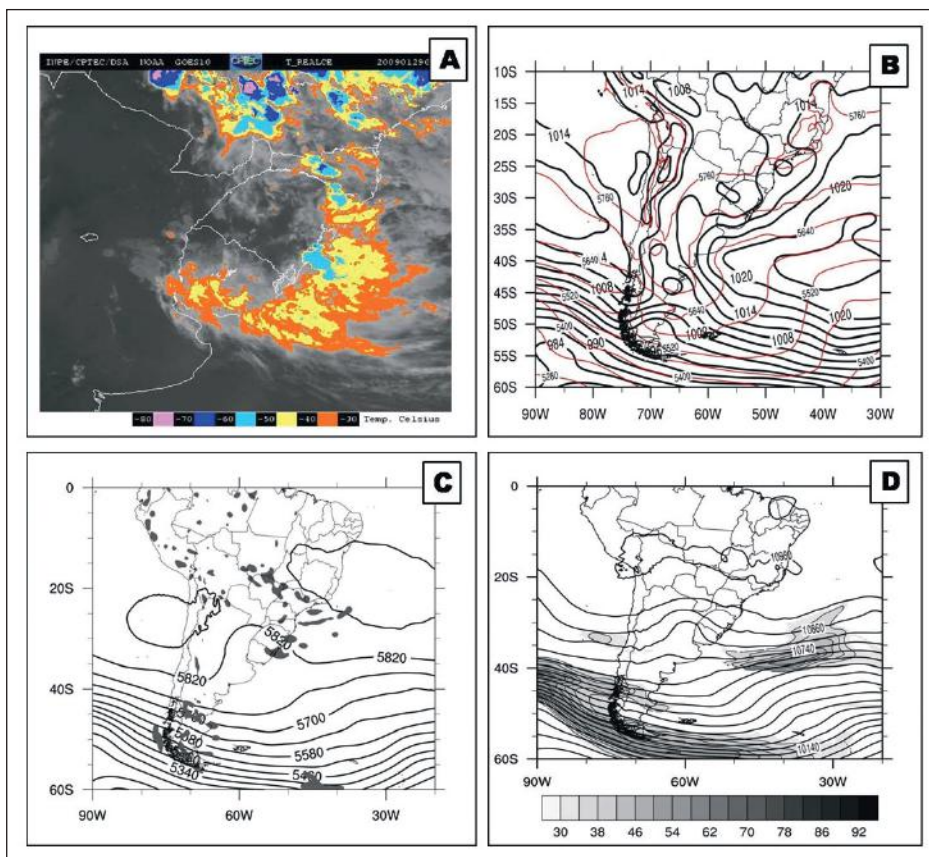


Figura 10 Diagramas termodinâmicos *Skew T-log p* das sondagens do aeroporto internacional Salgado Filho (Porto Alegre) para (A) 28 de janeiro de 2009, às 00UTC; (B) 28 de janeiro de 2009, às 12UTC e (C) 29 de janeiro de 2009, às 00UTC. As linhas vermelhas e azuis referem-se aos perfis verticais de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}\text{C}$), respectivamente.

Neste estudo, como observado na Figura 11, nota-se que durante todo o dia a vorticidade relativa foi de até uma ordem de grandeza maior do que a vorticidade típica de escala sinótica, que em conjunto com as imagens mostradas do dia 28 (Figuras 5C e 8C) é possível verificar que a situação permaneceu por mais de 24 horas, entretanto a velocidade do vento às vezes era elevada e em outras ocasiões era menor do que 17 m s^{-1} . Esse resultado permite concluir que o processo de ciclogênese que deu lugar às precipitações registradas sobre Pelotas no dia 28 de janeiro de 2009 antecedeu à formação de um ciclone subtropical na costa leste do RS, o que não coincide em parte com os resultados apresentados por Rasesa & Campos (2014), que classificaram o ciclone como extratropical.

As cartas sinóticas de superfície e altitude para os dias 29 e 30 de janeiro de 2009 (Figura 12) mostram algumas características associadas aos ciclones subtropicais, além da avaliação da vorticidade relativa próxima à superfície. Pode-se observar que o centro de baixa pressão existente às 00UTC do dia 29 de janeiro (Figura 9B) se intensificou nos horá-

rios posteriores (Figura 12A e 12B), com a presença de um VCAN (Figura 12C e 12D) praticamente em fase com a baixa em superfície. Essa característica também evidencia o caráter barotrópico desse sistema. A presença do cavado em níveis médios e superiores (Figuras 9C, 12C e 12D) indicam a presença de um ar relativamente frio na camada superior da troposfera. Unindo-se a essa característica tem-se a presença de uma camada inferior da troposfera relativamente mais quente, dada a característica dos campos de espessura da camada 1000-500 hPa (Figuras 3B, 6B e 9B). Essa variação vertical de temperatura foi construída pelas advecções quentes e frias em baixos e médios-altos níveis, respectivamente, conforme pode-se observar na radiossondagem das 00UTC do dia 29 de janeiro, lembrando que um giro anticlônico (ciclônico) do vento com a altura indica uma advecção horizontal quente (fria).

Por fim, vale ressaltar que a evolução dos campos de PNMM e espessura da camada 1000-500 hPa discutida neste artigo mostram uma evolução típica dos ciclones subtropicais no período do verão austral, conforme apresentado por Gozzo *et al.*

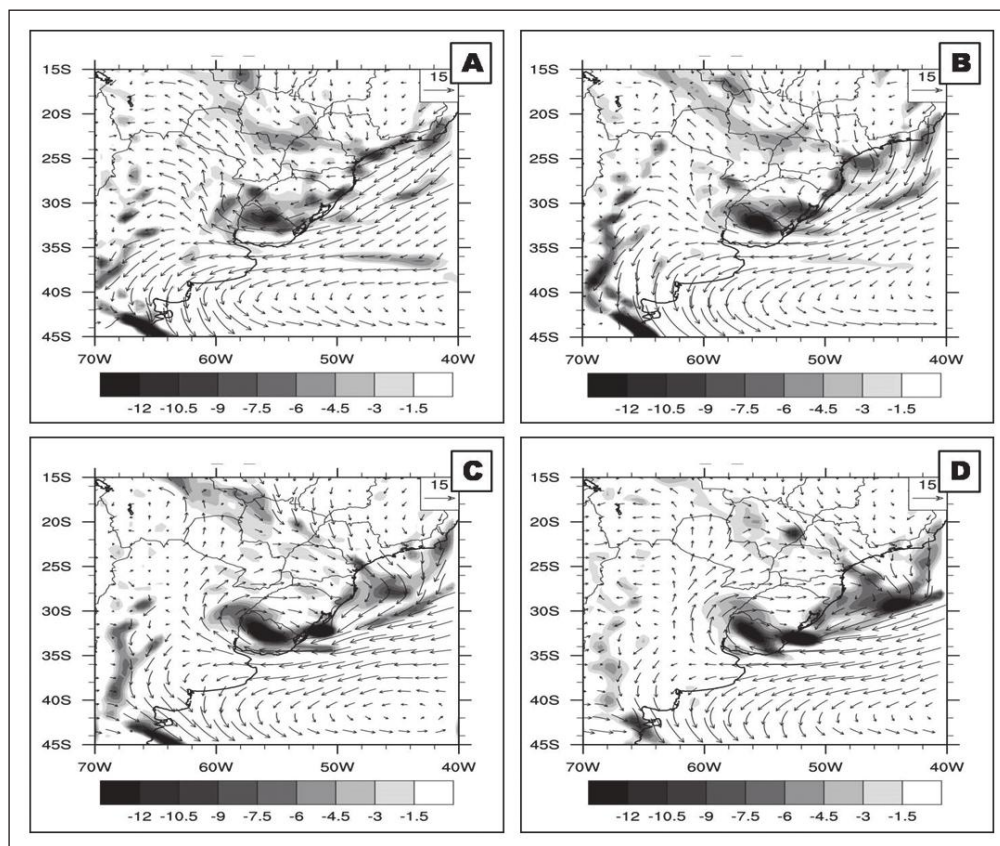


Figura 11. Velocidade do vento (m s^{-1}) e vorticidade relativa (10^{-4} s^{-1}) em 925 hPa no dia 29 de janeiro de 2009 às: A. 00UTC; B. 06UTC; C. 12UTC; D. 18UTC.

(2014). Na evolução do ciclone, a formação do centro de baixa pressão ocorre ao norte de uma área de alta pressão, nesse caso, extensão da alta subtropical do Atlântico Sul, com o campo de espessura 1000-500 hPa (isolinhas tracejadas na cor vermelha) apresentando uma configuração típica de bloqueio ao sul do ciclone (Figura 12B). Além disso, não há sistema frontal associado ao ciclone, outra característica típica para demonstrar que se tratava de um ciclone com características subtropicais (Hart, 2003).

Os resultados apresentados mostram o quão difícil foi qualquer tipo de avaliação das condições do tempo associadas a esse evento, no momento em

que ocorreu, pois são usados dados do modelo GFS fornecidos na época do caso. Eles mostram, também, que este evento de chuva ainda precisa de estudos mais aprofundados a respeito dos processos físicos e dinâmicos associados a ele. Pode-se especular, por exemplo, que além do fraco cisalhamento vertical do vento na camada 1000-700 hPa (Figura 10), processos de microfísica de nuvens podem ter colaborado para aumentar a eficiência de precipitação das nuvens geradas, fazendo que a maior parte do vapor d'água que convergiu para a área tenha sido convertido em chuva (Doswell *et al.*, 1996). Essas questões serão alvos de estudo posteriores.

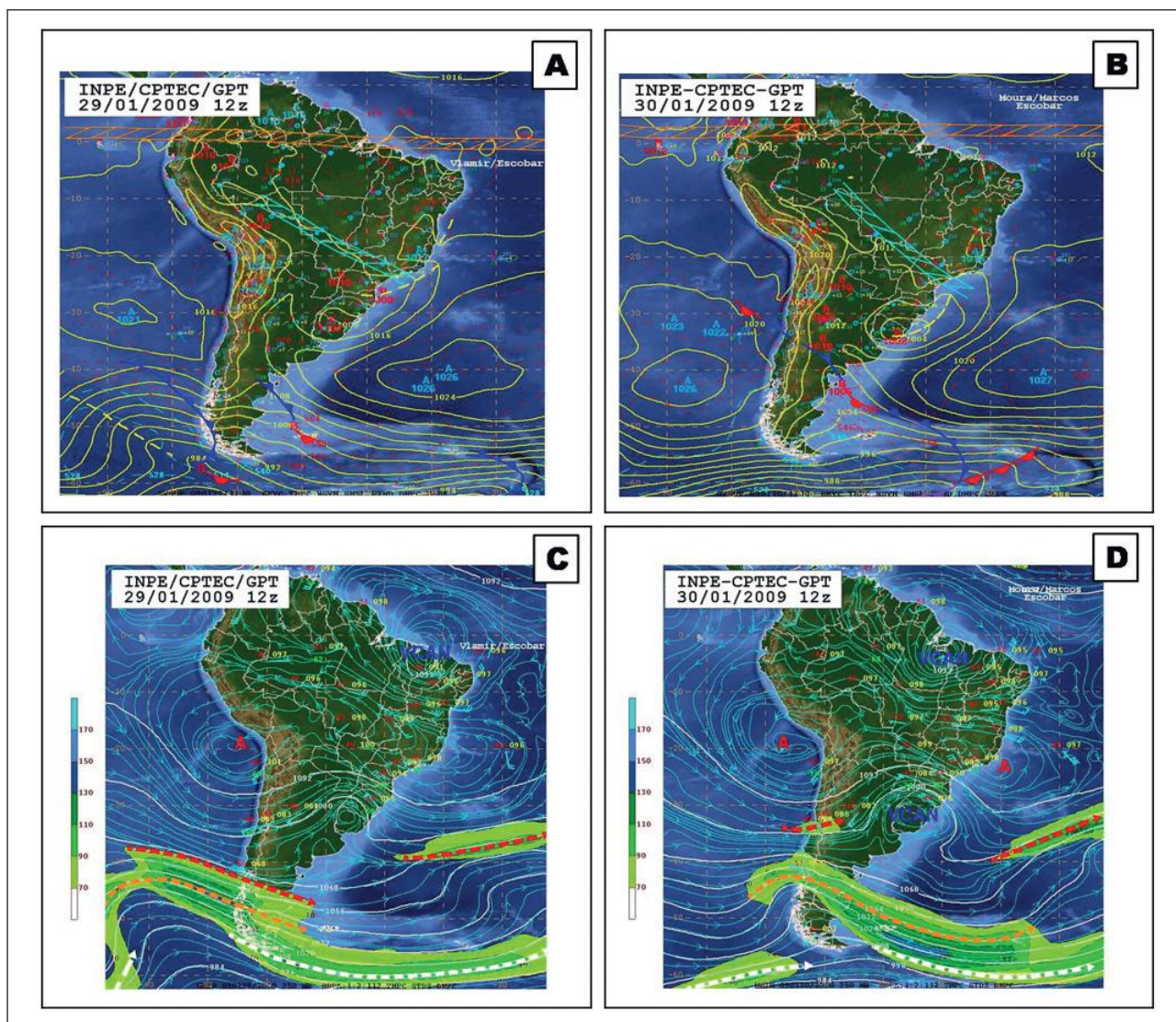


Figura 12: Cartas sinóticas de superfície A. 29 de janeiro de 2009 às 12 UTC; B. 30 de janeiro de 2009 às 12 UTC e de altitude (250 hPa) C. 29 de janeiro de 2009 às 12 UTC; D. 30 de janeiro de 2009 às 12 UTC. (extraído de GPT/CPTEC/INPE).

4 Considerações Finais e Conclusões

Na presente investigação se fez uma análise das condições sinóticas associadas a um evento de chuva intensa acontecido no dia 28 de janeiro de 2009 no município de Pelotas, RS. As principais conclusões obtidas foram que o processo de ciclogênese sobre o sul do RS foi a causa principal para a ocorrência da chuva observada, com mais de 400 mm em algumas localidades da região. A convergência do vento em baixos níveis e divergência em altura, além de uma forte convergência do fluxo de umidade na camada de 1000-700 hPa, aparentam ter sido ingredientes essenciais para a ocorrência das precipitações intensas observadas. Além disso, as condições termodinâmicas indicaram alto grau de instabilidade, com a camada abaixo de aproximadamente 500 hPa muito úmida durante a ocorrência da chuva e formação do centro de baixa pressão em superfície. Altos valores de temperatura do ponto de orvalho (> 20°C) se mantiveram durante esse período. Aliado ao alto grau de instabilidade, foi observado fraco cisalhamento vertical do vento nas camadas mais baixas da troposfera (entre 1000 e 700 hPa), o que provavelmente contribuiu para uma maior eficiência da precipitação. A advecção de ar quente em baixos níveis foi detectada a partir dos dados do GFS e também pode ser inferida a partir das radiossondagens. Entretanto, os valores foram relativamente baixos, não sendo indicativos de que as chuvas extremas observadas pudessem vir a ocorrer posteriormente (Figura 8D). A advecção de vortacidade relativa em 500 hPa também não apresentou valores elevados, comumente esperados em episódios de ciclogênese, indicando, aparentemente, que o início da formação do centro de baixa pressão que dera origem ao ciclone subtropical teve maior influência das condições atmosféricas observadas na baixa troposfera e pela instabilidade termodinâmica. Posteriormente à ocorrência da chuva, um ciclone subtropical se formou. Entretanto, esse ciclone não colaborou para a chuva registrada nesse caso.

5 Referências

- Alvarenga, L.A. 2012. Precipitação no sudeste brasileiro e sua relação com a ZCAS. *Revista Agrogeoambiental*, 4(2): 1-7.
- Bainy, B.K. & Teixeira, M.S. 2012. Synoptic analysis of an extreme precipitation event occurred in southern Brazil in January, 2009. In: CONGRESO ARGENTINO DE METEOROLOGÍA, 11, Mendoza, Argentina, 2012. Anales del XI Congreso Argentino de Meteorología, Mendoza, Argentina.
- Brandão, R.S. & Fisch, G.F. 2008. A Zona de Convergência do Atlântico Sul e seus impactos nas enchentes em áreas de risco em Guaratinguetá - SP. *Revista Biociências, UNI-TAU*, 14(2): 95-104.
- Britto, F.; Barletta, R. & Mendonça, M., 2006. Regionalização sazonal e mensal da precipitação pluvial máxima no estado do RS. *Revista Brasileira de Climatologia*, 2: 35-51.
- CRDCRS. 2016. Coordenadoria Regional de Defesa Civil do RS. Disponível em: <<http://www.defesacivil.rs.gov.br>>. Acesso em: 25 jul. 2016.
- da Rocha, R.P.; Reboita, M.S.; Gozzo, L.F.; Dutra, L.M.M. & de Jesus, E.M. 2019. Subtropical cyclones over the oceanic basins: a review. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1436(1): 138-156.
- Doswell III, C.A.; Brooks, H.E. & Maddox, R.A. 1996. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Weather and Forecasting*, 11(4): 560-581.
- George, J.J. 1960. *Weather Forecasting for Aeronautics*. New York, Academic Press, 673p.
- Gozzo, L.F.; da Rocha, R.P.; Reboita, M.S. & Sugahara, S. 2014. Subtropical cyclones over the southwestern South Atlantic: Climatological aspects and case study. *Journal of Climate*, 27(22): 8543-8562.
- Guishard, M.P.; Evans, J.L. & Hart, R.E. 2009. Atlantic subtropical storms. Part II: Climatology. *Journal of Climate*, 22(13): 3574-3594.
- Grimm, A. 2009. Clima da região sul do Brasil. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J. & DIAS, M.A.F. (ed.). *Tempo e Clima no Brasil*. Oficina de textos, p. 259-275.
- Harnack, R.P.; Apfel, K. & Cermak I.J.R. 1999. Heavy precipitation events in New Jersey: Attendant upper-air conditions. *Weather and Forecasting*, 14(6): 933-954.
- Holton, J.R. & Hakim, G.J. 2012. *An introduction to Dynamic Meteorology*. San Diego, Academic Press, 528p.
- Hart, R.E. 2003. A Cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Monthly Weather Review*, 131(4): 585-616.
- Kobiyama, M.; Mendonça, M.; Moreno, D.A.; Marcelino, I.P.O.; Marcelino, E.V.; Gonçalves, E.F.; Brazetti, L.L.P.; Gorerl, R.F.; Mollerl, G.S.F. & Rudorff, F.M. 2006. *Prevenção de desastres naturais: Conceitos básicos*. Curitiba, Organic Trading, 124p.
- Konrad, C.E. 1997. Synoptic-scale features associated with warm season heavy rainfall over the interior southeastern United States. *Weather and Forecasting*, 12(3): 557-571.
- Marwitz, J.D. 1972. Precipitation efficiency of thunderstorms on the High Plains. *Journal de Recherches Atmosphériques*, 6: 367-370.
- Machado, J.P.; de Souza Cardoso, C.; Quadro, M.F.L.; Almeida, T.D.; Costa, N.M.; Rodrigues, G.L. & de Paula, L.A. 2017. Análise Preliminar dos Índices de Instabilidade a partir de Simulações Realizadas com o Modelo Weather

- Research and Forecasting (WRF) para o Sul do Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, 40(2): 153-162.
- Nascimento, E.L. 2005. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? *Revista Brasileira de Meteorologia*, 20(1): 121-140.
- NCL. 2019. *The NCAR Command Language* (Version 6.6.2). 2019. Boulder, Colorado.
- Prieto, R.B. 2016. *Estudo de Eventos Extremos de Chuva Persistente sobre o RS entre 2004 e 2013*. Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas, Dissertação de Mestrado, 77p.
- Prieto, R.B. & Teixeira, M.S. 2016. Análisis sinóptico de um evento extremo y persistente de lluvia sobre el estado de Río Grande do Sul, Brasil, en mayo de 2004. *Ciência e Natura*, 38(2): 1110-1115.
- Rasera, G. & Campos, C.R.J. 2014. Análise de um caso de enchente ocorrido na região de Pelotas-RS em janeiro de 2009. *Ciência e Natura*, 36(1): 52-60.
- Riquetti, N.B.; Dorneles, V.R. & Nunes, A.B. 2018. Estudo do caso de precipitação intensa sobre Foz do Iguaçu-PR em setembro de 2015. *Revista Brasileira de Climatologia*, 22: 589-606.
- Silva Dias, M.A.F. 1987. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2: 133-150.
- Teixeira, M.S. 2004. *Atividade de Ondas Sinópticas relacionada a episódios de chuvas intensas na região sul do Brasil*. Programa de Pós-graduação em Meteorologia, INPE, São José dos Campos, Dissertação de Mestrado, 123p.
- Teixeira, M.S. 2009. *Caracterização física e dinâmica de episódios de chuvas intensas nas regiões sul e sudeste do Brasil*. Programa de Pós-graduação em Meteorologia, INPE, São José dos Campos, Tese de Doutorado, 219p.
- Tominaga, L.K; Santoro, J & Amaral, R. 2009. *Desastres Naturais: conhecer para prevenir*. São Paulo, Instituto Geológico, 196p.
- Xu, W. & Zipser, E.J. 2015. Convective intensity, vertical precipitation structures, and microphysics of two contrasting convective regimes during the 2008 TiMREX. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(9): 4000-4016.